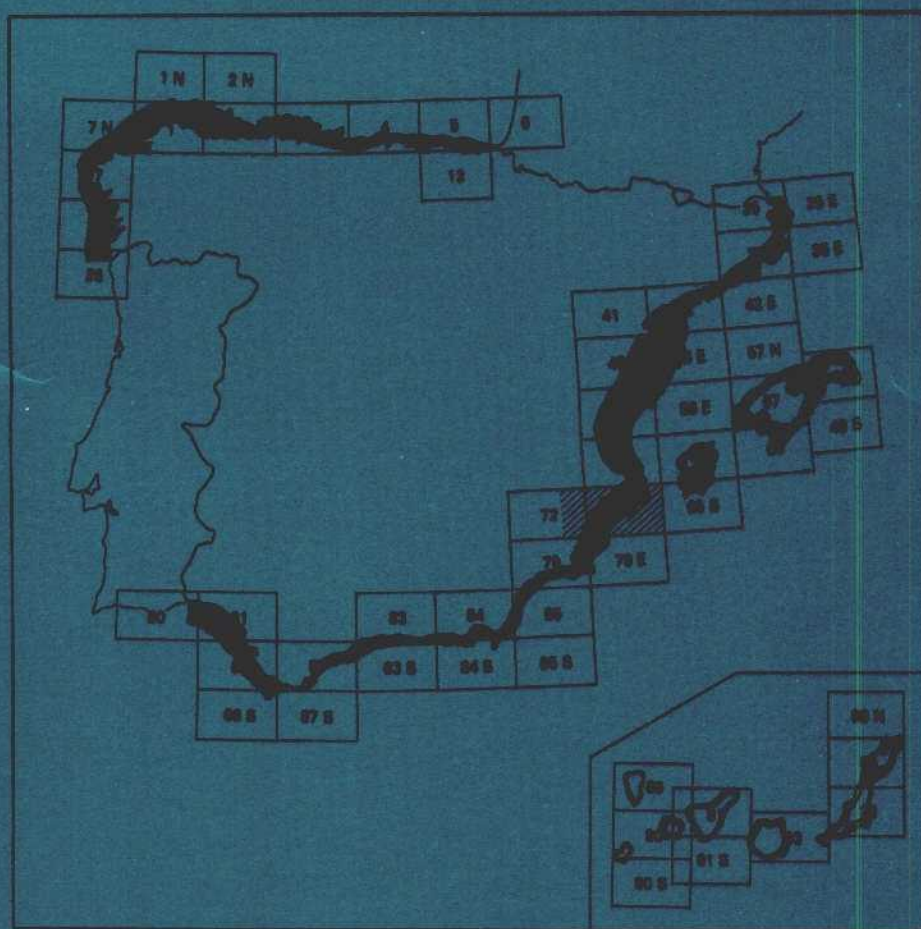




MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS
ADYACENTES

Escala 1:200.000



Primera edición

ELCHE-ALICANTE

26049

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS
ADYACENTES

ESCALA 1.200.000

ELCHE-ALICANTE

Primera edición

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23, - 28003 Madrid

Depósito legal: M-1071-1994

NIPO: 232-93-004-6

Fotocomposición: GEOTEM S.L., Sambara, 40

Imprime: Master's Gráfico, S.A.

Este grupo de Hojas y su Memoria han sido elaboradas bajo normas, dirección y supervisión del ITGE.

DIRECCION Y SUPERVISION:

E. González García (ITGE)

AUTORES:

E. Catafau Alcántara (ITGE)

M. Gaytán de Ayala y Bolín (.S.O.C.I.M.E.P.)

I. Pereda Alonso (ITGE)

J.T. Vázquez Garrido (ITGE)

J. Wandossell Santamaría (.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. Wandossell Santamaría.

INDICE

1. INTRODUCCION.....	7
2. METODOLOGIA	9
2.1. Campañas oceanográficas	9
2.2. Análisis de muestras y testigos	9
2.3. Elaboración de mapas	9
3. MARCO GEOLOGICO	13
4. GEOMORFOLOGIA.....	15
4.1. Plataforma continental.....	15
4.1.1. Tipos morfológicos	15
4.1.1.1. Morfologías deposicionales.....	15
4.1.1.2. Morfologías erosivas	17
4.1.2. Sectores morfológicos.....	25
4.2. Talud y ascenso continental	30
5. AMBIENTES DEPOSICIONALES DE LOS SEDIMENTOS NO CONSOLIDADOS	41
5.1. Consideraciones generales.....	41
5.1.1. Distribución de los sedimentos en función de su textura	41
5.1.2. Distribución de los sedimentos en función de la relación textura-carbonato	41
5.2. Resultados del tratamiento estadístico.....	41
5.3. Distribución de los sedimentos en función de sus facies	42
5.3.1. Plataforma continental.....	42
5.3.2. Talud y ascenso continental	45
6. GEOLOGIA.....	47
6.1. Zona Terrestre.....	47
6.1.1. Unidades Béticas Internas	47
6.1.2. Unidades Béticas Externas.....	47
6.1.2.1. Prebético	47
6.1.2.2. Subbético	47
6.1.3. Formaciones postorogénicas	49
6.2. Margen Continental.....	49
6.2.1. Basamento	49
6.2.1.1. Unidades Béticas Internas	49
6.2.1.2. Unidades Béticas Externas.....	50
6.2.2. Relleno neógeno-cuaternario.....	52
6.2.2.1. Mioceno medio-superior.....	52
6.2.2.2. Pliocuatnario.....	53
6.2.2.3. Plioceno.....	53
6.2.2.4. Cuaternario	55
7. TECTONICA	63
7.1. Zona Terrestre.....	63
7.1.1. Tectónica alpina.....	63
7.1.2. Tectónica postalpina. Neotectónica	63
7.2. Margen Continental.....	63
7.2.1. Tectónica alpina.....	63
7.2.2. Tectónica postalpina. Neotectónica	64
7.2.2.1. Sector septentrional.....	64
7.2.2.2. Sector meridional.....	65
8. HISTORIA GEOLOGICA.....	67
8.1. Etapas prealpina y alpina.....	67
8.2. Etapa postalpina. Neotectónica	67
9. BIBLIOGRAFIA	71

1. INTRODUCCION

El presente grupo de Hojas marinas nº 72 (Elche) y nº 73 (Alicante) corresponde a la zona de la provincia de Alicante limitada por los paralelos 38° 40 04.3 N y 38° 00 04.5 N y los meridianos 0° 41 10.9 OE y 0° 35 30.4 E; se estudia la zona terrestre y el margen continental del sector de la costa alicantina comprendido entre el cabo Cervera, al Sur, y Cala de la Fustera, límite septentrional de la Hoja.

Es objetivo primordial de la presente Hoja marina el conocimiento geológico del margen continental (estructura del basamento, edad y potencia de los distintos materiales que conforman la plataforma, etc.) y su relación con las formaciones terrestres, encaminado a la obtención de la infraestructura básica imprescindible para la ejecución de futuros tra-

bajos tecnológicos, entre los que cabe citar la delimitación de los recursos naturales susceptibles de aprovechamiento, el estudio geotécnico de determinadas áreas, etc.

Toda la información así obtenida puede ser complementada con el abundante fondo documental no incluido en la edición de la presente Hoja marina: perfiles geofísicos, litoteca de las muestras tomadas del fondo marino, archivo de fichas sedimentarias, diversos mapas del contenido en limos, arcillas, limos + arcillas, carbonatos, etc.

El ITGE quiere agradecer a REPSOL las facilidades para el acceso a los perfiles sísmicos convencionales y sondeos realizados para la investigación petrolera en la zona de estudio.

2. METODOLOGIA

2.1 CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS

Se han realizado cinco campañas oceanográficas (tres de sísmica de alta resolución y dos de toma de muestras) durante el período 1986-1988.

El posicionamiento se ha llevado a cabo mediante el sistema MAXIRAN, con una precisión de ± 5 m.

- *Sísmica de reflexión continua*

Se ha programado una red de perfiles sísmicos de alta resolución de direcciones paralelas y perpendiculares a las directrices tectónicas de la zona, con separación de 2-4 km entre perfiles y recorrido total de 4 826 km. Sin embargo, al haber utilizado simultáneamente diferentes potencias y frecuencias de emisión, la información recogida equivale a la proporcionada por 16 523 km de navegación. (Tabla I y Fig. 1).

Los equipos utilizados han sido los siguientes: Uniboom EGG (300-500 J); Sparker EGG (200-1 000 J y 1 000-5 000 J); Sonar de barrido lateral (SBL) Klein 351 y EGG, ambos de 100 kHz; Perfilador de Sedimentos («Mud Penetrator») ORE 1 036 y EDO-SD, ambos de 3,5 kHz; y, finalmente, Sparker Fairfield de 10 electrodos y 15 kJ para la realización de cuatro perfiles de sísmica convencional. Simultánea y permanentemente se empleó una ecosonda de precisión ATLAS-DESO 20.

- *Toma de muestras*

En las dos campañas de toma de muestras, programadas a partir de los perfiles sísmicos, especialmente por el 3,5 kHz, se han recogido 1 498 muestras (de roca y sedimentos no consolidados), lo que equivale a una densidad de 0,6 muestras/km² (Tabla II y Fig. 2).

Los equipos empleados han sido los siguientes: draga de cuchara Van Veen; testigos de gravedad, con lanza de 2,5 m de longitud y 70 mm de diámetro; y testigos de roca, con lanza de 0,5 m de longitud y 150 mm de diámetro.

2.2. ANALISIS DE MUESTRAS Y TESTIGOS

De 1 550 muestras seleccionadas en base a ser representativas de las principales litologías existentes, se han realizado un total de 6 200 análisis, encaminados a la determinación de los siguientes parámetros: granulometría, mediante tamizado para tamaños superiores a 62 micras, y mediante el método del densímetro y Sedigraph (para determinar el porcentaje de limos y arcillas) en las muestras de tamaño inferior a 62 micras; calcimetría; componentes de las fracciones de arena y grava; y mineralogía de la fracción pesada de las arenas.

Se recogieron 125 muestras de rocas sedimentarias que han sido descritas micropaleontológicamente mediante lámina delgada y, en algunos casos, por levigado.

2.3. ELABORACION DE MAPAS

Se han elaborado los siguientes mapas:

A. *Mapa Geológico y Morfológico*, a escala 1 : 200 000

En este mapa se han representado:

- Geología de las formaciones terrestres.
- Las distintas formaciones de los sedimentos no consolidados holocenos y las unidades pre-holocenas aflorantes, entre las que también se incluyen las subaflorantes con cobertera menor a 1 m.
- Batimetría, con equidistancia de 10 m hasta los 200 m de profundidad, y de 100 m a partir de esta profundidad.
- Morfología del fondo marino.
- Isopacas del Holoceno con un intervalo de curvas de 5 m, e isopacas del Cuaternario, con equidistancias de 20 m hasta los 100 m y de 50 m a partir de dicho valor.
- Accidentes tectónicos y estructurales que afectan al fondo marino.
- Diversos esquemas y cortes geológicos.

B. *Mapa Estructural*, a escala 1 : 200 000

Este mapa incluye:

- Geología de las formaciones terrestres.
- Estructura del basamento.
- Batimetría con un intervalo de 20 m hasta los 100 m y de 100 m a partir de esta profundidad.
- Isopacas del Pliocuatrnario, con un intervalo entre curvas de 200 m.
- Isobatas de la base de las formaciones postorogénicas, con un intervalo entre curvas de 500 m.
- Diversos cortes geológicos.

C. *Mapa textural de sedimentos superficiales*, a escala 1 : 400 000

Se representa la distribución espacial de los sedimentos en función de su composición granulométrica, utilizando el diagrama triangular de Shepard (1954).

D. *Mapa de relación textura-carbonato*, a escala 1 : 400 000

Se representa la distribución espacial de los sedimentos superficiales en función de su composición textural y del porcentaje total de carbonato.

E. *Mapa de facies sedimentológicas*, a escala 1 : 400 000

Se representa la distribución espacial de los sedimentos superficiales en función de: su composición textural, los componentes (biógenos y terrígenos) de la fracción arena, el porcentaje de carbonato y la batimetría.

TABLA 1

Campañas de prospección geofísica realizadas por el ITGE

CAMPAÑA	SPARKER (km)	UNIBOOM (km)	PERFILADOR DE SEDIMENTOS	S. B. L.* (km)	SISMICA DIGITAL (km)	TOTAL km NAVEGADOS
G-73-1 (1986)	550	409	—	660	—	959
G-73-2 (1987)	1.362	518	1.827	666	164	2.020
G-73-3 (1988)	1.847	—	1.847	1.847	—	1.847
SUBTOTAL	3.759	927	3.674	3.173	164	4.826

*S. B. L. =Sonar de Barrido Lateral.

Total km de navegación: 4.826

Total km de datos geofísicos: Sparker:..... 3.759

Uniboom: 927

Perf. sed.: 3.674

Sismica dig.: 164

Ecosonda:..... 4.826

S.B.L.: 3.173

TOTAL..... 16.523 km

TABLA 2

Campaña de toma de muestras

CAMPAÑA	DRAGAS DE CUCHARA (muestras)	TESTIGOS DE ROCA (muestras)	TESTIGOS DE GRAVEDAD (muestras)	TOTAL
M. 73-1 (1987)	—	736	—	736
M. 73-2 (1988)	618	117	27	762
SUBTOTAL	618	853	27	1.498

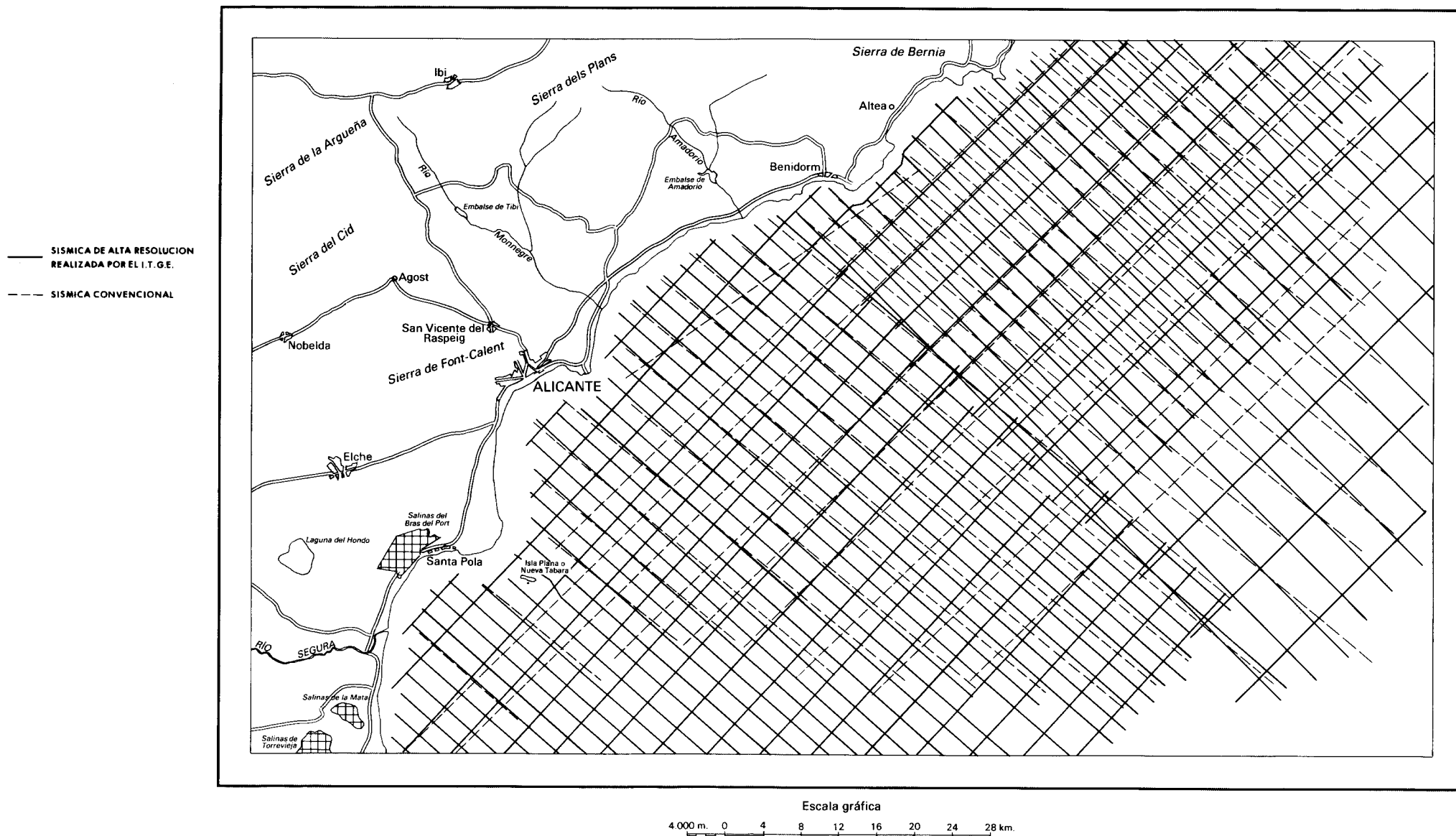


Fig. 1.- Mapa de situación de las líneas sísmicas utilizadas.

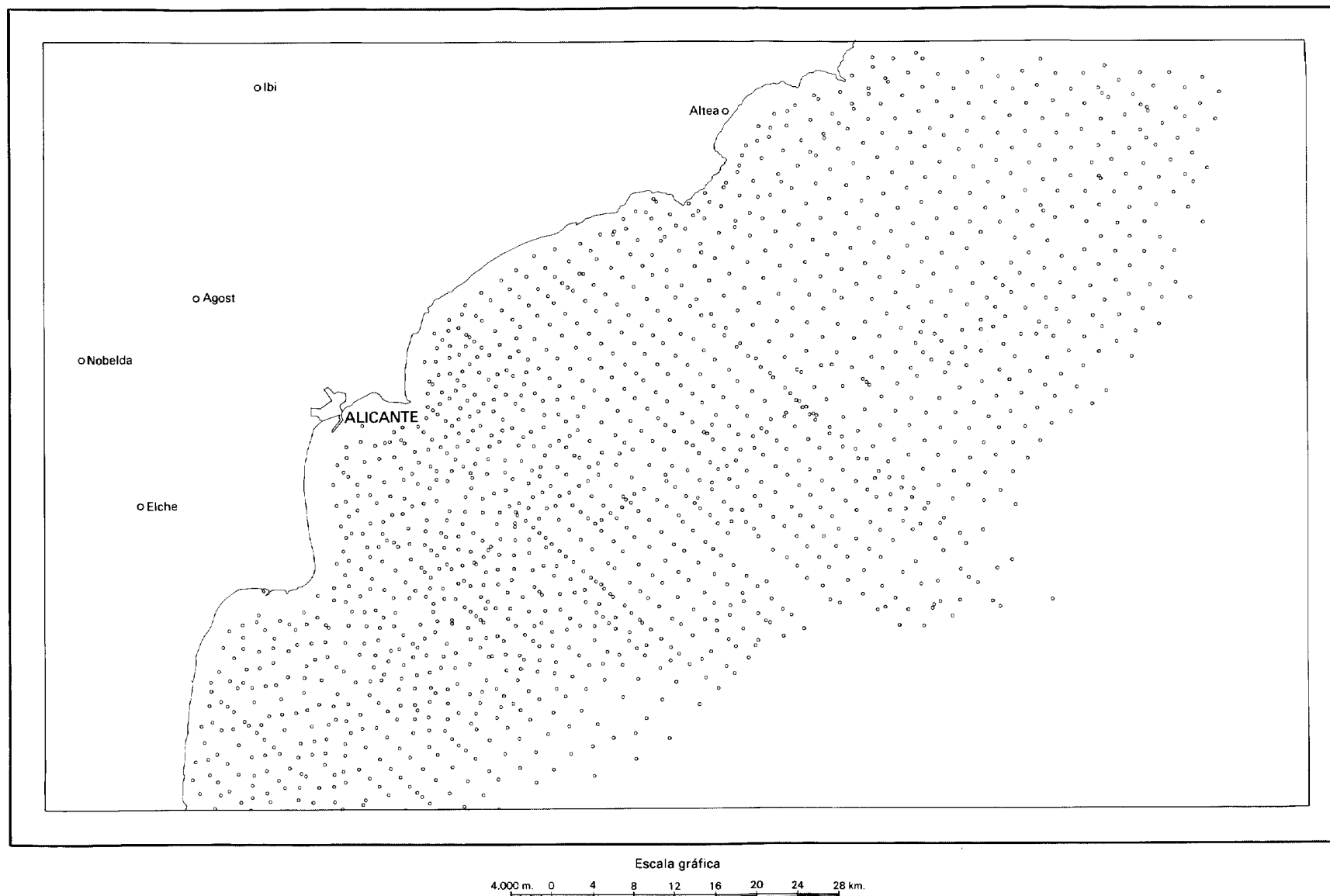


Fig. 2.- Mapa de situación de muestras.

3. MARCO GEOLOGICO

La región se sitúa en pleno orógeno bético, en la zona de colisión de las grandes placas africana y europea, o de las microplacas derivadas de las mismas. Corresponde a un área de gran actividad tectónica, donde concurren los dos dominios béticos en que se divide este orógeno: las Unidades Internas y las Externas. En la Cordillera Bética se integran materiales de la placa ibérica y de la microplaca de Alborán, de filiación discutida, africana según varios autores (Fontboté y Vera, 1983).

La *Zona Terrestre* se sitúa en el extremo oriental de la Cordillera Bética, y en ella se manifiestan muy netamente los dos dominios anteriormente citados, que siguen una alineación sensiblemente SO-NE.

Estas formaciones muestran, como cadena alpina, las características típicas en este Sistema: evolución preorogénica mesozoica caracterizada por una fuerte diferenciación en dominios paleogeográficos, apilamiento de unidades alóctonas por procesos de compresión, metamorfismo dinámico en Zonas Internas, etc. (Fontboté y Vera, 1983).

El *Margen Continental* se encuentra situado en el mar Surbaleár, que se extiende entre las islas Baleares al Norte, la costa argelina al Sur, el estrecho de Cerdeña-Túnez al Este, y el mar de Alborán al Oeste, constituyendo el sector más meridional de la cuenca mediterránea occidental.

Esta cuenca mediterránea, situada entre las costas norteafricana, española, francesa e italiana, de forma aproximadamente triangular, ha tenido una génesis relativamente reciente.

A partir del Oligoceno superior-Aquitaniense, coexistiendo con las últimas fases del orógeno alpino, se produce un proceso generalizado de expansión en este área mediante «rifting» continental, rotación hacia el Este del bloque corso-sardo y desarrollo de un punto triple tipo «r» al Sureste de Menorca (Rehault *et al.*, 1985), una de cuyas ramas producirá la apertura de la cuenca surbaleár en el Burdigaliense (Auzende *et al.*, 1973). Esta apertura se produce a favor de fracturas 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.

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), si bien en el área que nos ocupa el margen continental presenta una interesante complejidad desde el punto de vista tectónico, dada la importancia que ha tenido el desarrollo de estructuras compresivas en su configuración.

De los tres tipos en que pueden diferenciarse los márgenes pasivos en función de la morfología, cobertera sedimentaria y estilo tectónico (progradante, intermedio y abrupto), el que corresponde a la presente Hoja es básicamente del tipo progradante, si bien pueden encontrarse taludes abruptos en las paredes de los cañones, e intermedios asociados a las alineaciones de afloramiento del cabo de Santa Pola.

Como es sabido, en el margen de tipo progradante las plataformas continentales son relativamente extensas, subsidentes y con importantes acumulaciones de sedimentos, como puede observarse en el sector septentrional de la presente Hoja. En cambio, en el margen de tipo intermedio se puede observar una cierta expresión morfológica de la estructura del basamento, no fosilizada totalmente por la cobertera sedimentaria. Finalmente, el margen abrupto está caracterizado por taludes muy inclinados con una cobertera sedimentaria reducida o totalmente ausente.

Es interesante señalar que el margen continental comprendido en esta Hoja se caracteriza por la presencia de dos dominios tectónicos bien diferenciados, limitados por la alineación de los altos de Santa Pola y de Alicante: el sector meridional, en el que predominan las fracturas tensionales, y el septentrional, con predominio de los cabalgamientos. No obstante, la configuración actual del margen está producida en ambos casos por fallas normales. Los principales sistemas de fracturas tanto tensionales, compresivas o de desgarre siguen dos tendencias básicas: ENE-OSO a NE SO, y ONO-ESE a NO-SE.

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. PLATAFORMA CONTINENTAL

Se denomina plataforma continental al dominio marino que se extiende desde el litoral hasta la aparición de un brusco cambio de pendiente que señala su límite exterior (borde de plataforma) y el inicio del talud continental. Si bien el borde de la plataforma continental se suele representar con una línea, en realidad se trata 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.

La plataforma continental de Alicante cubre una superficie de 3 392 km², siendo su anchura media de 32 km, con un valor mínimo de 23 km frente a Santa Pola y uno máximo de 40 km frente a Altea. El sector meridional de la plataforma tiene unos 24 km de anchura, aumentando progresivamente hacia el Norte. A partir de Altea vuelve a disminuir hasta alcanzar nuevamente los 24 km en el límite septentrional del grupo de Hojas. El borde de plataforma tiene una longitud de 106 km, situándose a unos 110 m de profundidad en el sector meridional y a 140 m en su extremo septentrional; en la zona intermedia se encuentra a unos 120 ± 8 m de profundidad.

Se distinguen en la plataforma continental 3 dominios principales:

- *Plataforma interna* que se extiende entre la zona infralitoral distal y las isobatas 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.
- *Plataforma media* que comprende desde el límite externo de la plataforma interna hasta los 80-90 m de profundidad, presentando normalmente una superficie subhorizontal, de escasa pendiente y con una gran complejidad morfológica: cuerpos y dorsales de arena, barras y diversos tipos de resaltes. Estas morfologías pueden ser heredadas de condiciones hidrodinámicas diferentes a las actuales.
- *Plataforma externa* que se extiende desde el límite externo de la anterior (80-90 m) hasta el inicio del talud continental. Corresponde a una zona de sedimentos actuales, de escasa potencia, por lo que resultan frecuentes los afloramientos de materiales más antiguos. Los tipos morfológicos suelen ser de carácter erosivo, tales como depresiones, superficies onduladas, etc.

Desde un punto de vista morfológico, en la plataforma continental alicantina se diferencian dos sectores. El sector *meridional* comprende desde el límite Sur de la Hoja hasta el cabo de la Huerta; se caracteriza principalmente por la presencia de un alto estructural, denominado Alto de Santa Pola, y por la desembocadura del río Segura; este sector de plataforma es el que presenta mayor variedad morfológica. El sector *septentrional*, desde el cabo de la Huerta hasta el límite Norte de la Hoja, presenta una superficie suave y continua,

interrumpida únicamente por una serie de afloramientos pleistocenos en la plataforma interna y media próxima al Alto de Santa Pola; a su vez, en la plataforma externa se desarrollan morfologías erosivas.

4.1.1. TIPOS MORFOLÓGICOS

La morfología de la plataforma alicantina es muy variada, principalmente en su sector meridional (véase Mapa Geológico y Morfológico). Desde un punto de vista genético, los distintos tipos morfológicos se pueden agrupar en dos grandes categorías: morfologías deposicionales y morfologías erosivas.

Las *morfologías deposicionales* forman los siguientes cuerpos sedimentarios:

- prodeltas
- campos de dorsales de arena
- cuerpos de arena y dorsales aisladas
- deltas marginales

Las *morfologías erosivas*, que corresponden a depósitos heredados modificados por las actuales condiciones de erosión/sedimentación, incluyen los siguientes tipos:

- resaltes morfológicos (litológicos y estructurales)
- superficies de abrasión
- superficies onduladas
- depresiones

Seguidamente se describen las características y la localización de los diferentes tipos morfológicos:

4.1.1.1. Morfologías Deposicionales

A. Prodeltas

El prodelta del río Segura constituye un cuerpo sedimentario progradante en forma de cuña, que presenta una superficie relativamente plana e inclinada (Fig. 3). Está constituido por la superposición de los distintos frentes deltaicos, que señalan las diferentes fases de crecimiento. La desembocadura se produce a la altura de Guardamar, al Sur de Santa Pola. El prodelta presenta un desarrollo máximo frente a su desembocadura con una potencia de unos 20 m y se extiende unos 14 km mar adentro. Su desarrollo y extensión están condicionados por las corrientes de deriva litoral, que canalizan los aportes hacia el Sur.

B. Campos de Dorsales de Arena

Las dorsales de arena («sand ridges») son cuerpos convexos de materiales arenosos, frecuentes en las plataformas continentales españolas (Catafau *et al.*, 1990; Díaz *et al.*, 1989). Estos cuerpos presentan en general un desarrollo asimétrico, con el borde más abrupto normalmente hacia mar adentro.

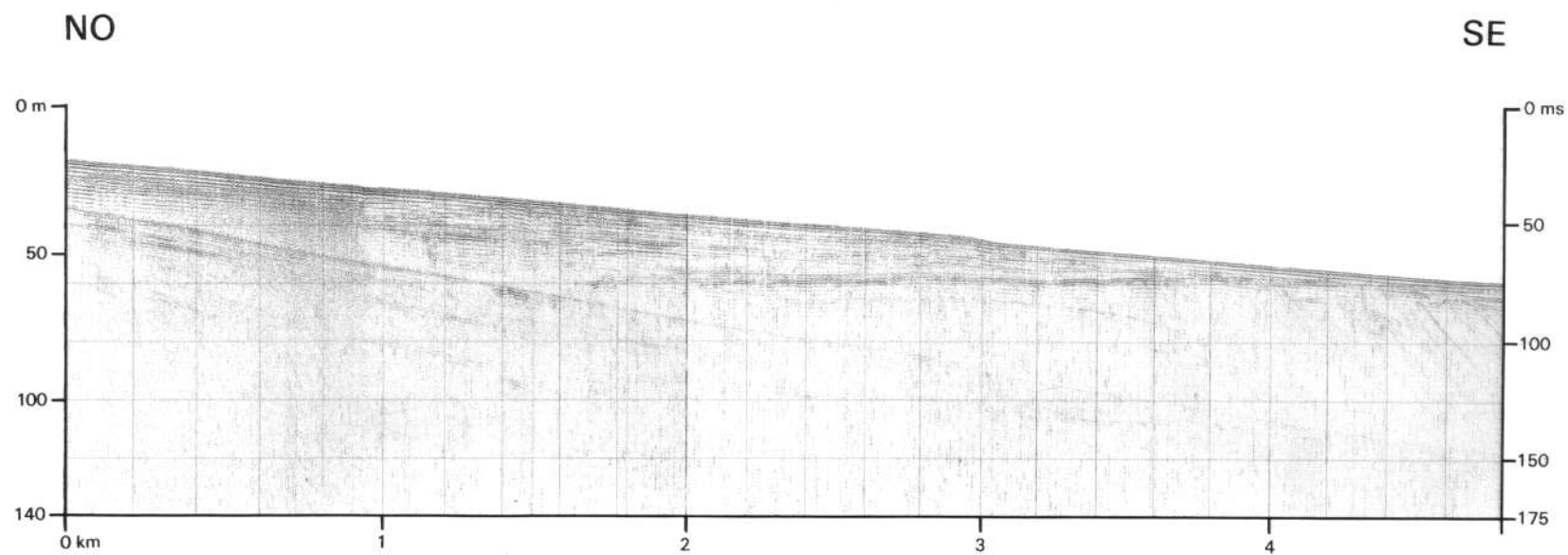
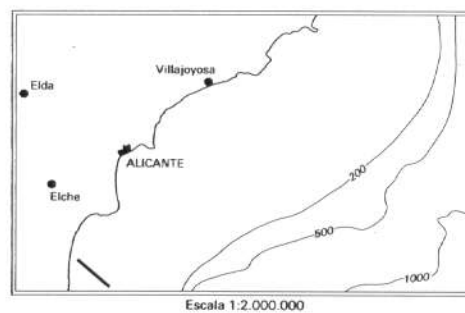


Fig. 3.- Cuña deposicional correspondiente al prodelta del río Segura (Uniboom, 300 J)

Los campos de dorsales de arena están constituidos por una asociación de tales cuerpos, que se distribuyen formando alineaciones mar adentro y con una extensión lateral muy variada. Estos campos se encuentran únicamente en la plataforma media y externa del sector meridional.

Se pueden diferenciar dos campos, de orientación SO-NE.

El *Campo 1* está situado entre la salina de la Mata y el cabo de Santa Pola, entre los 50 y 85 m de profundidad, bordeando los afloramientos pleistocenos; presenta unas longitudes de onda comprendidas entre los 1 200 y 800 m, con una media de 1 km; su extensión horizontal media es de 2 km; la potencia oscila entre los 4 y 6 m (Fig. 4). Se contabilizan en total 15 dorsales.

El *Campo 2* está emplazado frente a El Altet, entre los 60 y 70 m de profundidad. Es de extensión más reducida de sólo 4 dorsales, con longitudes de onda de unos 800 m, potencias de 4-5 m y extensiones medias de 1 km.

Otro grupo de 3 dorsales se encuentra entre los afloramientos del basamento bético, frente al cabo de Santa Pola; sus características son similares a las del campo 2.

Estas dorsales arenosas están consideradas como depósitos litorales de antiguas líneas de costa desarrolladas durante la transgresión Versiliense, correspondiendo actualmente a depósitos arenosos relictos holocenos (Duane *et al.*, 1972).

C. Cuerpos de Arena y Dorsales Aisladas

Los *cuerpos de arena* son depósitos arenosos de gran longitud y extensión. Presentan una forma convexa, con reflectores concéntricos y paralelos a su superficie externa.

En la plataforma continental de Alicante se ha encontrado un único cuerpo de arena (Fig. 5), situado junto a la isla de Tabarca. Tiene una longitud de 6 km, una potencia máxima de 18 m y una anchura máxima de 3 km; se extiende paralelamente a la costa actual entre los 40 y 50 m de profundidad.

Las *dorsales aisladas* son depósitos arenosos adosados a resaltes morfológicos. En la plataforma continental en estudio aparecen cuatro de estas dorsales (véase el Mapa Geológico y Morfológico), asociadas a afloramientos del Plioceno existentes en el Alto de Santa Pola (Fig. 6), situadas entre los 65-70 m de profundidad. Una quinta dorsal aparece frente al cabo de Santa Pola, asociada a un afloramiento del basamento bético, a 70 m de profundidad.

Todos estos cuerpos arenosos se consideran depósitos litorales abandonados durante la transgresión Versiliense, conservándose actualmente como formas relictas de la plataforma continental.

D. Deltas Marginales

Son cuerpos sedimentarios en forma de cuña, situados en la plataforma externa. Como toda formación deltaica, presentan una estructura interna progradante, formada por re-

flectores oblicuo-paralelos con una superficie de truncación erosional a techo; cuerpos de este tipo se han encontrado en Málaga-Granada (Ercilla, 1992).

En el sector meridional de la plataforma se encuentra un delta marginal del Pleistoceno superior, con 17 km de longitud y una anchura media de 1 000 m (Fig. 7).

En el sector septentrional aparece otro delta marginal de la misma edad, situado frente a Altea. Es de menor longitud (8 km) y presenta una anchura mayor, con un máximo de 9 km (Fig. 8). Su origen puede estar relacionado con antiguas redes fluviales del sector, que actualmente sólo presentan un conjunto de ramblas y barrancos con flujos de agua estacionales.

Ambos deltas marginales se extienden hasta el borde de plataforma.

4.1.1.2. Morfologías erosivas

A. Resaltes Morfológicos

Son relieves positivos de origen y extensión variable, que pertenecen a afloramientos rocosos. De acuerdo con la forma de sus límites se pueden diferenciar dos tipos de resaltes: *escarpes*, que presentan una pendiente fuerte hacia uno de sus lados o bordes, y *crestas* (también denominadas *barras*), con pendientes abruptas en ambos extremos.

En la plataforma continental de Alicante se pueden diferenciar los siguientes resaltes: cuerpos de areniscas pleistocenas, que cubren la mayor parte de la plataforma externa del área de estudio, y afloramientos del basamento bético y del Plioceno superior, situados en el sector meridional (Fig. 9). Las areniscas pleistocenas son, de hecho, resaltes litológicos, mientras que los afloramientos del sector meridional pueden considerarse como resaltes estructurales.

Los resaltes litológicos (litificados probablemente durante el Pleistoceno superior) pueden haber actuado también como antiguas líneas de costa durante la transgresión Versiliense (Catafau *et al.*, 1990).

En el sector meridional de la plataforma, a partir de los 80 m de profundidad y ocupando la plataforma externa, se encuentra un afloramiento pleistoceno, inicialmente aterrazado, con un escarpe que se ciñe a la línea batimétrica de 90 m, desde prácticamente el límite meridional de la Hoja hasta la terminación de este afloramiento pleistoceno, frente a la Sierra Helada. Otro escarpe de menor extensión, sensiblemente paralelo a la costa, aparece a los 85 m.

Entre Alicante y Campello aparece, en este mismo afloramiento, una zona de resaltes mixtos constituida por una alineación de crestas y escarpes que por no permitir la individualización de sus elementos, ha sido denominada *Zona con resaltes morfológicos* (Fig. 10). Esta zona constituye el inicio de un estrecho promontorio que se eleva hasta los 85 m rompiendo la continuidad batimétrica.

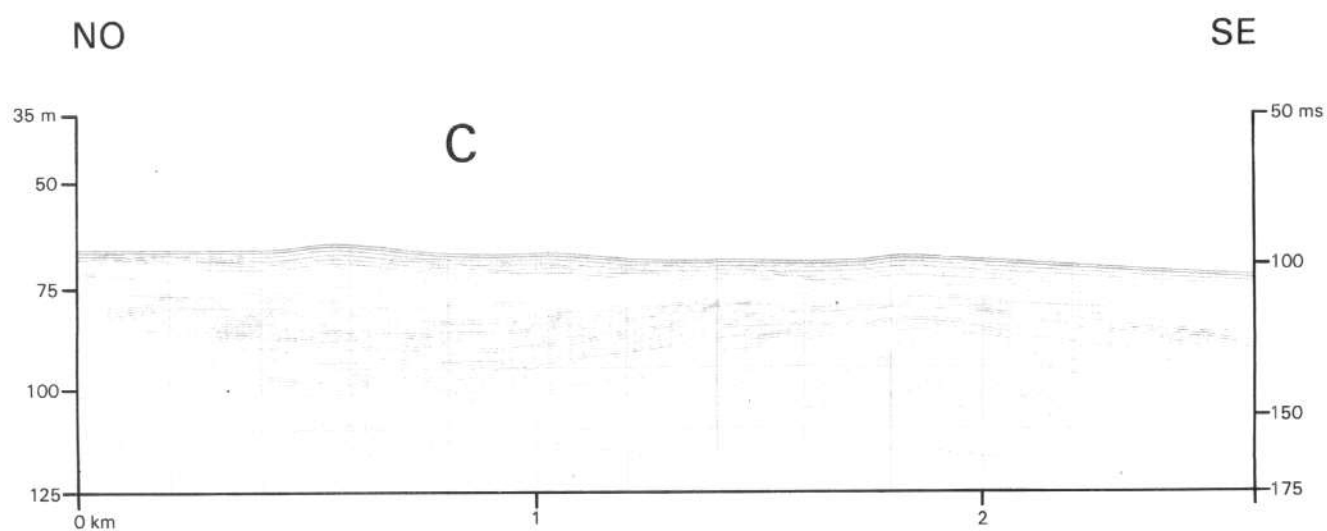
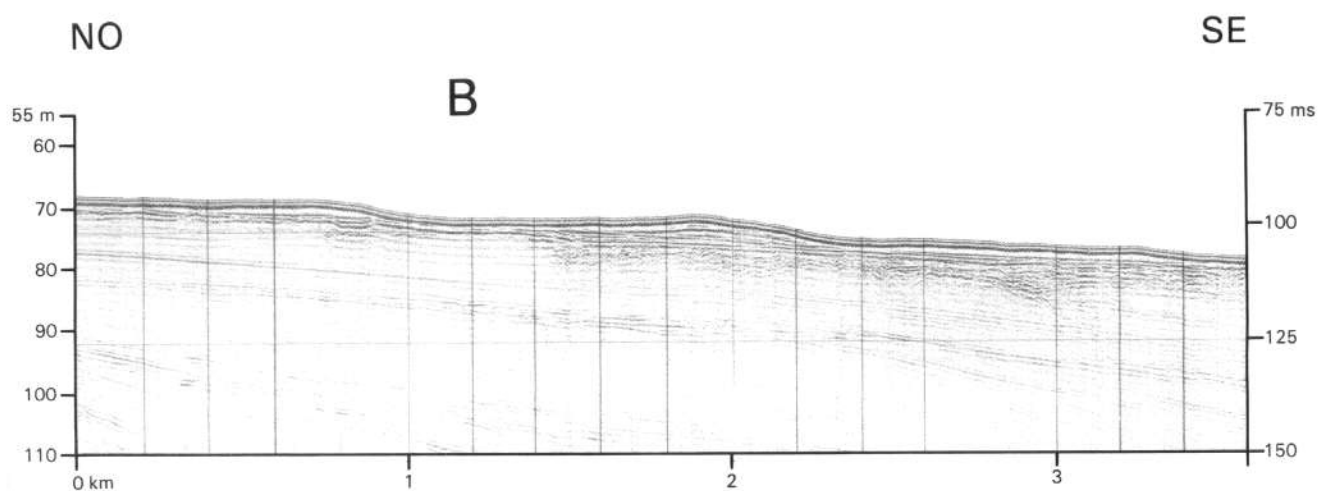
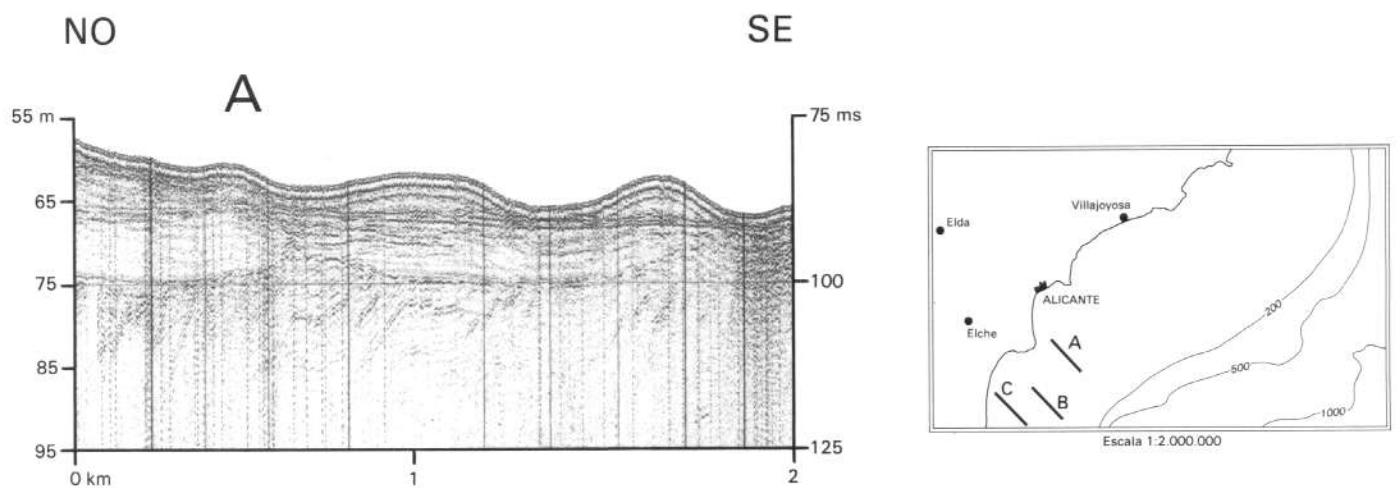


Fig. 4.- Campo de dorsales de arena (Uniboom, 300 J). A: campo 2. B y C: campo 1

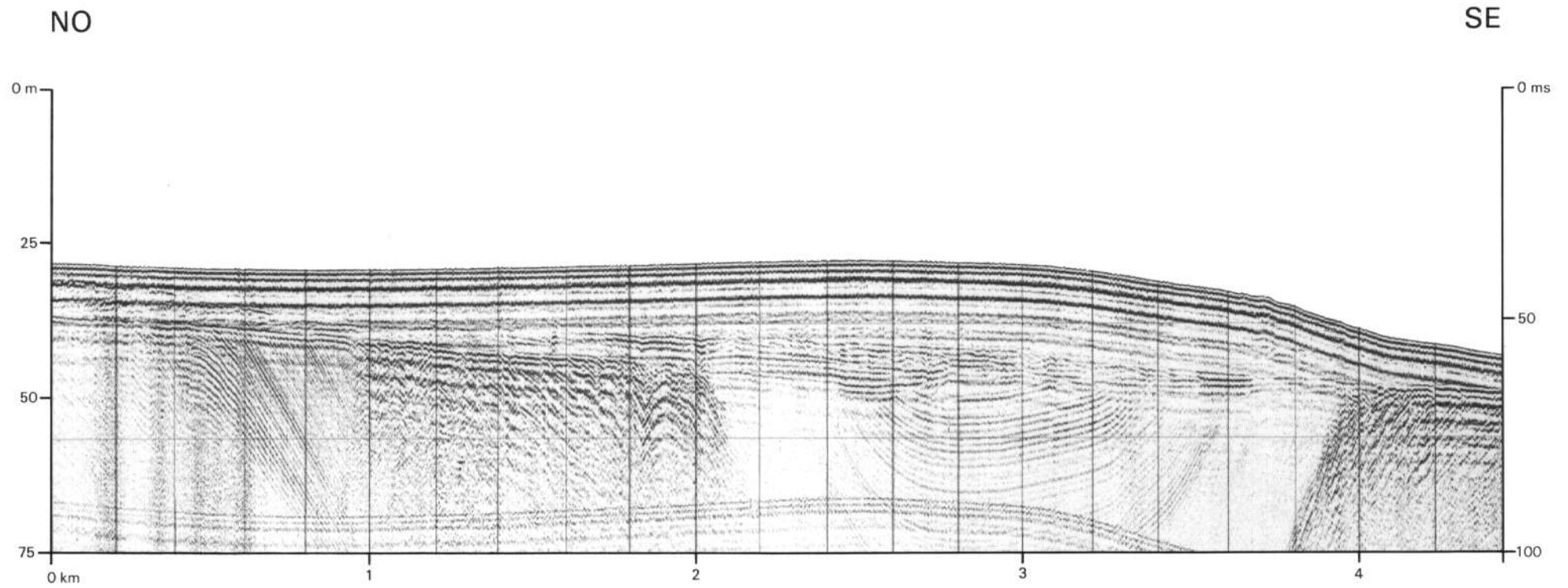
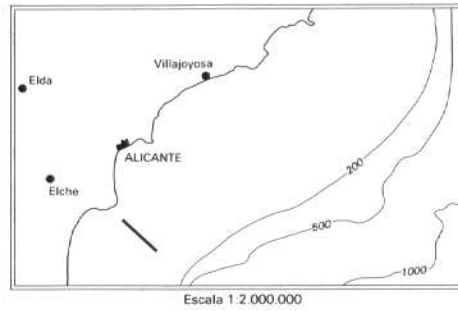


Fig. 5.- Cuerpo de arena situado en el sector meridional (Uniboom, 300 J)

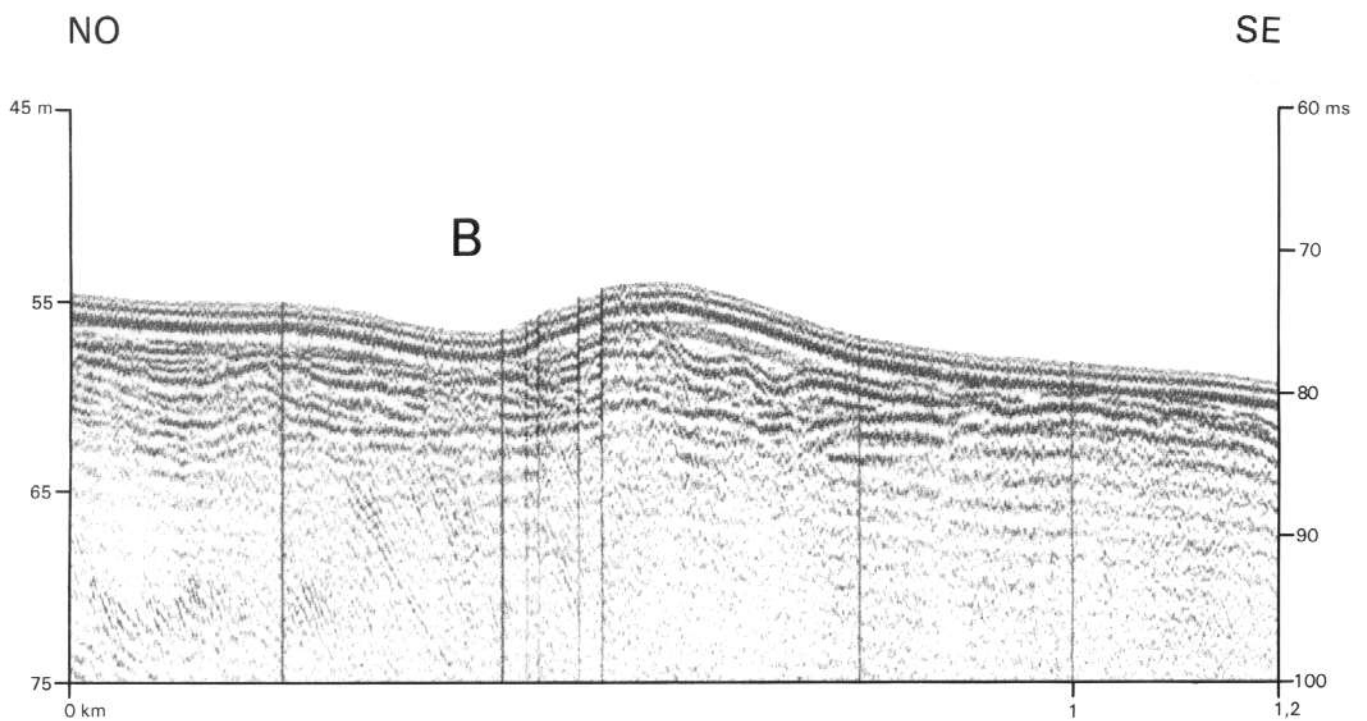
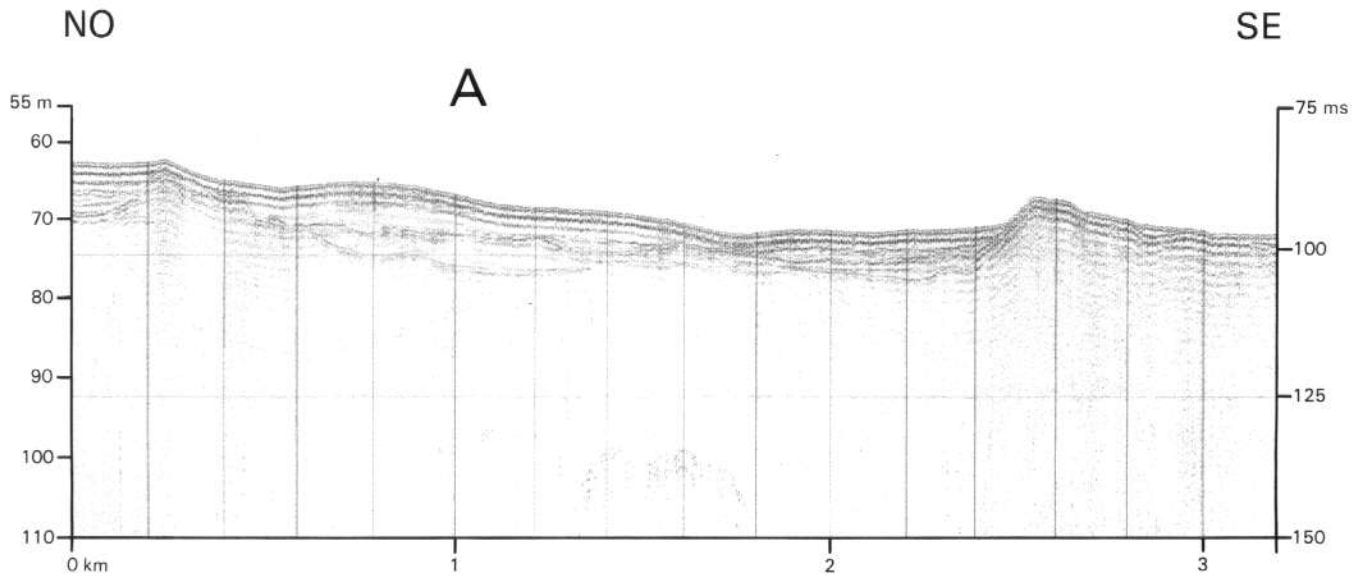
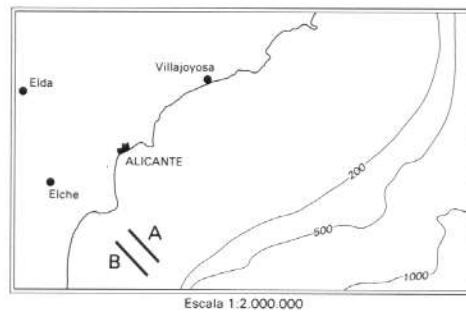


Fig. 6.- Dorsales aisladas asociadas a resaltes morfológicos (Uniboom, 300 J)

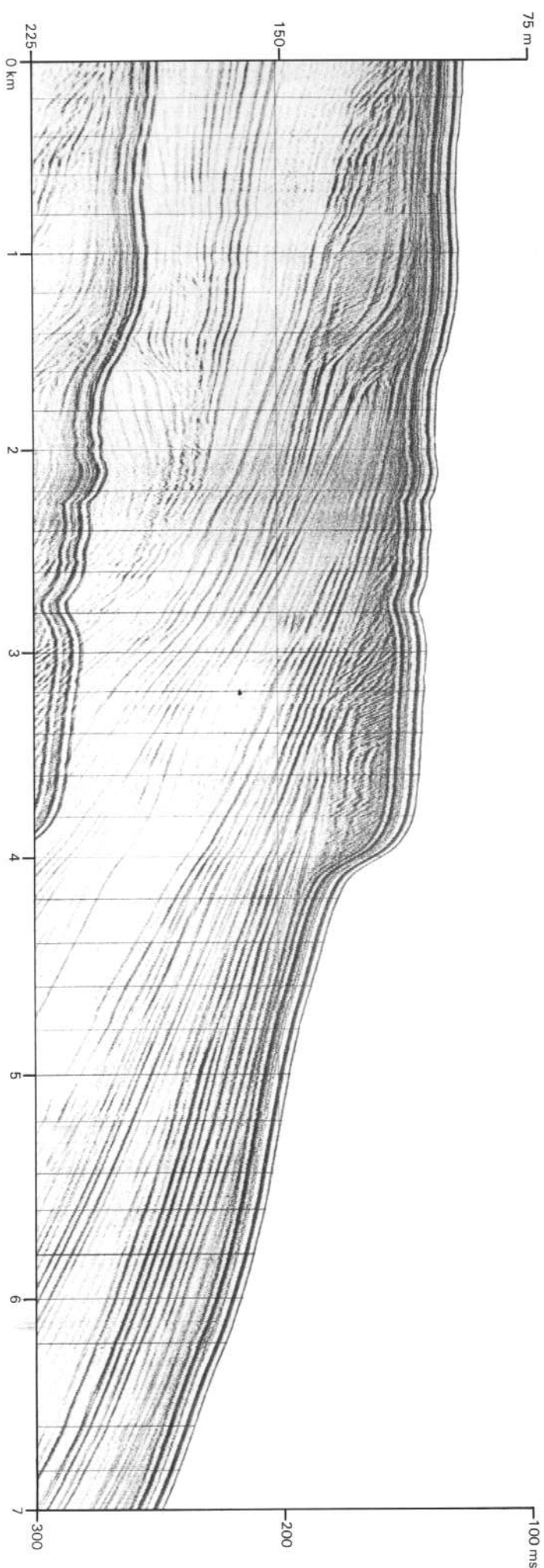
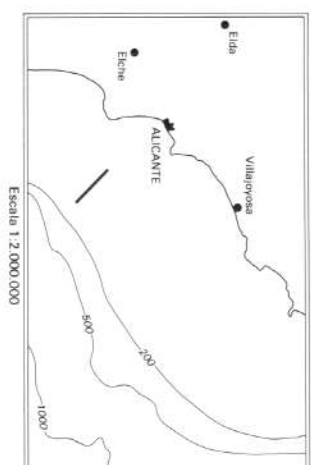


Fig. 7.- Delta marginal en el borde de la plataforma del sector meridional (Uniboom, 300 J).

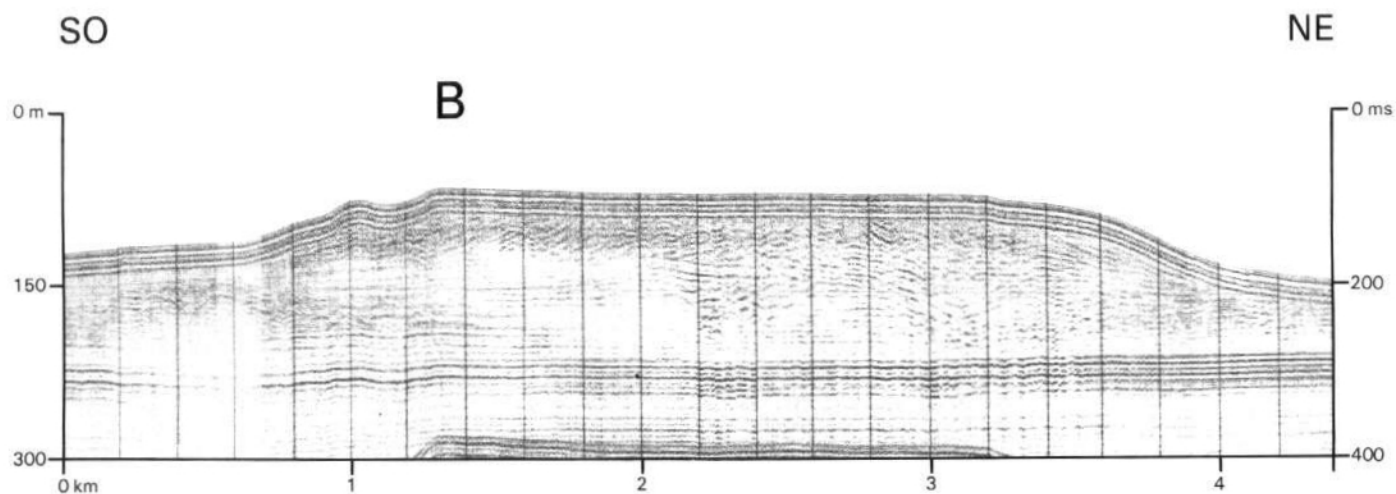
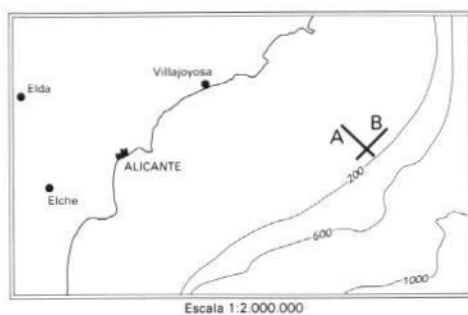
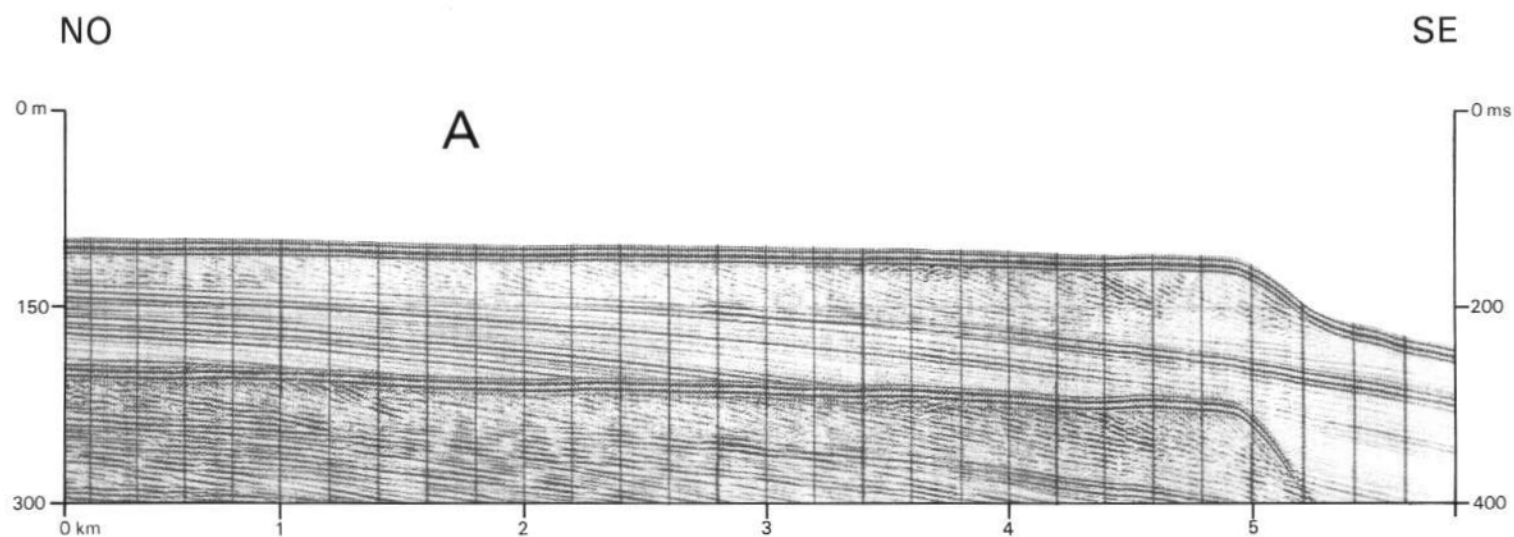


Fig. 8.- Delta marginal que se extiende hasta el borde de la plataforma en el sector septentrional (Sparker, 4000 J).
A: sección longitudinal. B: sección transversal.

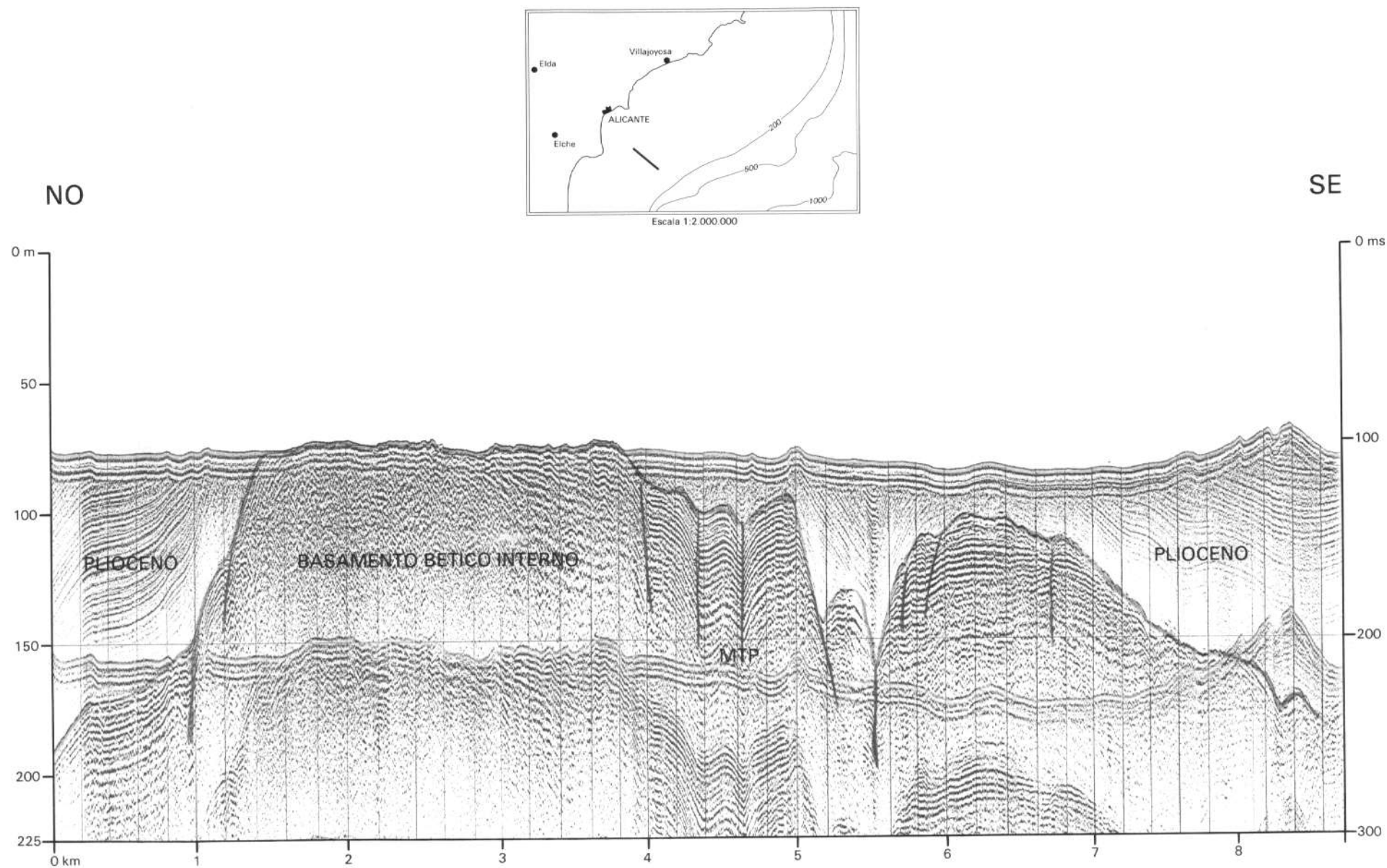


Fig. 9.- Afloramientos pliocenos y del basamento bético interno, con relieves residuales, en el sector meridional (Sparkler, 4000 J). MTP: múltiple del fondo.

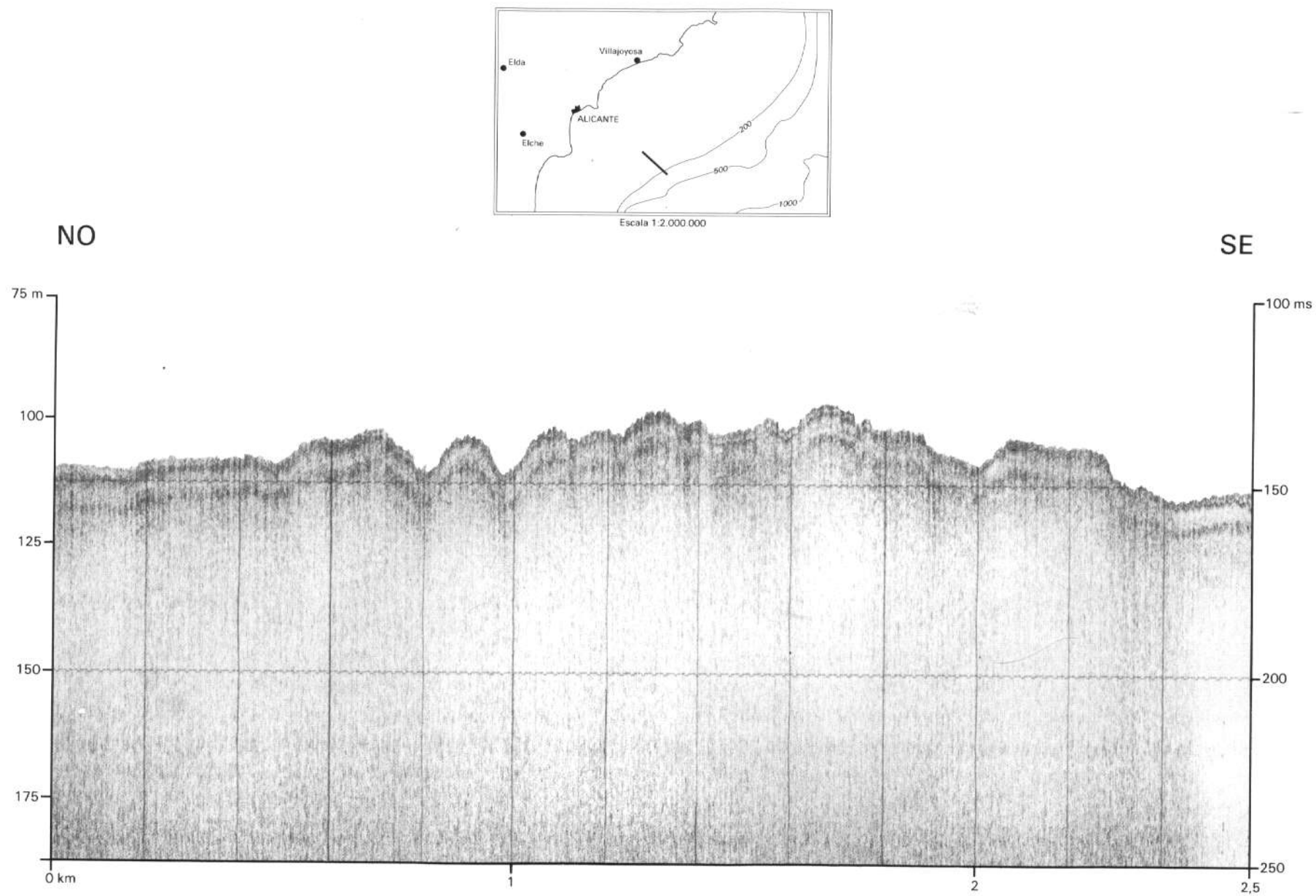


Fig. 10.- Zona con resaltes morfológicos en la plataforma externa del área Alicante-Campello (Perfilador de Sedimentos, 3.5 kHz).

También entre Alicante y Campello se encuentran una serie de crestas pleistocenas que forman dos grupos: el primero, constituido por cuatro barras orientadas sensiblemente según las directrices batimétricas, a profundidades de 40-80 m; el segundo grupo, con cinco barras situadas en la plataforma externa a 80-90 m, que también son paralelas a las líneas batimétricas (Fig. 11).

En la plataforma externa distal, a continuación de la zona de resaltes morfológicos, se encuentra una estrecha cresta pleistocena de unos 17 km de longitud, formando un resalte remarcado por una isolínea de 100 m que la circunda.

Finalmente, en el extremo septentrional de la Hoja aparece una estrecha y larga barra pleistocena, que se extiende entre los 95 y 105 m de profundidad, con una longitud de unos 20 km y una anchura media de 700 m.

B. Superficies de Abrasión

Son áreas horizontales o subhorizontales de erosión que truncan formaciones más antiguas; es frecuente la aparición de relieves residuales de las formaciones truncadas (Fig 12; véase también Fig. 9).

En el sector meridional de la plataforma de Alicante se desarrolla una superficie de abrasión que ocupa prácticamente toda la plataforma interna y media, desde el límite meridional de la Hoja hasta el cabo de la Huerta. Esta superficie está formada por materiales pliocenos y del basamento bético, que cuando no afloran están recubiertos por un manto muy delgado de sedimentos cuaternarios (véase Mapa Geológico y Morfológico). A este grupo de materiales pliocenos y de basamento se le ha denominado alto estructural de Santa Pola, cuyo techo erosionado constituye la superficie de abrasión.

La zona más meridional de la superficie de abrasión es prácticamente llana; a partir de la isla de Tabarca se encuentran una serie de fallas que compartimentan la superficie, dando lugar a unos escarpes de fallas bien marcados por las líneas batimétricas.

C. Superficies Onduladas

Son superficies formadas por ondulaciones del fondo marino, generalmente de gran amplitud y mediana altura.

Se encuentran frente a Campello, en la plataforma externa distal, a continuación de la zona de resaltes morfológicos y de la cresta pleistocena mencionada (Fig. 13); las superficies onduladas están enmarcadas entre las isobatas de 110 y 120 m, dando lugar a un conjunto de relieves de directrices sensiblemente paralelas a las curvas batimétricas.

El origen de estas superficies puede corresponder a depósitos litorales o gravitativos endurecidos, litificados y redondeados por erosión diferencial.

D. Depresiones

Son morfologías negativas de cierta continuidad longitudinal y anchura variable; su desarrollo está condicionado por la existencia de relieves heredados o residuales.

En el sector septentrional existe una depresión en la plataforma externa, que se extiende desde Altea hasta el límite Norte de la Hoja (Fig. 14). Tiene una longitud de 19 km y se bifurca hacia el Sur en dos ramales, debido a la presencia de un relieve lineal semi-paralelo al borde de la plataforma. Se extiende entre los 120 y 135 m de profundidad. Esta depresión alcanza una anchura máxima de 2 km, con un desnivel máximo de 8 m, con respecto a los bordes que la limitan.

4.1.2. SECTORES MORFOLOGICOS

El sector meridional de la plataforma que, como se ha indicado, se extiende desde el límite Sur de la Hoja hasta el cabo de la Huerta, es básicamente una extensa superficie de abrasión que cubre la plataforma interna y media hasta los 80 m de profundidad, sobre la que se ha desarrollado el prodelta del río Segura y la mayoría de las morfologías deposicionales (dorsales de arena, aisladas o en campos y el gran cuerpo de arena).

A partir de la superficie de abrasión se desarrolla, en la plataforma externa, una superficie aterrazada de materiales pleistocenos progradantes con un escarpe a los 90 m, que culmina en el delta marginal, el cual marca el inicio del talud continental.

Al Sur de la isla de Tabarca la plataforma es prácticamente plana con algún resalte residual estructural. En el límite meridional de la Hoja aparecen dos barras, entre los 90 y 110 m de batimetría.

En el entorno de la isla de Tabarca la plataforma está marcada por los saltos de fallas, que la hacen escarpada hasta los 60 m de profundidad; a partir de esta cota vuelve a ser prácticamente plana.

El sector septentrional, que comprende desde el cabo de la Huerta hasta el límite Norte de la Hoja, se puede dividir en dos subsectores: uno, que se extiende desde el cabo de la Huerta hasta la Punta de la Escaleta (Sierra Helada), y otro, desde la citada punta hasta el límite Norte de la Hoja.

El primer subsector presenta una plataforma interna y media prácticamente plana; sólo la presencia de los dos grupos de barras ya mencionadas existentes frente a Campello rompe la continuidad. Sin embargo, en la plataforma media distal y en la externa la morfología es más compleja: junto al afloramiento plioceno se encuentra un promontorio que se inicia con la zona de resaltes morfológicos mixtos, ya mencionada, y continúa en forma de flecha aplanándose hacia su terminación frente a la punta de la Escaleta. Este promontorio está limitado en su borde mar afuera por un escarpe adosado a la batimétrica 90 m. A continuación, mar afuera de la zona de resaltes morfológicos, la plataforma externa contiene el resalte lineal, en la batimétrica 100 m, y las superficies onduladas (a 110 m; véase Fig.13).

En el segundo subsector, es decir, desde la punta de la Escaleta hacia el Norte, la plataforma interna y media son prácticamente planas. La zona litoral está constituida por un afloramiento de edad no definida (denominado basamento

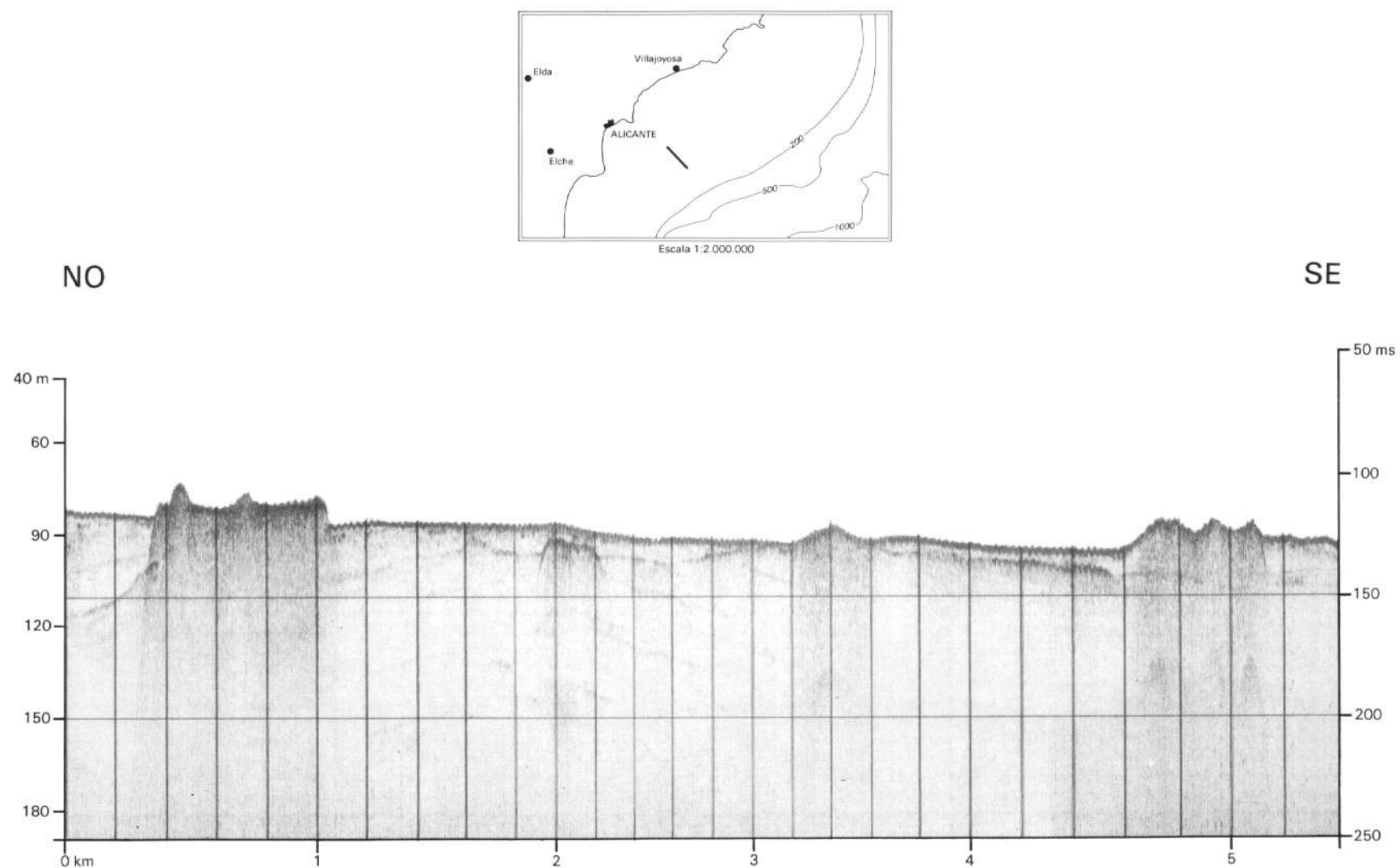


Fig. 11.- Crestas y resaltes morfológicos pleistocenos (segundo grupo) del área Alicante-Campello (Perfilador de Sedimentos, 3.5 kHz).

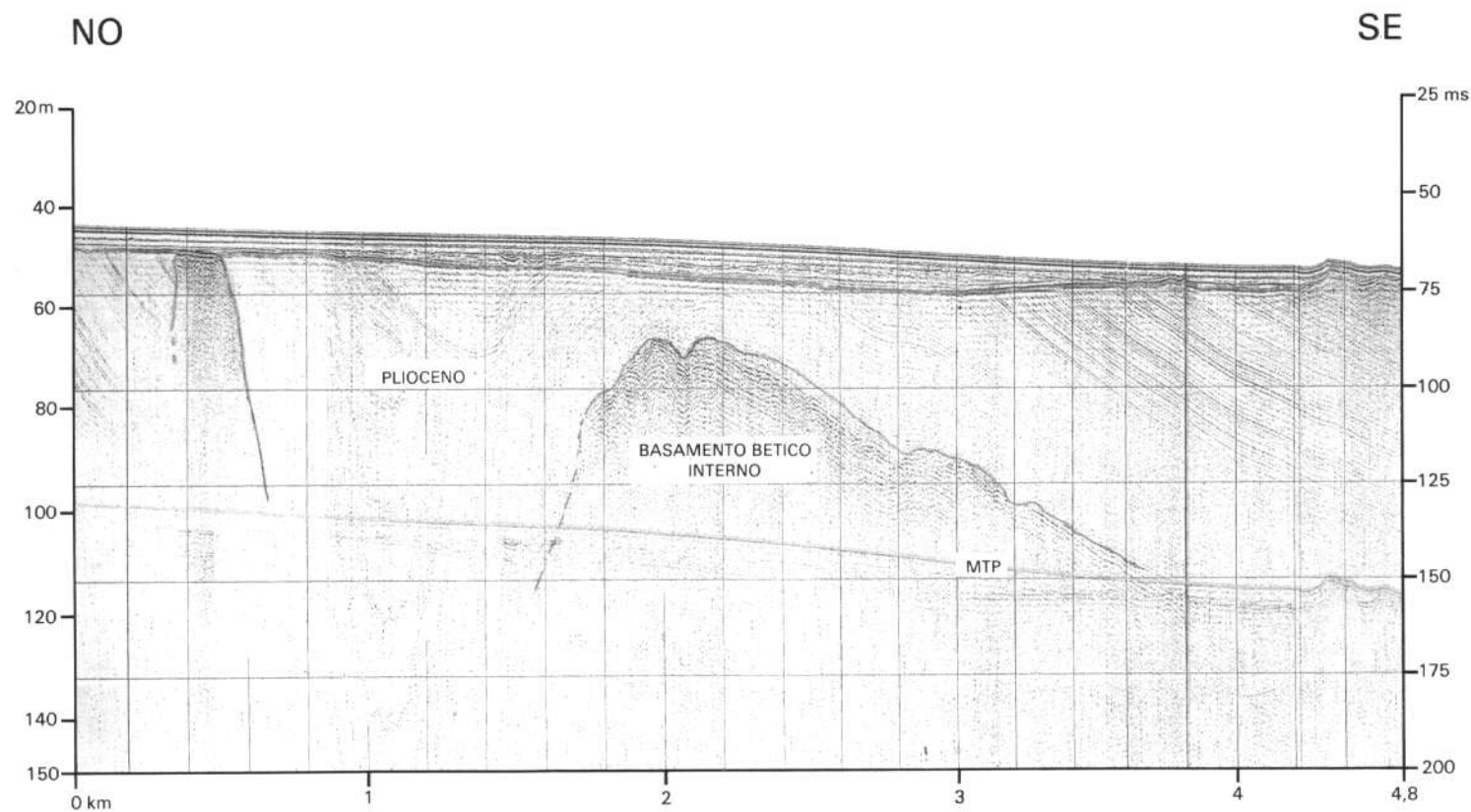
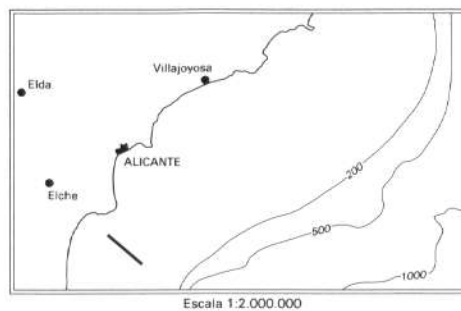


Fig. 12.- Superficie de abrasión (Alto de Santa Pola), recubierta por una débil cobertera de sedimentos cuaternarios (Uniboom, 300 J). MTP: múltiple del fondo.

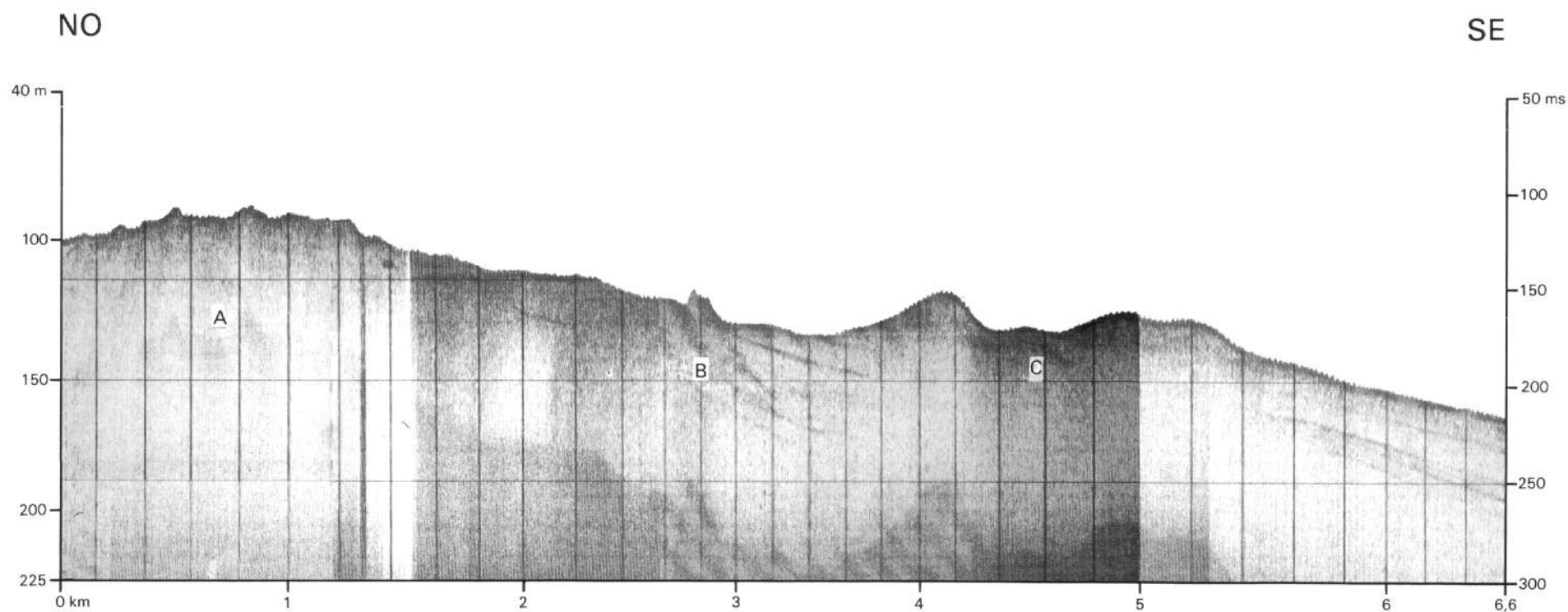
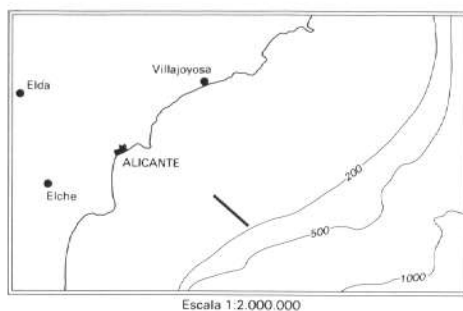


Fig. 13.- Morfologías en la plataforma externa distal del área Alicante-Campello (Perfilador de Sedimentos, 3.5 kHz). A: zona con resaltes morfológicos. B: resalte lineal a los 100 m. C: superficies onduladas.

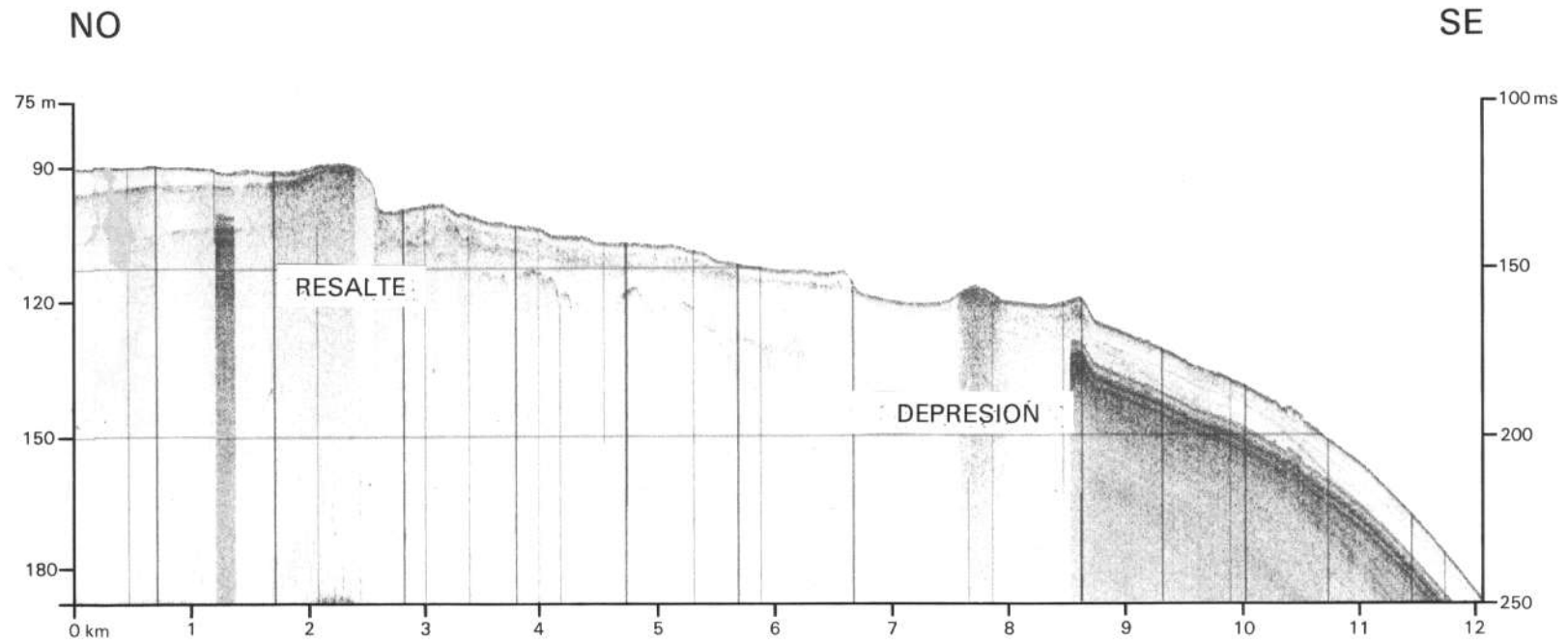
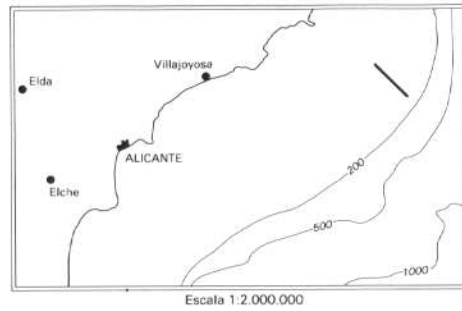


Fig. 14.- Depresión situada sobre el borde de la plataforma en el sector septentrional, con un relieve central que la bifurca (Perfilador de Sedimentos, 3.5 kHz).

acústico indiferenciado), a partir del cual se desarrolla un potente cuerpo sedimentario holoceno que cubre la plataforma interna y media; el desarrollo de este cuerpo se ve frenado (entre los 95 y 105 m de profundidad) por un estrecho resalte con breve escarpado mar afuera que puede alcanzar los 16 m de salto (Fig. 15; ver Fig. 14). En la plataforma externa aparece un afloramiento pleistoceno que la cubre en mayor o menor extensión. En ella se encuentran, de Sur a Norte, el delta marginal más extenso del área de estudio, al que sigue la zona con la depresión rematada por un escarpe situado oblicuamente a las batimétricas de 120 y 130 m.

4.2. TALUD Y ASCENSO CONTINENTAL

Los principales elementos morfológicos que aparecen en el margen distal (talud y ascenso continental) son los siguientes:

- *Altos de Alicante*

Se denomina así a una alineación de 4 montes submarinos que se extienden de Oeste a Este unos 45 km, entre las batimétricas 200 y 1 000 m, y que representan la continuación estructural del alto de Santa Pola. Están constituidos por materiales del basamento bético interno y del Mioceno, bordeados normalmente por depósitos del Plioceno inferior (Fig. 16a).

Las cotas máximas que alcanzan estos altos son, de Oeste a Este, 135, 125, 154 y 425 m, lo que implica la presencia de farallones de 90 a 225 m de desnivel con respecto al fondo marino (Fig. 16b).

- *Depresión periférica*

Representa una fosa más o menos continua que bordea normalmente el contacto entre los depósitos neógeno-cuaternarios y los Altos de Alicante. Esta depresión se encuentra prácticamente a lo largo de todo el flanco septentrional y continúa casi anularmente por el flanco occidental hasta ocupar unos 5 km del flanco meridional. La depresión puede alcanzar profundidades de hasta 25 m (véase Fig. 16a).

En el resto del flanco Sur el contacto cobertera-altos es más neto, por lo que la depresión o bien no existe o bien es irrelevante, del orden de 2-3 m.

- *Plataformas pelágicas («marginal plateaus»)*

Son superficies de pendiente suave y gran extensión que escalonan el talud continental.

En el margen alicantino la única plataforma pelágica se encuentra situada frente a Sierra Helada (Fig. 17). Se extiende entre los 600-800 m de profundidad, a lo largo de unos 12 km y ocupando una extensión de 120 km². Su origen es estructural, favorecido por el hundimiento escalonado del margen mar adentro.

- *Cañones y valles submarinos*

Hay dos en el área de estudio; ambos tienen su cabecera en las zonas inferiores del talud continental. En el sector meridional se encuentra un valle submarino (Fig. 18b)

al que se ha denominado cañón de Alicante; se trata de un amplio valle de fondo plano y perfil suave; su anchura media es de unos 3 km; la cabecera se encuentra a una profundidad de 750-800 m; con dirección N-S, se acaba integrando en el valle submarino de Torrevieja, perteneciente a la Hoja limítrofe de Murcia; el origen de este cañón es tectónico; sus laderas están asociadas al proceso de hundimiento de fallas normales paralelas al eje del cañón (Catafau *et al.*, 1990).

Cortando el extremo oriental de los Altos de Alicante se encuentra el denominado cañón de Benidorm; de dirección marcadamente NO-SE, presenta un perfil en V limitado por flancos abruptos (pendientes del 30%); su anchura media es de unos 1 000 m (Fig. 18a). Su cabecera se localiza a unos 650 m de profundidad, al pie del talud continental. Localmente se le agregan cañones secundarios parcialmente colmatados, de corto recorrido y con perfiles en U; sus anchuras medias son de 600 m.

Los distintos accidentes morfológicos mencionados permiten describir el talud y ascenso continentales del área de estudio según tres sectores:

- *Sector meridional*: situado al sur de los Altos de Alicante, presenta un talud continental semiabrupto, con pendientes del 5-6 % (Figs. 19a y 20e), que se va suavizando hacia los Altos; se extiende a lo largo de unos 20 km, con una anchura de 22-25 km; a unos 850 m de profundidad (que llegan a los 1 100-1 200 m hacia las laderas de los Altos), un cambio brusco de pendiente marca el final del talud y el inicio del ascenso continental; éste comienza con pendientes del 2-3%, suavizándose progresivamente; presenta un relleno sedimentario considerable, bien estratificado; la presencia del cañón o valle de Alicante es la única particularidad destacable.
- *Sector central* (entre Alicante y el extremo meridional de Sierra Helada): está constituido por un extenso talud en rampa (Figs. 19b y 20c, d) de suave pendiente (1-1,5 %), debido a la existencia de los Altos de Alicante; el talud, que se extiende a lo largo de unos 35 km, alcanza una anchura máxima de 40 km en el área de los Altos; el ascenso continental, que se encuentra a los 1 100-1 200 m de profundidad, está cortado por el cañón de Benidorm.
- *Sector septentrional*: presenta un talud suave (2-3%; Fig. 19c), excepto frente a Altea, donde aparece el talud más abrupto (11%) de toda la zona de estudio (Fig. 19d); hacia el límite septentrional vuelve a ser suave (Fig. 20a y b). Extendiéndose a lo largo de unos 55 km, el talud de este sector presenta una anchura máxima de 30 km frente a Altea. El ascenso continental se encuentra a una profundidad de 900 m al pie de la plataforma pelágica. Más hacia el Norte, el ascenso no se alcanza debido al límite oriental establecido para la zona de estudio.

La figura 21 ofrece una visión tridimensional del margen continental estudiado.

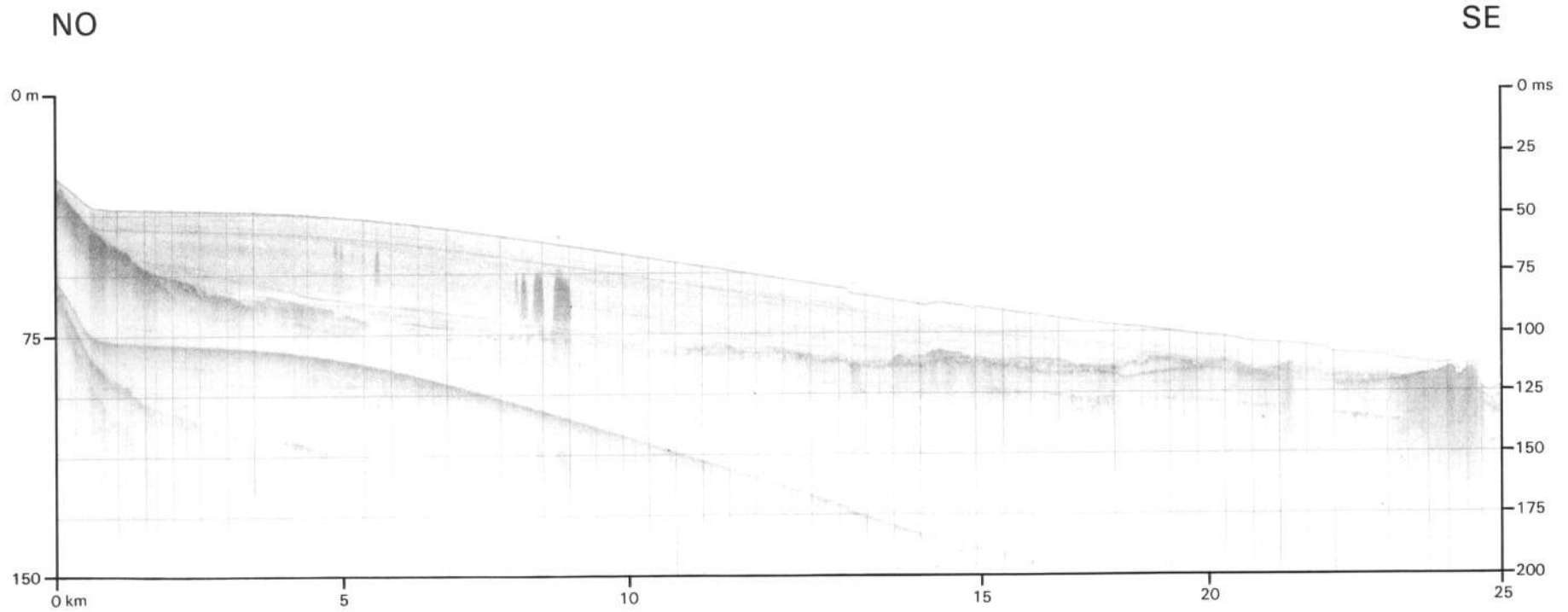
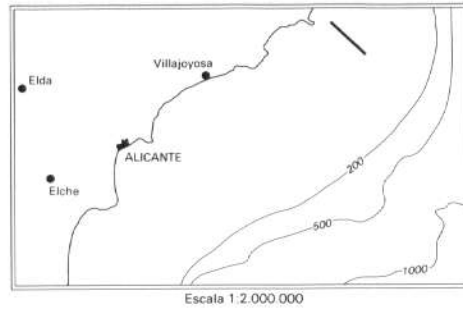


Fig. 15.- Plataforma continental del sector más septentrional (Perfilador de Sedimentos, 3.5 kHz). Hacia costa, afloramiento de basamento acústico indiferenciado. En el extremo SE, resalte escarpado mar afuera.

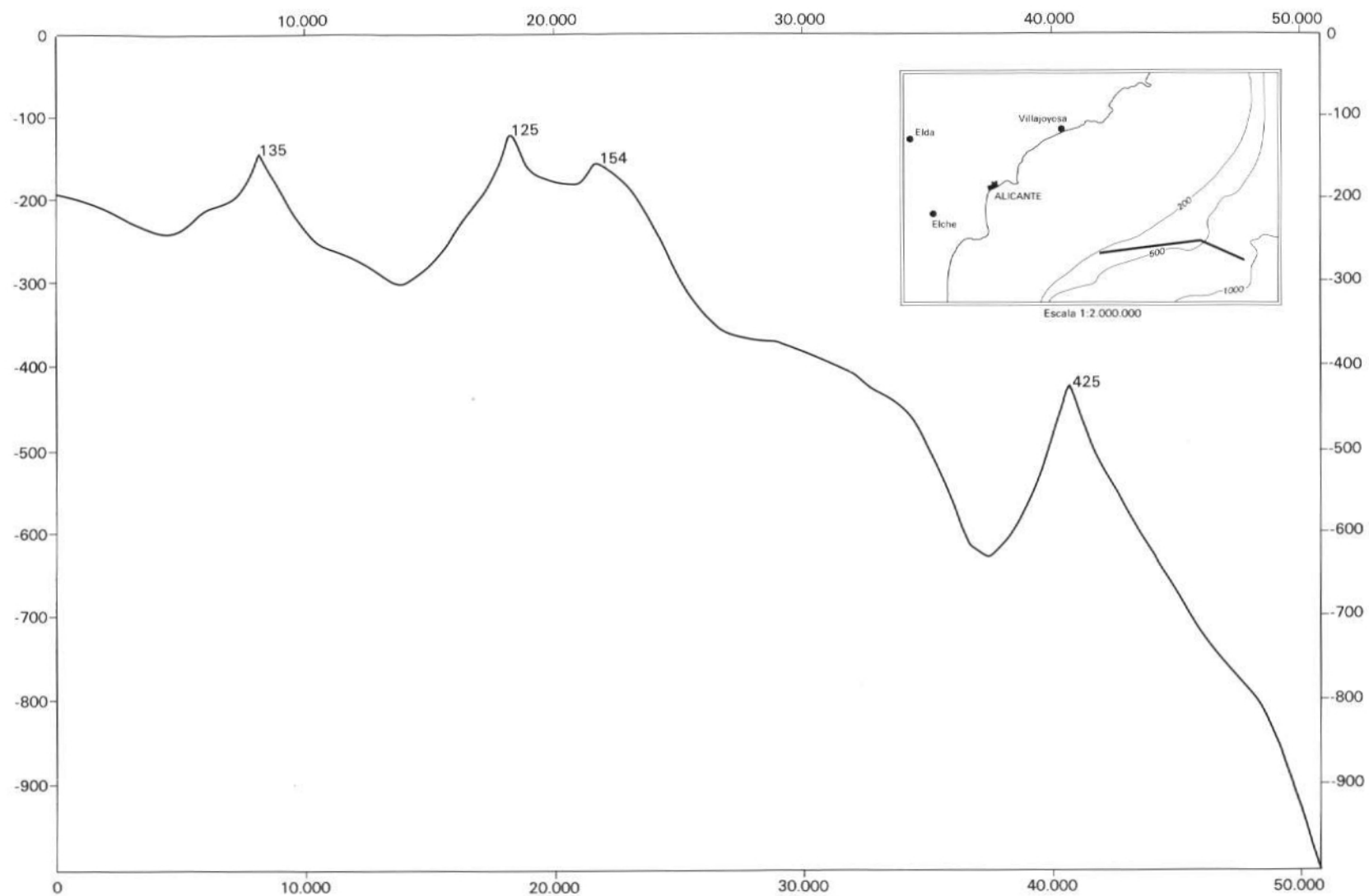


Fig. 16a.- Altos de Alicante. Corte batimétrico.

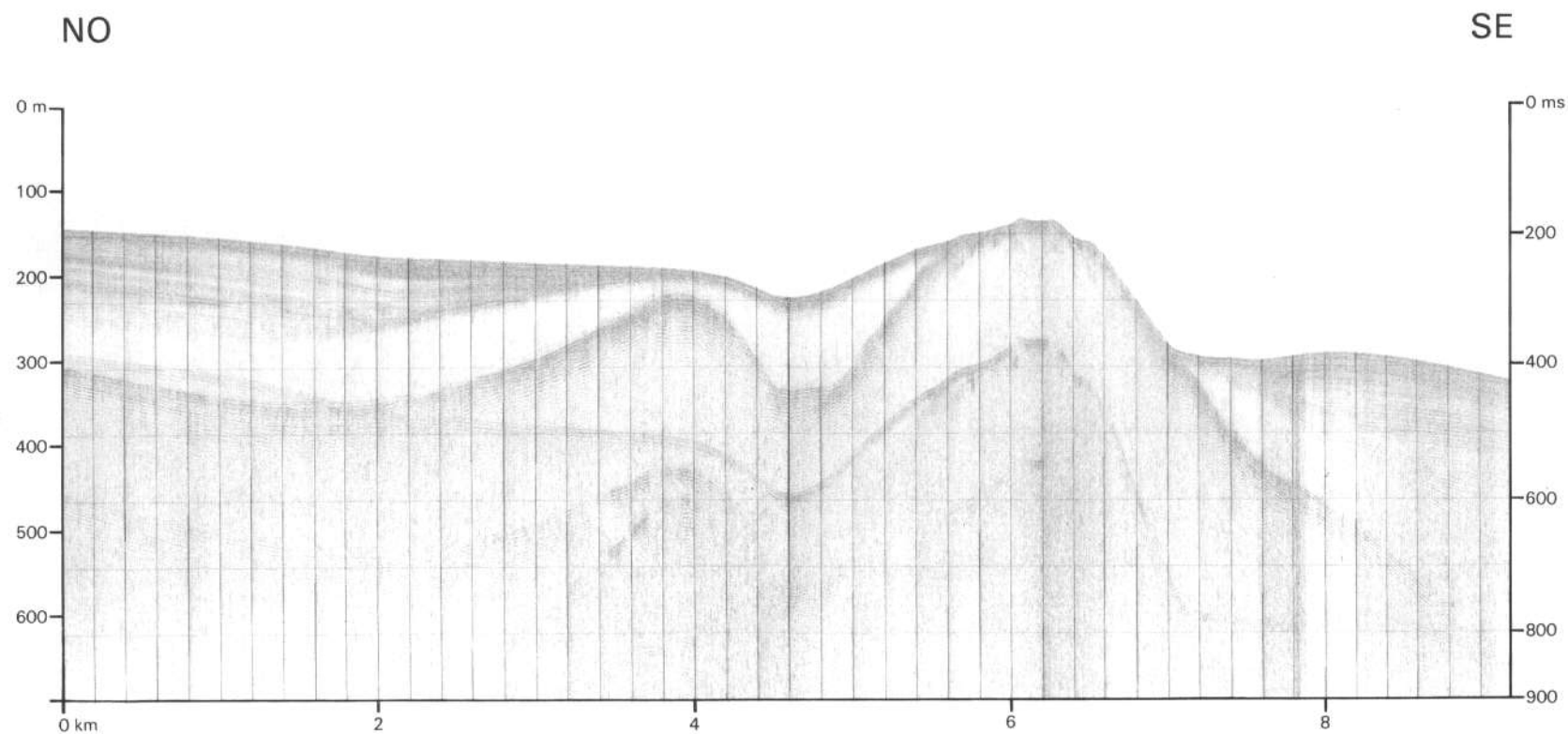
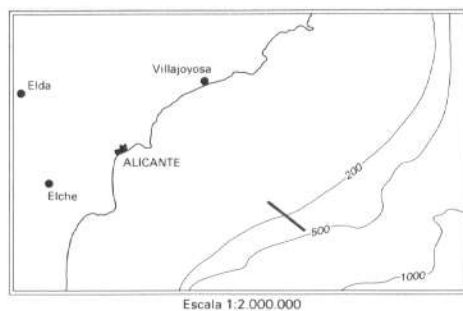


Fig. 16 b.- Altos de Alicante.

Uno de los montes submarinos que los constituyen; obsérvese la depresión periférica que lo rodea (Sparker, 4.000 J).

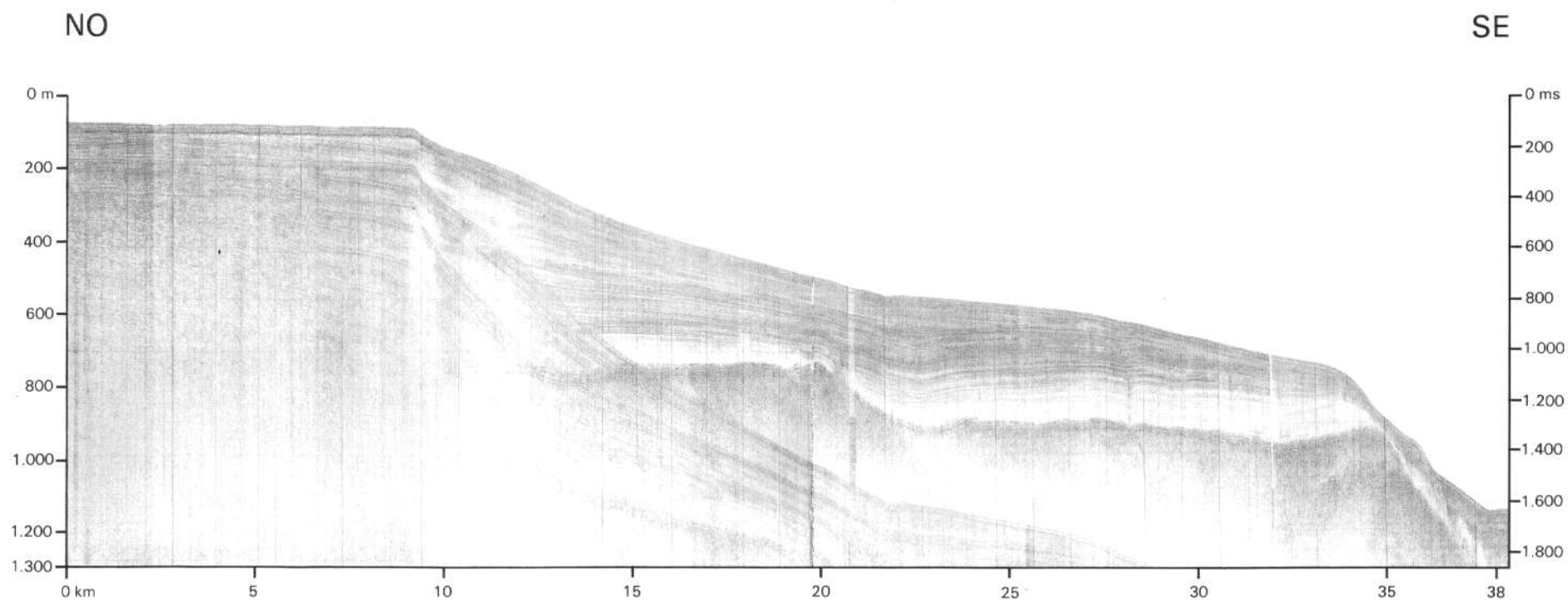


Fig. 17.- Plataforma pelágica en el sector septentrional (Sparker, 4.000 J).
Este ejemplo aparece interpretado con perfil II en el Mapa Geológico y Morfológico.

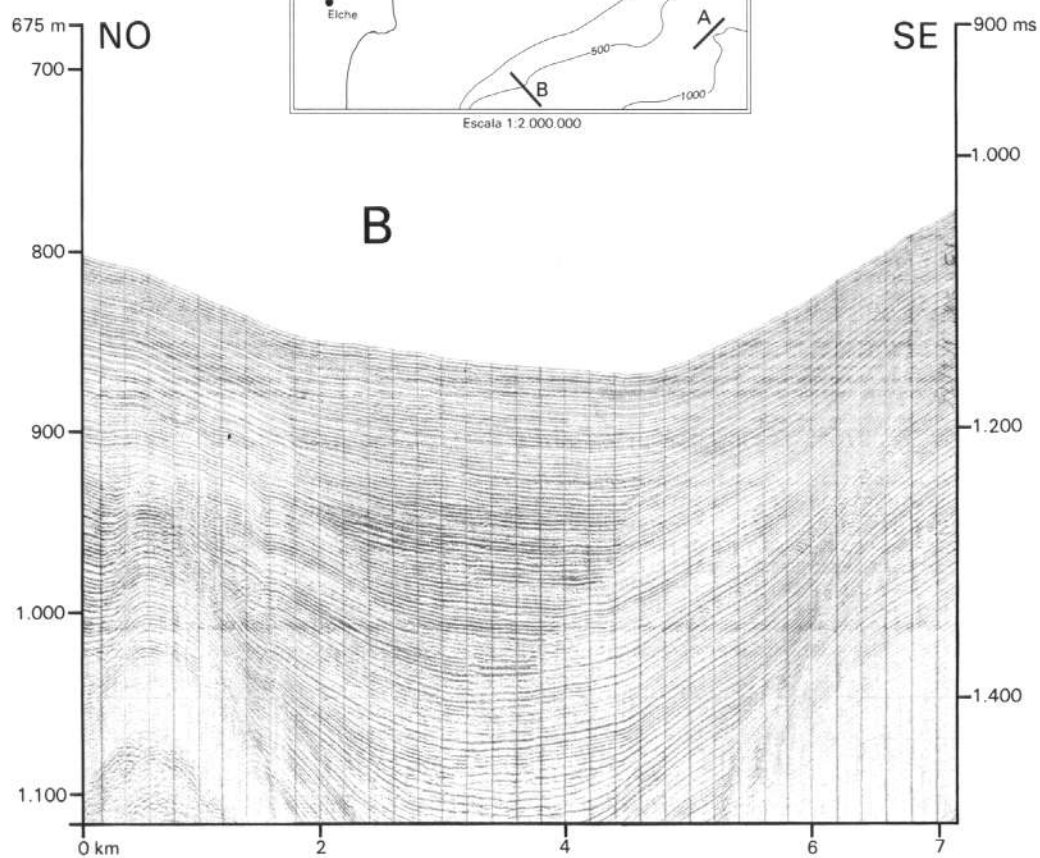
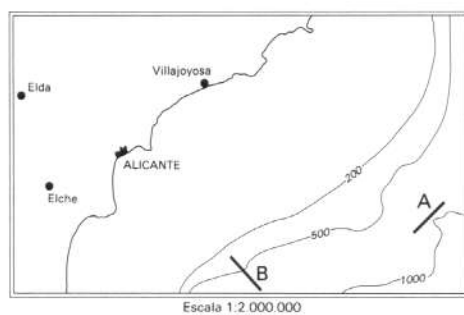
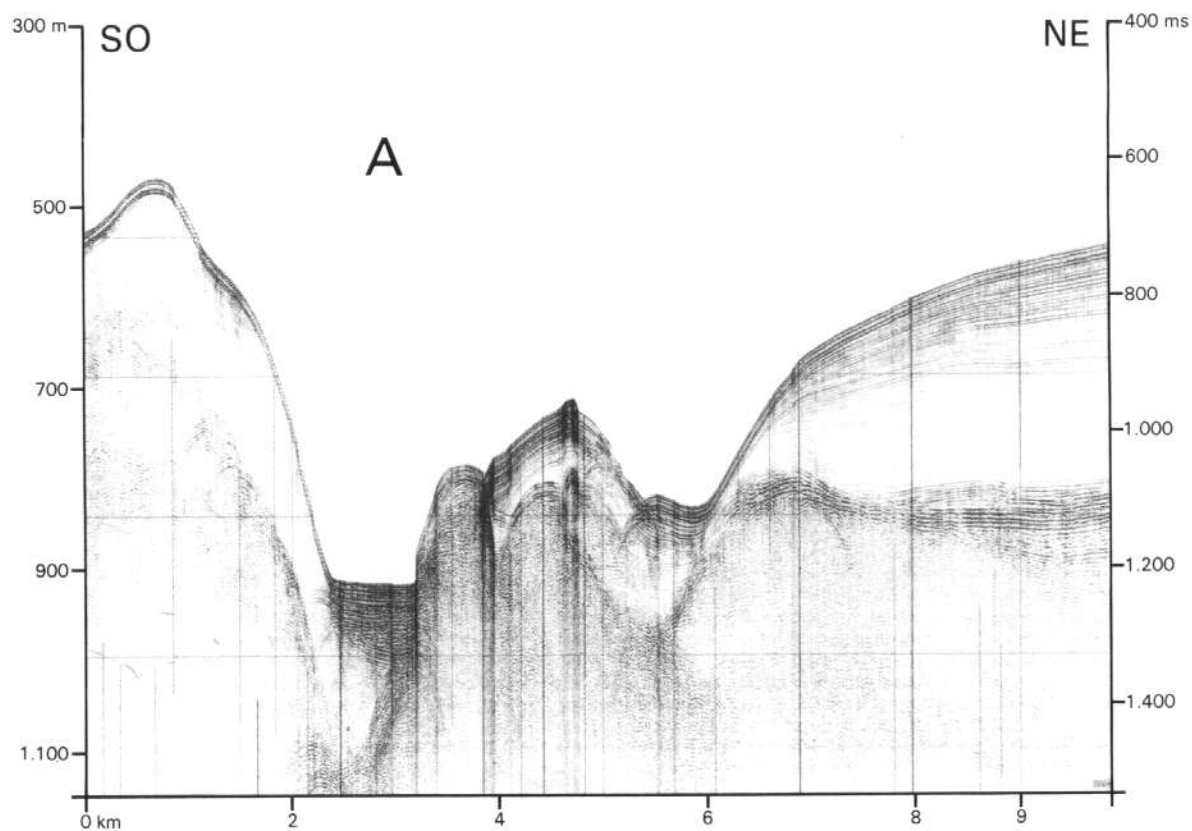


Fig. 18.- Cañones submarinos en el margen continental alicantino.
 A: cañón de Benidorm (Sparker, 4 000 J)
 B: valle submarino de Alicante (Sparker, 4 000 J)

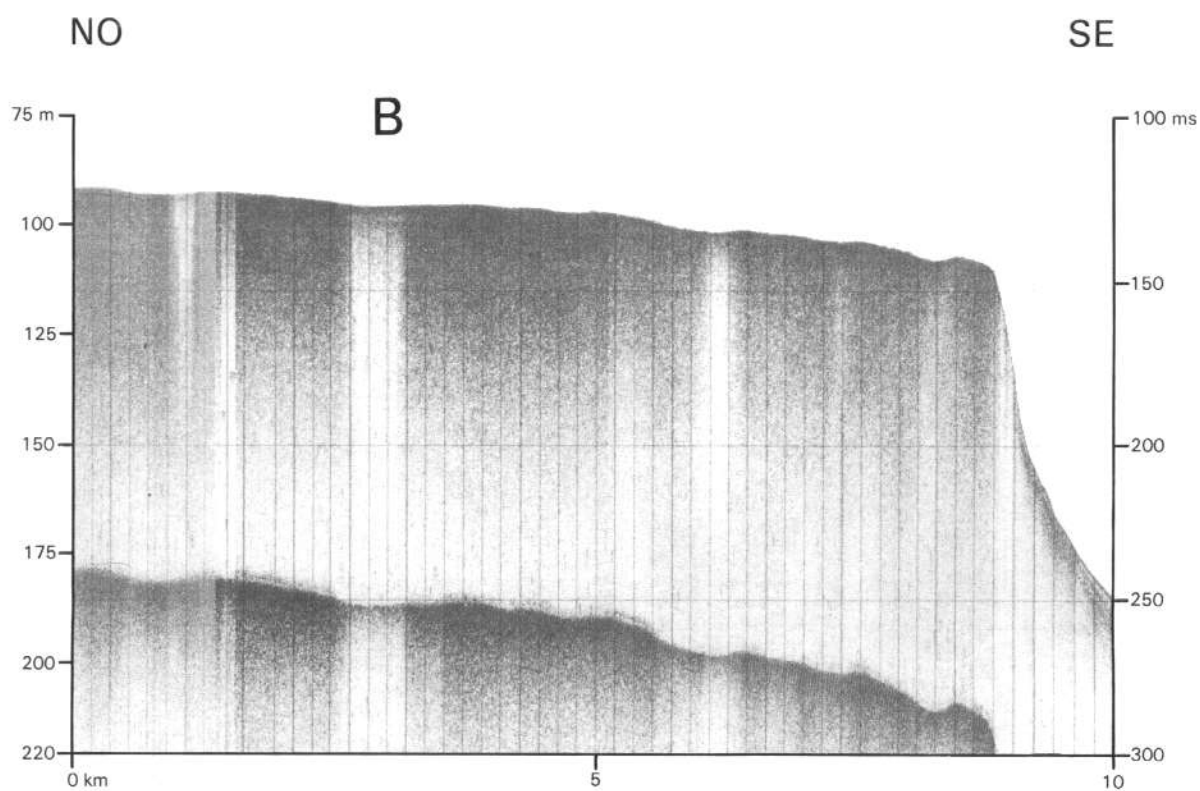
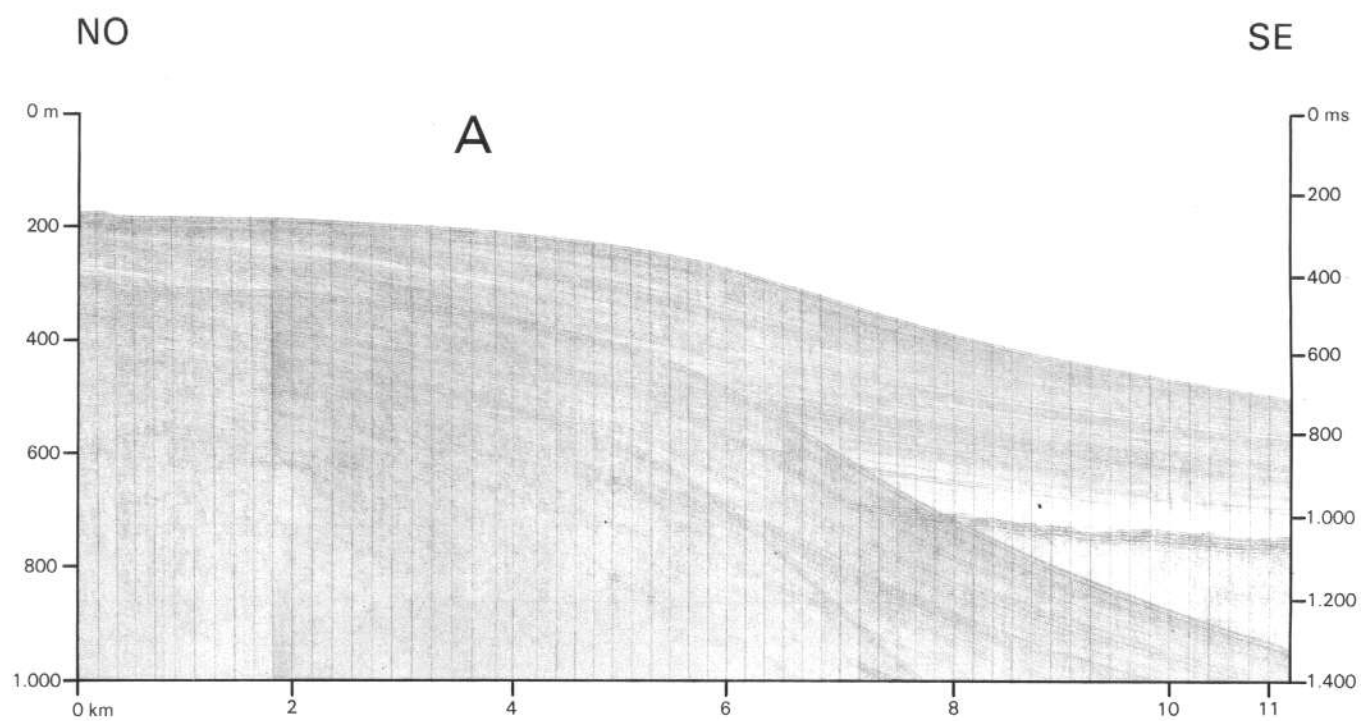


Fig. 19.- Tipos de talud en el margen continental alicantino.
 A: talud suave (Sparker, 4 000 J)
 B: talud abrupto (Perfilador de Sedimentos, 3.5 kHz)

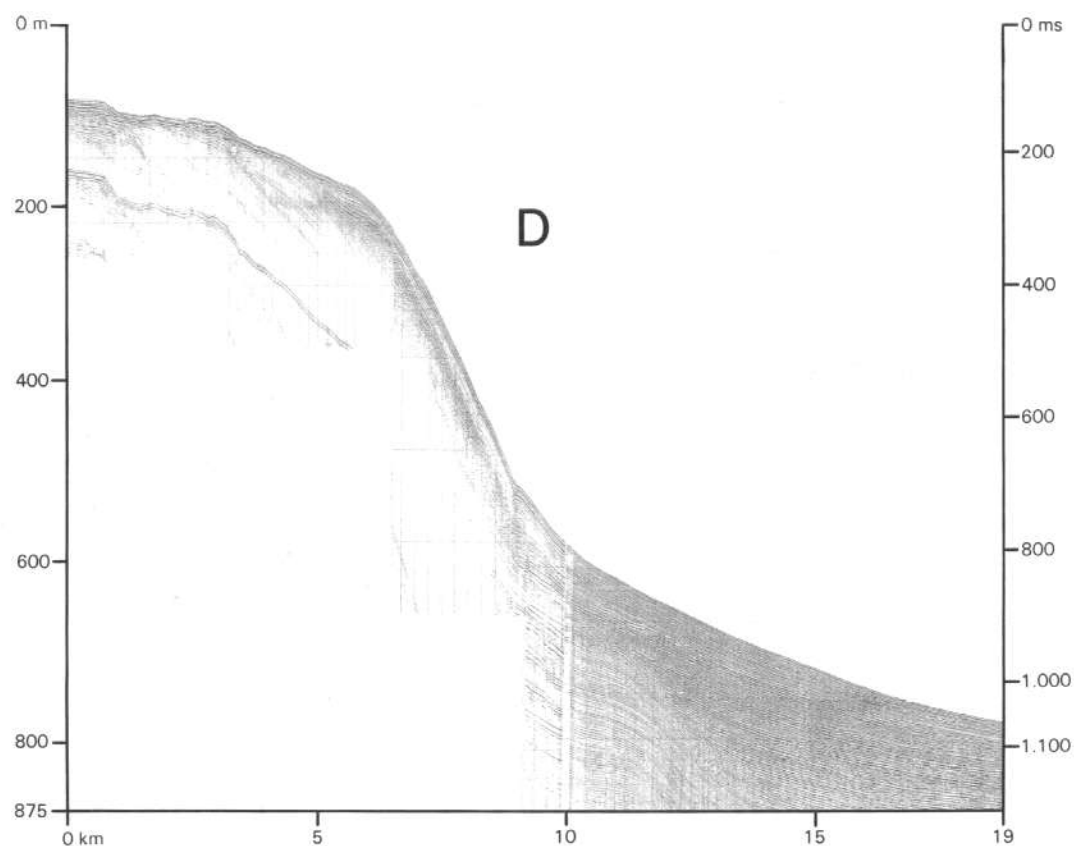
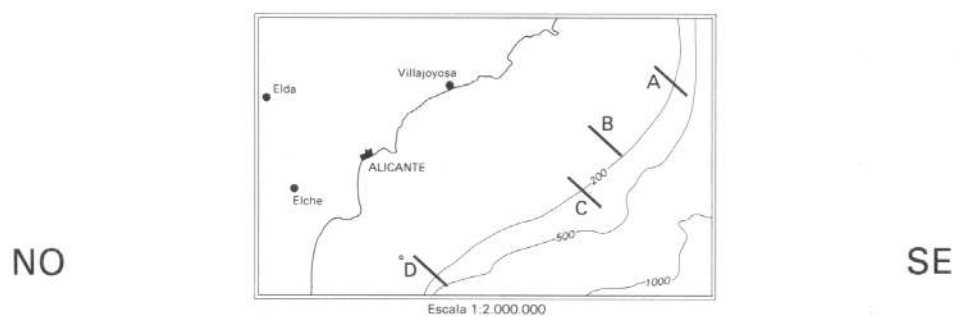
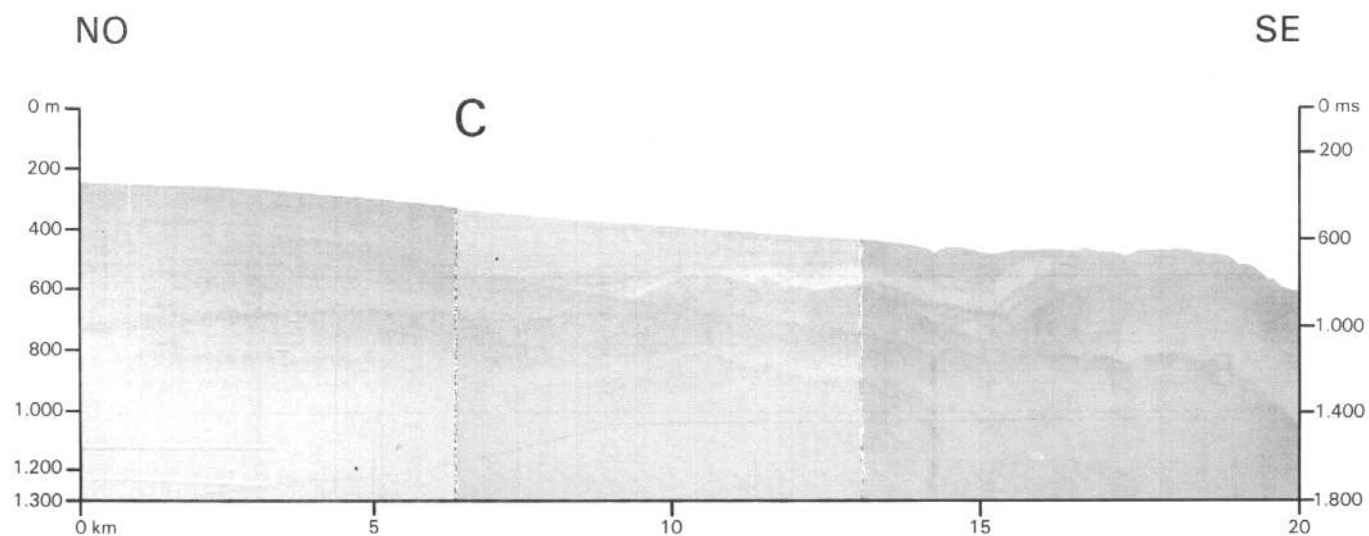


Fig. 19.- Tipos de talud en el margen continental alicantino.
 C: talud en rampa (Sparker, 4 000 J)
 D: talud semiabrupto (Sparker, 4 000 J)

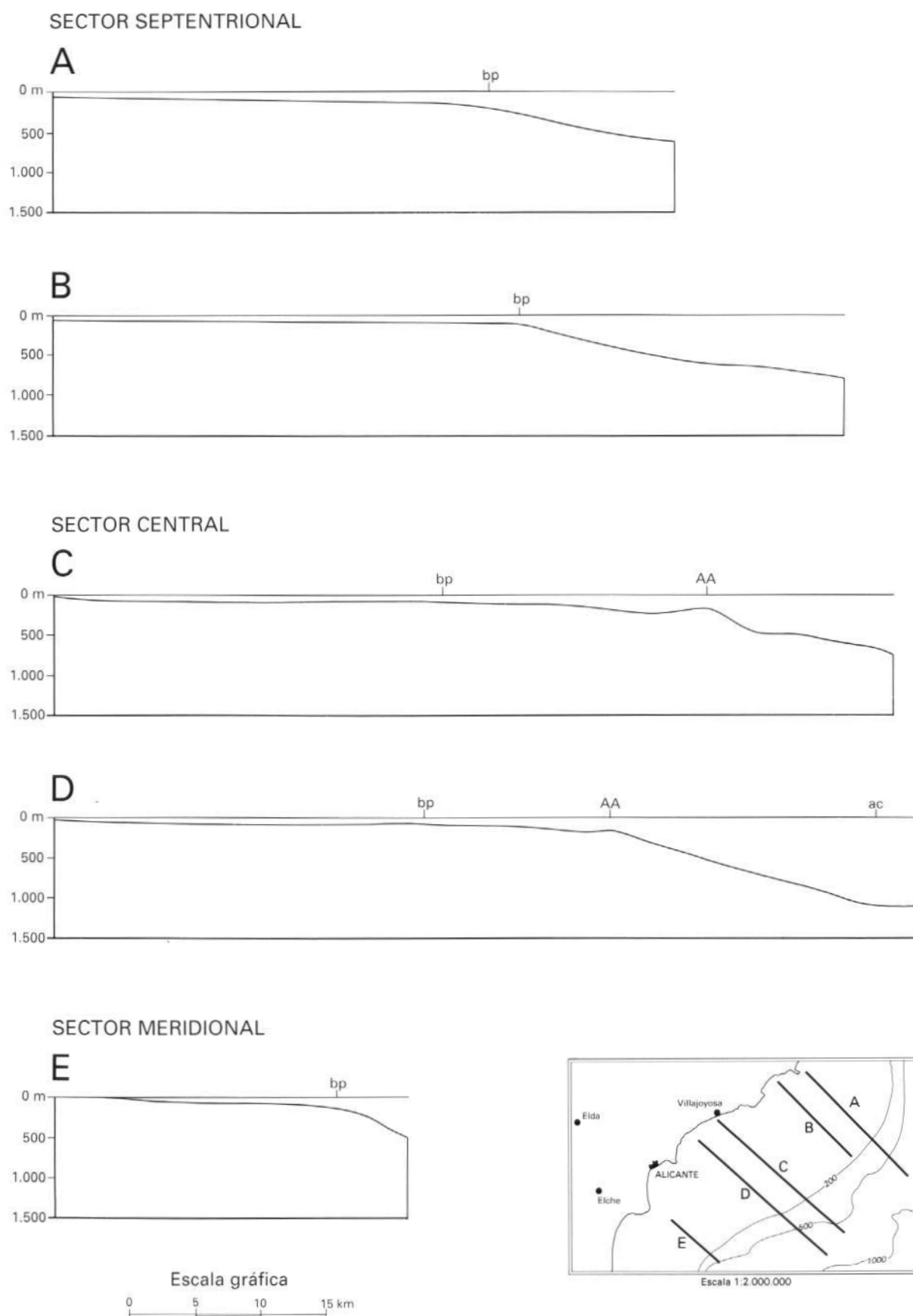


Fig. 20 - Cortes batimétricos del margen continental que muestran las variaciones de la plataforma, talud y ascenso continentales en los diversos sectores.

bp = Borde de plataforma; AA = Altos de Alicante; ac = Inicio del ascenso continental.

A = Talud suave; B = Talud que se inicia abruptamente; C, D = Talud en rampa; E = Talud semia-brupto.

ALICANTE-Vista Este

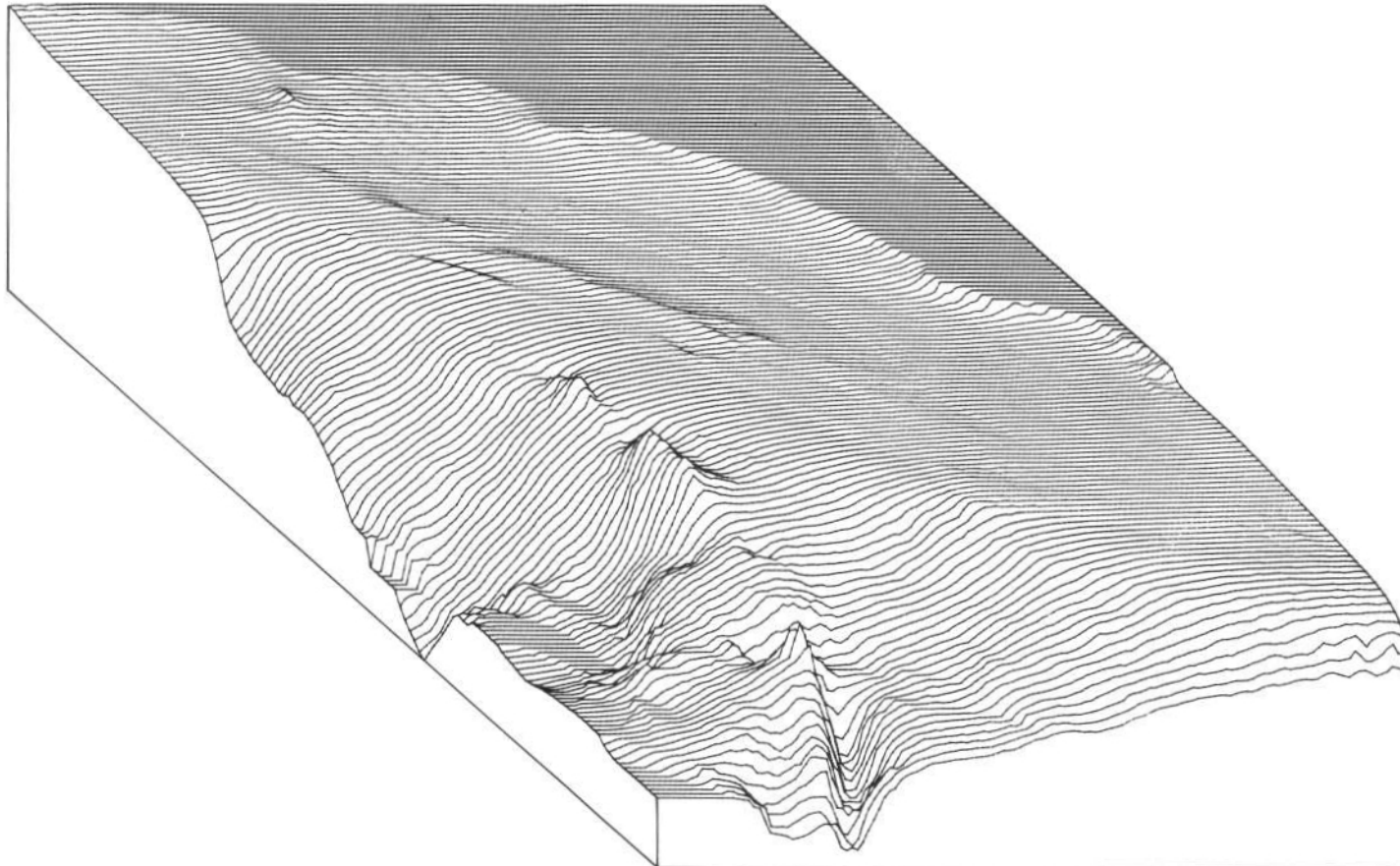


Fig. 21. - Visión tridimensional del margen continental

5. AMBIENTES DEPOSICIONALES DE LOS SEDIMENTOS NO CONSOLIDADOS

5.1. CONSIDERACIONES GENERALES

Los datos suministrados por los análisis sedimentológicos realizados sobre las muestras de sedimentos superficiales se reflejan en varios tipos de mapas, que se complementan unos a otros. El primero que se realiza es el mapa textural de superficie, que recoge el análisis granulométrico; el mapa de relación textura-carbonato correlaciona los datos anteriores con el contenido en carbonato de cada muestra; a su vez, las fracciones arena y grava (separadas por el análisis granulométrico) son estudiadas bajo lupa binocular para la identificación y conteo de los componentes biógenos y terrígenos presentes en las mencionadas fracciones; la integración de todos estos parámetros (granulométricos, contenido en carbonato y elementos biógenos y terrígenos, a los que se añade la batimetría de cada muestra) permite, mediante tratamiento estadístico multivariable, la confección del mapa de facies sedimentológicas, que definitivamente señala el origen y ambiente de deposición de los distintos sedimentos superficiales.

Conviene recordar la clasificación de los sedimentos de plataforma continental según las características que presentan respecto al medio de deposición (Swift *et al*; 1971; Swift, 1976):

- *Sedimentos modernos*: se encuentran en equilibrio dinámico con las condiciones del medio deposicional en el que se localizan actualmente.
- *Sedimentos relictos*: son depósitos formados bajo condiciones ambientales distintas a las actuales, conservando gran parte de sus características deposicionales originales (Emery, 1968).
- *Sedimentos palimpsest*: son depósitos relictos, parcialmente modificados por las diferentes condiciones ambientales que han ido afectando sucesivamente al medio de deposición.

5.1.1. DISTRIBUCION DE LOS SEDIMENTOS EN FUNCION DE SU TEXTURA

Se refleja en el Mapa Textural de superficie. Para su elaboración se ha utilizado el diagrama triangular de Shepard (1954) ligeramente modificado, ya que se ha incluido la fracción grava en el vértice arena.

El citado mapa muestra que en el sector septentrional los materiales gruesos (arena y grava) se concentran a lo largo de una franja litoral, de anchura variable; hacia el talud y en él predominan los limos y arcillas, y tan sólo aparecen arenas en la plataforma externa correspondiente al delta marginal situado frente a Altea.

Por el contrario, en el sector meridional se observa que los sedimentos gruesos no sólo se extienden por la franja litoral, sino que cubren toda la plataforma continental e incluso una extensa zona del talud continental. También se encuentran en la zona de Altos de Alicante, situados ya en pleno talud.

La interpretación del mapa pone de manifiesto que en el sector septentrional del margen continental la sedimentación en plataforma es del tipo actual, concentrándose los materiales más gruesos en las zonas de alta energía, es decir, en el litoral. En cambio, en el sector meridional el tipo de sedimento es más variado: sedimentación actual en el prodelta del río Segura y en el litoral, encontrándose sedimentos relictos y palimpsest en el resto de la plataforma y parte del talud.

5.1.2. DISTRIBUCION DE LOS SEDIMENTOS EN FUNCION DE LA RELACION TEXTURA-CARBONATO

Para correlacionar el contenido total de carbonato (obtenido por calcimetría) y la textura en cada muestra se ha utilizado un diagrama triangular cuya base representa la arena + grava y limo + arcilla, y su vértice opuesto el porcentaje total de carbonato. Esta representación permite diferenciar, en función del contenido en carbonato, los tres grupos principales siguientes: a) sedimentos carbonatados, con más del 60%; b) sedimentos mixtos, con un contenido del 30-60%; y c) sedimentos terrígenos, con un porcentaje inferior al 30%.

En el mapa correspondiente se observa que los sedimentos carbonatados se concentran en el área del Alto de Santa Pola; corresponden a materiales gruesos (arenas y gravas) pertenecientes principalmente a las bioconstrucciones (y a distintos productos de su erosión) desarrolladas sobre los distintos afloramientos del Alto. El resto del área de estudio presenta un mosaico de sedimentos mixtos, tanto en el sector septentrional, mayoritariamente limos y arcillas, como en el resto del sector meridional.

5.2. RESULTADOS DEL TRATAMIENTO ESTADISTICO

Para la caracterización estadística de los tipos de sedimentos se han utilizado las distintas variables que caracterizan los diversos ambientes deposicionales. Las variables relacionadas con la granulometría son una respuesta a los factores energéticos actuantes en el medio de deposición, mientras que la composición está condicionada por la naturaleza del área fuente de aportes y por las características ambientales que determinan las distintas comunidades biológicas que se instalarán en el medio. Por ello, el objetivo de un primer tratamiento estadístico realizado con las variables más significativas (20) sobre 1 370 muestras es llegar a determinar las variables que caracterizan mejor los ambientes de deposición. Estas variables han sido reducidas a 13.

A grandes rasgos se distinguen dos grupos de variables relacionados inversamente entre sí: un grupo formado por las variables grava, arena, carbonato, gasterópodos, briozoos, algas, crustáceos, serpúlidos, mediana, media, clasificación y asimetría; a este grupo, pero con relación inversa a los biógenos citados pertenece también la variable terrígenos. El segundo grupo está constituido por fango (limo + arcilla), profundidad, foraminíferos planctónicos y bentónicos, ostrácodos, pterópodos, mica, piritita y glauconita. Además

de estos dos grupos, hay un conjunto de variables indiferentes a esta clasificación, y que en los distintos tratamientos efectuados se han mostrado relacionadas tanto a uno como al otro grupo; estas variables son equinidos, lamelibranquios, bioclastos sin identificar y restos vegetales.

El análisis de componentes principales realizado con el conjunto de muestras y variables exige la utilización de cinco factores para explicar un porcentaje significativo de la varianza total.

En el factor 1 las variables arena-grava-terígenos-carbonato se oponen a fango- profundidad-planctónicos y bentónicos. Este factor es un indicador de la energía del medio deposicional: las muestras que toman valores positivos en este factor corresponden a sedimentos arenosos terrígenos asociados a zonas someras de alta energía, y los valores negativos corresponden a sedimentos fangosos con una importante proporción de elementos biógenos, asociados a zonas profundas de menor energía.

En el segundo factor, las asociaciones de variables son fango-terígenos frente a gravas-carbonato-lamelibranchios-gasterópodos. Es por tanto, un indicador de la composición del sedimento: los valores positivos corresponden a fangos terrígenos y los negativos a sedimentos gruesos carbonatados de origen biógeno. Cabe destacar que estos dos primeros factores coinciden con los obtenidos en la Hoja de Barcelona (Díaz *et al.*, 1989) habiéndose utilizado un tratamiento estadístico distinto.

Los restantes factores responden a pequeñas matizaciones sobre determinados grupos de muestras; así, el factor 3 separa las muestras profundas de aquellas más someras con restos vegetales; el factor 4 únicamente identifica las muestras con porcentajes significativos en bioclastos y el factor 5 define los sedimentos con un contenido en restos vegetales importante.

Los resultados de este análisis estadístico permiten establecer 8 grandes clases de sedimentos según los valores que cumplan las muestras en cada factor:

CLASE A:	Arenas terrígenas. Valores positivos del factor 1.
CLASE B:	Fangos profundos biógenos. Valores negativos del factor 1.
CLASE C:	Fangos terrígenos. Valores positivos del factor 2.
CLASE D:	Gravas carbonatadas biógenas. Valores negativos del factor 2.
CLASE E:	Sedimentos someros biógenos. Valores positivos del factor 3.
CLASE F:	Sedimentos profundos. Valores negativos del factor 3.
CLASE G:	Sedimentos bioclásticos.
CLASE H:	Sedimentos con restos vegetales abundantes.

A partir de estas clases y de las distintas combinaciones entre ellas y, teniendo en cuenta las características de los com-

ponentes de la fracción grava y arena observadas con la lupa binocular, se han definido las diferentes facies sedimentarias de la plataforma continental.

5.3. DISTRIBUCION DE LOS SEDIMENTOS EN FUNCION DE SUS FACIES

5.3.1. PLATAFORMA CONTINENTAL

La sedimentación en la plataforma continental es eminentemente fangosa y de carácter terrígeno. Los aportes procedentes, en su mayor parte, de los prodeltas de los ríos situados más hacia el Norte (ya fuera de los límites de la zona de estudio) han sido transportados hacia este sector a favor del régimen de circulación general hacia el Sur. Por otra parte, el río Segura desarrolla un prodelta en el sector SO. Todos estos sedimentos finos recubren una plataforma relict, formada por sedimentos más groseros, de carácter terrígeno en las zonas de plataforma interna y biógeno en las más profundas. Dichos depósitos se relacionan con el avance de la transgresión holocena, hallándose en distintos grados de equilibrio con el régimen hidrodinámico actual. Los valores de carbonato cálcico obtenidos en la mayoría de las muestras oscilan alrededor del 40%, por lo que puede considerarse esta plataforma como de tipo terrígeno siliciclástica, según la clasificación de Zamarreño *et al.* (1983).

Se han distinguido 8 facies sedimentarias, la mayoría de las cuales son de sedimentos finos, ocupando las facies fangosas casi el 70% de la plataforma. De costa hacia mar adentro estas facies son:

- Facies litoral terrígena
- Facies litoral carbonatada
- Facies de praderas de fanerógamas
- Facies de prodelta
- Facies de cinturón de fangos
- Facies de fangos biógenos
- Facies terrígena palimpsest
- Facies carbonatada palimpsest

Algunas de estas facies agrupan materiales que, aunque texturalmente son distintos, muestran una estrecha relación, ya sea por composición o bien por origen deposicional.

A. Facies Litoral Terrígena (1)

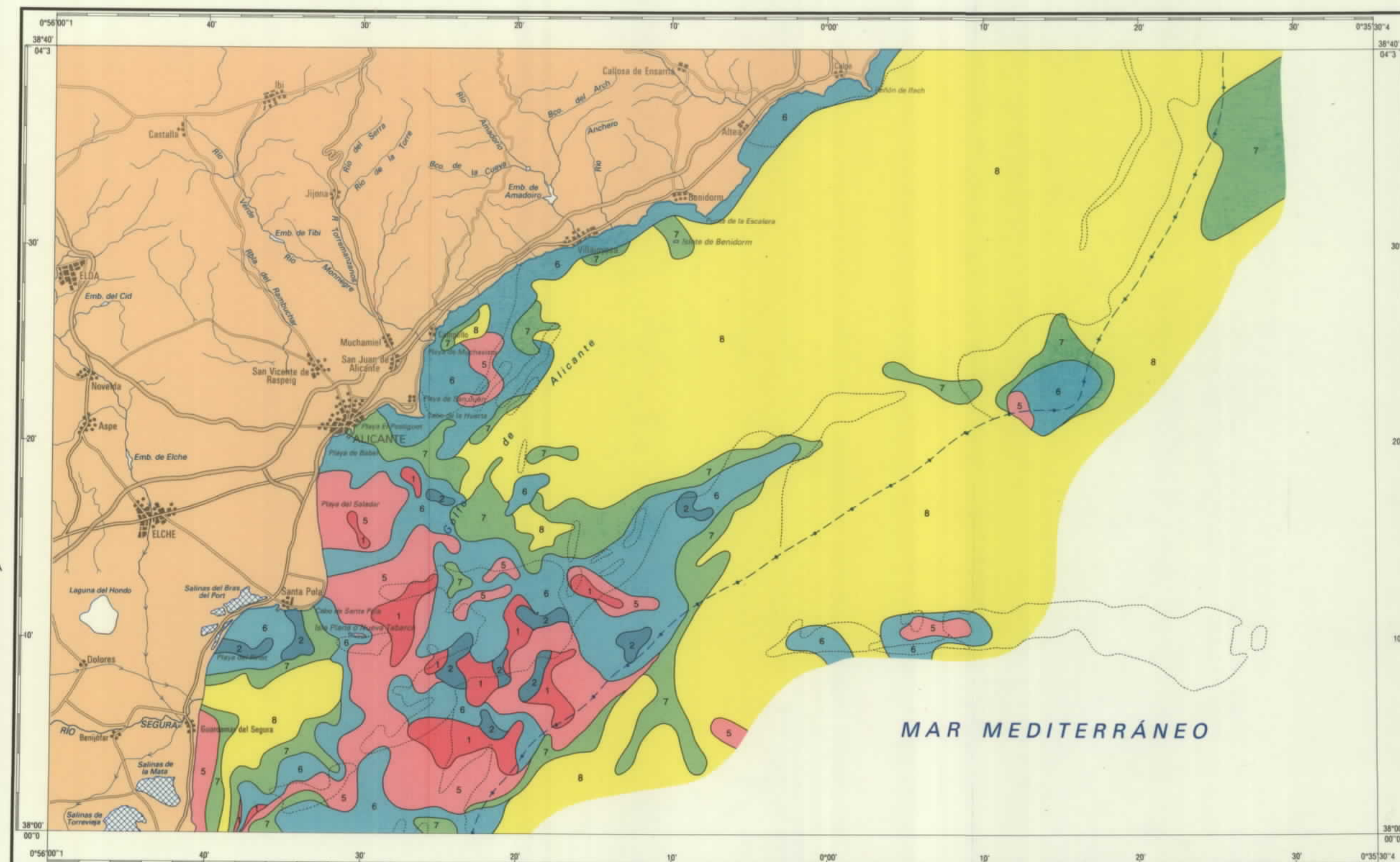
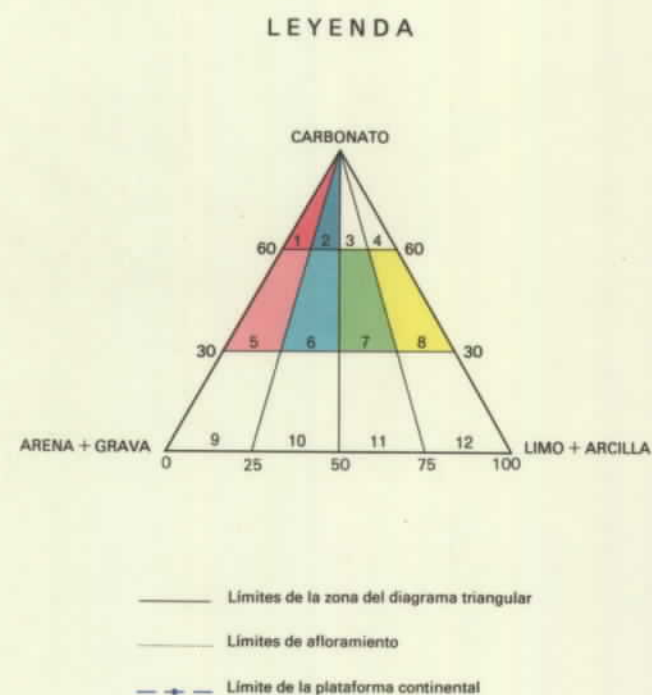
Son facies modernas constituídas por arenas y gravas terrígenas que se extienden desde el dominio supralitoral hasta los 30 m de profundidad a lo largo de todo el litoral estudiado. Están bien clasificadas, lo que indica un medio de energía alta y el contenido medio en carbonato cálcico es del 48%, aunque alcanza valores del 56% si aumenta el porcentaje de la fracción grava. Los principales componentes de la fracción arena son el cuarzo y los fragmentos líticos que forman el 67% de la fracción arena, siendo los constituyentes biógenos mucho menos importantes. Esta facies corresponde a las clases A y A+E del tratamiento estadístico.

MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS ADYACENTES
MAPA DE RELACION TEXTURA-CARBONATO

 Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

ELCHE-ALICANTE

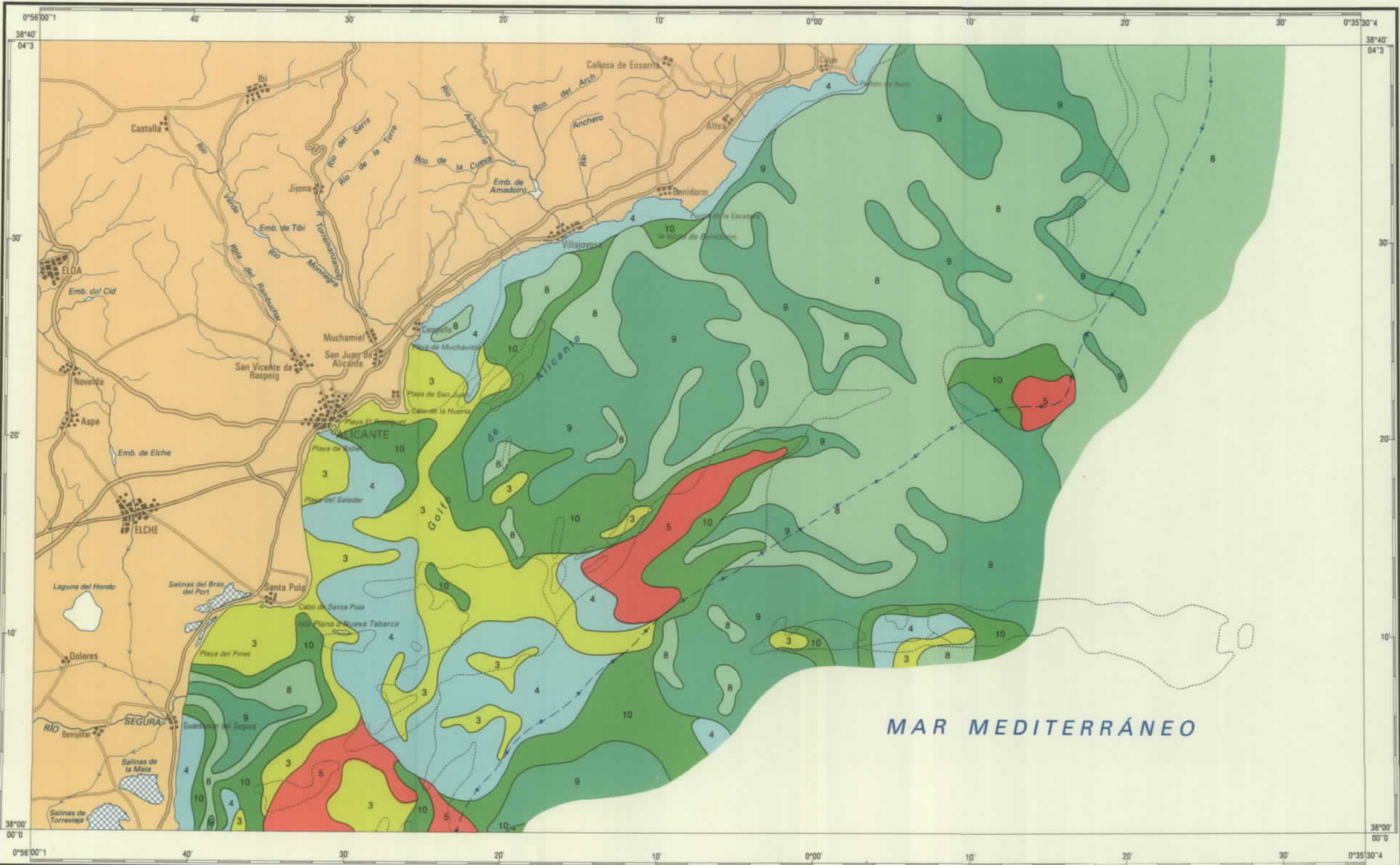
72-73



Base geográfica: INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL
Cartografía: GEOTEM, S.L. Sambara, 40-1°
Impreso: Master's Gráfico, S.A.
Depósito legal: M-1071-1994
NIPO: 232-93-004-6

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

NORMAS, DIRECCION Y SUPERVISION DEL ITGE
Autor: J. Wandosell Santamaría (SOCIMEP)
DIRECCION Y SUPERVISION: E. González García (ITGE)
DIRECCION Y SUPERVISION DE LA TOMA DE MUESTRAS: J. Medialdea Vega (ITGE)



Base geográfica: INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL
Cartografía: GEOTEM, S.L. Sambara, 40-1°
Impreso: Master's Gráfico, S.A.
Depósito legal: M-1071-1994
NIPO: 232-93-004-6

Escala 1:400.000

4000 m. 0 4 8 12 16 20 km.

NORMAS, DIRECCION Y SUPERVISION DEL ITGE
Autor: J. Wandossell Santamaría (SOCIMEP)
DIRECCION Y SUPERVISION: E. González García (ITGE)
DIRECCION Y SUPERVISION DE LA TOMA DE MUESTRAS: J. Medialdea Vega (ITGE)

B. Facies Litoral Carbonatada (2)

Esta facies es la que presenta mayor contenido en carbonato cálcico, con un valor medio del 59%, y corresponde a las clases D y D+G del tratamiento estadístico. Son arenas y gravas biógenas muy mal clasificadas que se distribuyen en forma de parches en el dominio litoral y la plataforma interna, localizándose puntualmente hasta los 66 m de profundidad. Están formadas por bioclastos fragmentados, briozoos, algas calcáreas rojas, gasterópodos, lamelibranquios, equinidos y foraminíferos bentónicos. Se desarrollan a favor de un sustrato duro que en ocasiones llega a aflorar, llegando a alcanzar un 90% de grava. En estos sedimentos más gruesos, el carbonato cálcico aumenta hasta un 63%, y también lo hace el contenido en algas (5%). Los componentes terrígenos son principalmente litoclastos calcáreos.

C. Facies de Praderas de Fanerógamas (3,4)

Estas facies corresponden al desarrollo de verdaderas praderas submarinas. Están constituídas principalmente por *Posidonia* sp. y son muy características del mar Mediterráneo, habiendo sido también identificadas en la Hoja de Murcia (Catafau *et al.*, 1990). Los elementos que las constituyen son restos de fanerógamas y organismos epifíticos que viven en las superficies foliares de las mismas, abundando los foraminíferos bentónicos. La asociación característica de esta facies es la de restos vegetales, foraminíferos bentónicos y gasterópodos. Se han distinguido dos subfacies, una arenosa y otra fangosa. Corresponden a las clases D, E y H del tratamiento estadístico.

• Praderas Arenosas (3)

Se localizan en forma de parches hasta los 30 m de profundidad. Son arenas carbonatadas con porcentajes variables de gravas, limos y arcillas, con un contenido medio en terrígenos del 26%, aunque localmente puede ser importante (66%). Los componentes biógenos guardan su aspecto inicial pero se muestran fragmentados debido al retrabajamiento por el oleaje. Hay presencia de restos vegetales carbonosos, pero es menor que en las facies de prodelta.

• Praderas Fangosas (4)

Se han identificado en la zona ocupada por el cinturón de fangos y guardan semejanzas con esta facies. Son limos arcillosos con cierto contenido en mica y presenta un aumento de la fracción terrígena respecto a las praderas arenosas, así como un menor contenido en carbonato cálcico. Se extienden entre los 17 y los 50 m de profundidad, llegando ocasionalmente a los 78 m. El alto contenido en materiales finos hace pensar que se trata de praderas muy degradadas o en vías de extinción, hecho que estaría relacionado con la instalación del cinturón de fangos en este sector de la plataforma y en el consiguiente impedimento para el desarrollo de las praderas.

D. Facies de Prodelta (5,6)

Las facies de prodelta se han localizado en las proximidades de la desembocadura del río Segura y se extienden hasta los 60 m de profundidad. El prodelta muestra una marcada di-

simetría, estando más desarrollado hacia el Sur debido a los efectos de la deriva litoral, habiéndose continuado hasta pasado Torre Vieja (Catafau *et al.*, 1990). Se pueden distinguir dos subfacies correspondientes a los medios de prodelta proximal y prodelta distal que responden a una disminución del gradiente energético y a la progresiva instalación de comunidades faunísticas conforme aumenta la distancia a la fuente de aportes terrígenos. Esta facies corresponde a la clase C del tratamiento estadístico.

• Prodelta proximal (5)

Se extiende en una franja paralela a la costa desde la desembocadura del río Segura hacia el Sur, hasta los 50 m de profundidad. Consiste en limos arcillo-arenosos de bajo contenido en CO₃, cuyo componente principal es el cuarzo. Característica de estos sedimentos es la presencia de mica y de restos vegetales carbonosos.

• Prodelta distal (6)

La disminución de energía da paso a unos sedimentos de arcillas limosas, en las que se pueden instalar ya distintas poblaciones biógenas, lo que indica la menor afluencia de aportes terrígenos en estas zonas. Debido a la presencia de estos elementos biógenos el contenido en carbonato cálcico aumenta, aunque sigue siendo bajo (43%). Los componentes más abundantes son los foraminíferos bentónicos, gasterópodos, lamelibranquios y equinidos; localmente, la acumulación de restos vegetales puede ser importante (16%).

El prodelta distal se extiende hasta los 60 m de profundidad; el tránsito hacia el prodelta proximal se efectúa a distintas profundidades, respondiendo al desarrollo de morfologías lobuladas que dependen de la mayor o menor influencia de los aportes terrígenos. Así, hacia el Norte, las facies distales se localizan a menores profundidades que hacia el Sur, ya que los sedimentos terrígenos que aboca el río Segura al mar son rápidamente transportados hacia el Sur por la deriva litoral.

E. Facies de Cinturón de Fangos («Mud Belt») (7)

Desde el límite septentrional de la Hoja hasta la altura de la población de Campello, se han identificado unos limos arcillosos terrígenos cuyas características más relevantes son el poseer los porcentajes más elevados de mica y de espículas silíceas. Otro elemento común es el grado de redondeamiento de los granos de cuarzo, que constituyen casi el 60% de la fracción arena. Esta facies ocupa prácticamente toda la plataforma (18-90 m) hasta Campello, donde se reduce considerablemente y sólo ocupa la plataforma interna. Al igual que las facies prodeltaicas pertenecen a la clase C del tratamiento estadístico, pero su origen no está relacionado directamente con el desarrollo de prodeltas, dada su lejanía de los ríos importantes de la región, por lo que su procedencia requiere un estudio más detallado.

Según Maldonado *et al.* (1983), la plataforma de Valencia presenta una cobertera fangosa, cuyos sedimentos serían transportados hacia mar adentro y hacia el Sur mediante la combinación de procesos de difusión y advección. El ori-

gen de la fracción terrígena estaría probablemente en la erosión de abanicos aluviales fangosos costeros y la contribución de corrientes locales. Díaz *et al.* (1990) cuestionan la influencia de los aportes del Ebro en la plataforma valenciana, al igual que Palanques y Drake (1990), sin llegar a una conclusión definitiva. En el caso de la plataforma alicantina, mucho más al Sur de la desembocadura del Ebro, esta influencia parece menos probable, aunque a principios del Holoceno la desembocadura estaba al Sur del delta actual (Maldonado, 1975). Por otra parte, hay que tener en cuenta la reciente creación de presas que han disminuido considerablemente la descarga de los ríos, por lo que cabe pensar que la salida de sedimentos finos hacia el Sur era probablemente muy importante.

F. Facies de Fangos Biógenos (8,9,10)

Dentro del conjunto de muestras que pertenecen a las clases D y D+F del tratamiento estadístico y que corresponden a sedimentos fangosos biógenos de plataforma media y externa, se han distinguido tres subfacies, dos modernas y una relicta.

- *Fangos Biógenos Modernos (8)*

Son limos y arcillas de bajo contenido en carbonato cálcico (38%) que se localizan entre los 60 m y los 120 m de profundidad en la parte septentrional de la Hoja. Hacia el Sur, esta facies recubre las arenas carbonatadas palimpsest y los fangos terrígenos palimpsest. Los componentes mayoritarios de la fracción arena son los foraminíferos bentónicos y planctónicos, bioclastos, equínidos, lamelibranquios y gasterópodos. El contenido medio en terrígenos es del orden del 15%, lo que indica que los aportes terrígenos procedentes del Norte y que corresponden al cinturón de fangos, quedan atrapados principalmente en la plataforma interna, permitiendo el desarrollo de comunidades bentónicas a mayor profundidad.

- *Fangos Biógenos Bioturbados (9)*

Texturalmente son similares a la facies anterior, y presentan como característica principal la abundancia de fragmentos de nidos construidos por diversos organismos infáuticos (crustáceos, anélidos). Estos organismos construyen sus nidos a partir de partículas consolidadas en medio del sustrato fangoso; estas partículas pueden ser de naturaleza terrígena o biógena. Se han localizado entre los 73 m y 93 m de profundidad en las zonas limítrofes entre la facies del cinturón de fangos terrígenos y los fangos biógenos modernos.

- *Fangos Biógenos Relictos (10)*

Corresponden a limos arcillosos con un porcentaje de arena variable, pero que no supera el 35%. El contenido en carbonato cálcico es bajo y se localizan en una franja batimétrica muy limitada, entre los 80 m y los 96 m de profundidad. La característica principal de estos sedimentos es la presencia de foraminíferos bentónicos que aparecen recrystalizados, de color beige, y un elevado porcentaje de bioclastos relictos. Destaca el contenido en glauconita,

que es uno de los más altos en comparación con el resto de las facies. La estrecha franja batimétrica en que se encuentra esta facies coincide con las profundidades en las que se producen aumentos notables en la fracción grava de las facies terrígenas y carbonatadas palimpsest, lo que indica una estrecha relación entre todas ellas, y señala, probablemente, una antigua línea de costa.

G. Facies Terrígena Palimpsest (11,12,13)

Esta facies engloba sedimentos relictos de composición predominante terrígena que incorporan, en distintos grados, características texturales o de composición del medio deposicional en el que actualmente se encuentran. Ocupan la mayor parte de la plataforma media y externa del sector comprendido entre Campello y el límite meridional de la Hoja y pueden ser correlacionadas con las distinguidas en la Hoja de Murcia (Catafau *et al.*, 1990). Se distinguen tres subfacies: arenas y gravas de plataforma media; arenas y gravas de plataforma externa; y fangos. Las arenas y gravas corresponden a la clase A del tratamiento estadístico y los fangos a la clase C.

- *Arenas y Gravas de Plataforma Media (11)*

Se trata de arenas con porcentajes variables de grava, limo y arcilla, mal clasificadas. Presentan un 62% de terrígenos y la fracción biógena es mixta, con componentes retrabajados (briozoos, gasterópodos, crustáceos) y componentes bien conservados (foraminíferos bentónicos, ostrácodos). En ocasiones, la fracción grava llega a constituir el 90% de la muestra, aumentando el contenido en carbonato cálcico. En estos casos, el porcentaje de biógenos de la fracción grava disminuye, estando constituida en su mayor parte por fragmentos de calcarenitas, posiblemente asociados a la existencia de afloramientos rocosos de tipo «beach rock» o de antiguas barras. Esta facies se extiende desde que termina la facies litoral terrígena hasta los 80 m de profundidad.

- *Arenas y Gravas de Plataforma Externa (12)*

A partir de los 80 m y hasta los 143 m de profundidad, se encuentran unos depósitos muy parecidos a los de la facies anterior, diferenciándose en que incorporan elementos biógenos bien conservados y característicos de zonas más profundas (foraminíferos planctónicos, lamelibranquios) así como por la aparición de glauconita. Destaca, asimismo, la presencia de biógenos muy retrabajados, sobre todo de briozoos. Están peor clasificadas que la facies de plataforma media y presentan un mayor contenido en carbonato cálcico, que aumenta si la fracción grava es considerable. La característica de esta facies es que se asocia a afloramientos rocosos, habiéndose encontrado los mayores porcentajes de gravas en la franja comprendida entre los 80 m y los 100 m de profundidad.

- *Fangos Terrígenos Palimpsest (13)*

Están constituidos por arcillas limo-arenosas, con un alto porcentaje en terrígenos (63%). El componente princi-

MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS ADYACENTES
MAPA DE FACIES SEDIMENTOLOGICAS

LEYENDA

FACIES DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL

- 1 Facies litoral terrígena
- 2 Facies litoral carbonatada
- 3 Praderas de fanerógamas (arenosas)
- 4 Praderas de fanerógamas (fangosas)
- 5 Facies de prodelta proximal
- 6 Facies de prodelta distal
- 7 Facies de cinturón de fangos
- 8 Fangos biógenos modernos
- 9 Fangos biógenos bioturbados
- 10 Fangos biógenos relictos
- 11 Facies de plataforma media (arenas y gravas terrígenas palimpsest)
- 12 Facies de plataforma externa (arenas y gravas terrígenas palimpsest)
- 13 Fangos terrígenos palimpsest
- 14 Facies carbonatada palimpsest

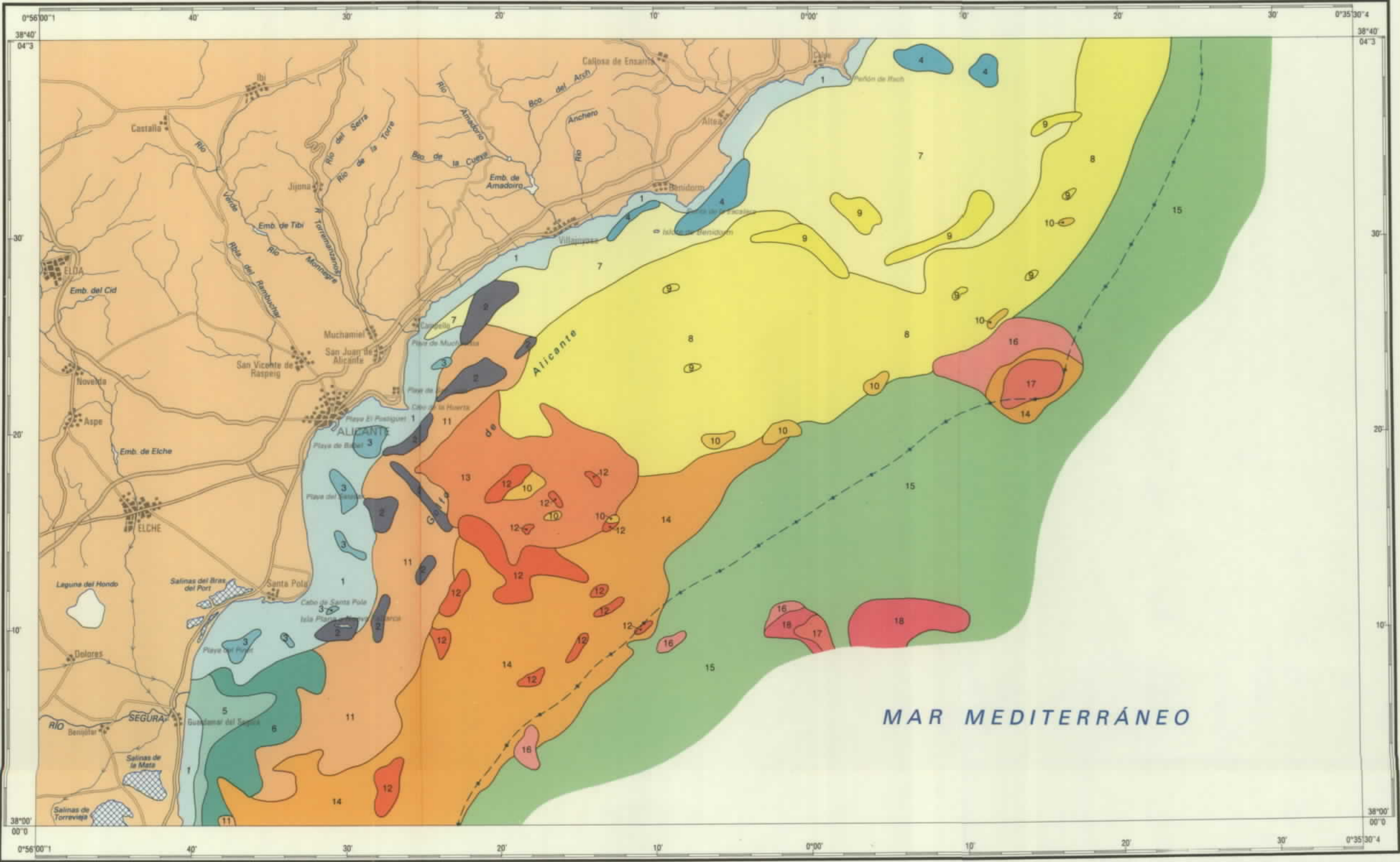
FACIES EN EL TALUD Y ASCENSO CONTINENTAL

- 15 Facies de lodos hemipelágicos

ALTOS FONDOS DE TALUD

- 16 Fangos terrígenos
- 17 Arenas terrígenas
- 18 Arenas biógenas

—+— Límite de la plataforma continental



pal es el cuarzo, que se presenta redondeado en la fracción más gruesa y angulosa en la fracción más fina. Los biógenos principales son los foraminíferos bentónicos y los bioclastos sin identificar. Esta facies se ha localizado entre los 36 m y los 93 m de profundidad, entre las facies de cinturón de fangos, las facies terrígenas palimpsest de plataforma media y los fangos biógenos que se describen más adelante. Las características que diferencian estos sedimentos del cinturón de fangos son la escasa presencia de mica, su mejor clasificación y la población mixta de elementos modernos y reabajados. La fracción arcilla y los componentes biógenos modernos de esta facies estarían asociados con los procesos sedimentarios recientes de la plataforma.

H. Facies Carbonatada Palimpsest (14)

Hacia mar adentro, y hasta los 152 m de profundidad, las facies terrígenas palimpsest dan paso a una facies carbonatada, cuyos componentes están en distintos grados de conservación. Corresponde a la clase D del tratamiento estadístico. Estos sedimentos se caracterizan por un contenido medio de arenas del 55% y porcentajes variables de grava, arcilla y limo. Localmente, la fracción grava es muy importante, estando formada mayoritariamente por fragmentos de coralígeno; los aumentos del porcentaje de la fracción grava se han encontrado únicamente entre 74 y 94 m de profundidad. Es una de las facies con más alto contenido en carbonato cálcico de la presente Hoja. Tiene un elevado número de componentes relictos y destaca la presencia de algas y briozoos. A estos componentes les acompañan foraminíferos planctónicos y bentónicos, que junto a la fracción limo y arcilla indican el proceso de adaptación al medio deposicional actual. Esta facies, similar a la facies carbonatada litoral y que se encuentra en la plataforma externa, indica el ascenso del nivel del mar durante el Holoceno.

5.3.2. TALUD Y ASCENSO CONTINENTAL

En las zonas más distales del margen los procesos sedimentarios que ocurren son básicamente de tres tipos: flujos gravitacionales, sedimentación diferencial a partir de suspensiones de distinta densidad y procesos asociados a corrientes de fondo.

En la presente Hoja los depósitos formados por sedimentación diferencial lenta de las partículas en suspensión son los lodos hemipelágicos. Estos lodos cubren la mayor parte del talud continental, excepto aquellas zonas que forman altos morfológicos. En estos altos se han identificado unos depósitos con características totalmente distintas y que se han agrupado bajo el nombre de facies de altos fondos.

A. Facies de Lodos Hemipelágicos (15)

Son limos arcillosos con un contenido en arenas muy bajo, aunque localmente puede ser importante. Están mal clasificados, y su contenido medio en carbonato cálcico es de los

más bajos encontrados en este área. Los foraminíferos forman más del 50% de la fracción arena y se hallan bien preservados. Resalta la existencia de un cierto porcentaje variable en mica y glauconita casi siempre presente. Recubren la mayor parte del talud continental, desde el borde de plataforma hasta el pie del talud. Estos sedimentos corresponden a la clase B del tratamiento estadístico.

B. Facies de Altos Fondos de Talud (16,17,18)

Se agrupan en esta facies las muestras correspondientes a las clases F, F+C, F+A y F+D del tratamiento estadístico. Han sido identificadas en zonas del talud correspondientes a altos morfológicos y en zonas puntuales del borde de plataforma, habiéndose definido tres subfacies: fangos terrígenos, arenas terrígenas y arenas biógenas. Las tres tienen en común una clasificación muy pobre, un porcentaje relativamente alto de carbonato cálcico, la presencia de organismos típicos de sustratos duros como serpulidos y briozoos, y el bajo grado de preservación de los componentes biógenos.

• *Fangos Terrígenos (16)*

En el borde de la plataforma y hasta los 208 m de profundidad, se ha definido esta facies limo-arcillosa, que a diferencia de los lodos hemipelágicos, incorpora un cierto porcentaje de arena (hasta un 20% de media) de carácter terrígeno. Los componentes biógenos principales son los foraminíferos, bioclastos sin identificar y bivalvos. Hay presencia significativa de glauconita.

• *Arenas Terrígenas (17)*

Son arenas con un porcentaje variable en gravas y un contenido en carbonato cálcico del 46%. Su composición es terrígena, constituida principalmente por cuarzo. Esta facies es la que está peor clasificada de todas las definidas y no hay apenas glauconita. Se han localizado en dos altos morfológicos, extendiéndose desde los 98 m hasta los 439 m de profundidad.

• *Arenas Biógenas (18)*

Son muy similares a las anteriores, diferenciándose en el aumento del porcentaje en biógenos. Los componentes principales son los bioclastos sin identificar y los foraminíferos, que se hallan bastante fragmentados. Existe además, un alto porcentaje de glauconita. El contenido en carbonato cálcico también aumenta, alcanzando un 55% de media. Se han localizado en los mismos altos morfológicos a profundidades comprendidas entre los 96 m y los 315 m.

El origen de las facies de Altos Fondos de Talud no es muy claro, debiendo estar relacionadas genéticamente entre sí y con el sustrato que forma estos altos relativos en el talud, aunque pueden estar reabajadas por las corrientes de fondo que circulan alrededor de estas morfologías positivas.

6. GEOLOGIA

6.1. ZONA TERRESTRE

Las formaciones aflorantes de la zona terrestre corresponden a los tres grandes conjuntos siguientes:

- *Las Unidades Internas*, el denominado Bético s.s., que sólo aflora en el sector meridional de la zona de estudio, constituyendo los escasos y reducidos afloramientos del SO de San Isidro de Albatera («Manto de Albatera») y la isla de Tabarca e islotes adyacentes; son todos de edad triásica (Alpujárride).
- *Las Unidades Externas* (Prebético, dominio intermedio y Subbético), que ocupan grandes extensiones en la zona septentrional de la Hoja, desde su límite Norte hasta el accidente de la falla de Crevillente.
- *Los depósitos postorogénicos*, que se distribuyen sobre todos los dominios béticos, ocupando sus depresiones y sellando las superficies de corrimiento. Corresponden a terrenos de edad Burdigaliense-Cuaternario.

6.1.1. UNIDADES BÉTICAS INTERNAS

El Bético s.s. ha sido reconocido en los afloramientos triásicos de San Isidro de Albatera, isla de Tabarca e islotes adyacentes y en los seis sondeos de investigación petrolera realizados en el litoral de la comarca «Bajo Segura», situada entre los afloramientos terrestres y marinos. Estos sondeos han perforado el Trías a profundidades que oscilan entre los 740 y 1 500 m. Se trata de calizas y dolomías, carnio-las y metabasitas (Fig. 22).

6.1.2. UNIDADES BÉTICAS EXTERNAS

5.1.2.1. Prebético

El valle de Biar (ángulo noroccidental de la Hoja) separa el Prebético en dos dominios: Externo, situado al noroeste y con escasa representación en la zona de estudio, e Interno o de Alicante, al sureste del anterior.

No aflora el zócalo premesozoico. Prácticamente no existen rocas magmáticas; los afloramientos ígneos corresponden a manifestaciones del vulcanismo triásico (ofitas).

La serie presenta en su conjunto las características propias de una sedimentación en plataforma, con facies neríticas e incluso continentales fundamentalmente representadas por calizas, margas y areniscas. En general, la cobertura (Mesozoico y Aquitaniense) es más completa y potente hacia el Sur, donde en algunas zonas los espesores de Jurásico y Cretácico alcanzan más de 5 000 m y la sedimentación se presenta con facies similares a la de algunos de los surcos subbéticos. Así pues, en el Prebético Externo las series son relativamente de escasa potencia, no existe sedimentación pelágica y el Cretácico inferior es de facies más o menos detrítica. En cambio, en el Prebético Interno los tramos son más potentes, la serie alcanza hasta el Aquitaniense incluido y las

facies tienen un carácter más netamente marino, con menos influencia continental.

El Prebético Externo está constituido únicamente por el Cretácico superior, de naturaleza esencialmente dolomítica con calizas y margas.

El Prebético Interno o de Alicante tiene una representación mucho más amplia: Mesozoico, (Keuper, Jurásico y Cretácico completo), Paleógeno (Paleoceno, Eoceno y Oligoceno) y Neógeno (Aquitaniense).

El Trías, de facies germánica, está representado por los afloramientos diapíricos del Keuper (arcillas, margas y yesos). El Jurásico contiene sus tres pisos, todos ellos eminentemente dolomíticos y calizos en distintas proporciones. El Cretácico se presenta completo fundamentalmente representado por calizas, margas y areniscas. El Paleógeno también se presenta completo, con margas, arcillas, calizas margosas y dolomías fundamentalmente, siendo muy extensas las facies «flysch». Finalmente, el Aquitaniense es esencialmente calizo-margoso.

6.1.2.2. Subbético

Como en otras Unidades Béticas, también en el Subbético se ha establecido una división en dominios y subdominios, cuya diferenciación y delimitación se ha realizado en base a los cambios de facies del Jurásico. De acuerdo con la división hoy aceptada, los afloramientos de la Hoja pertenecen al Subbético Externo.

Los escasos afloramientos que aparecen en el área centro-occidental de la Hoja están limitados al Norte por la superficie de cabalgamiento sobre los materiales del Prebético Interno o de Alicante, y al Sur por el accidente de la falla de Crevillente, que bisela los materiales subbéticos y coloca en posición muy próxima a las formaciones prebéticas y subbéticas. Estas últimas se encuentran reposando sobre un sustrato prebético autóctono y parcialmente recubiertas por depósitos miocenos.

Los materiales subbéticos son de carácter alóctono, habiendo tenido lugar la colocación de sus mantos sobre el Prebético durante el período comprendido entre el Burdigaliense inferior y el Langhiense.

Al pertenecer este dominio a la zona más septentrional del Subbético, sus formaciones se caracterizan por presentar una cierta similitud con las del Prebético Interno o de Alicante.

En el Subbético Externo afloran las tres series mesozoicas: Triásico, representado por sus tres pisos, con facies germano-andaluza; Jurásico, con un Lías-Dogger de naturaleza dolomítica y un conjunto superior, Malm, constituido por margas y calizas; y Cretácico, inferior con margas y margo-calizas con areniscas, y superior esencialmente calizo-margoso.

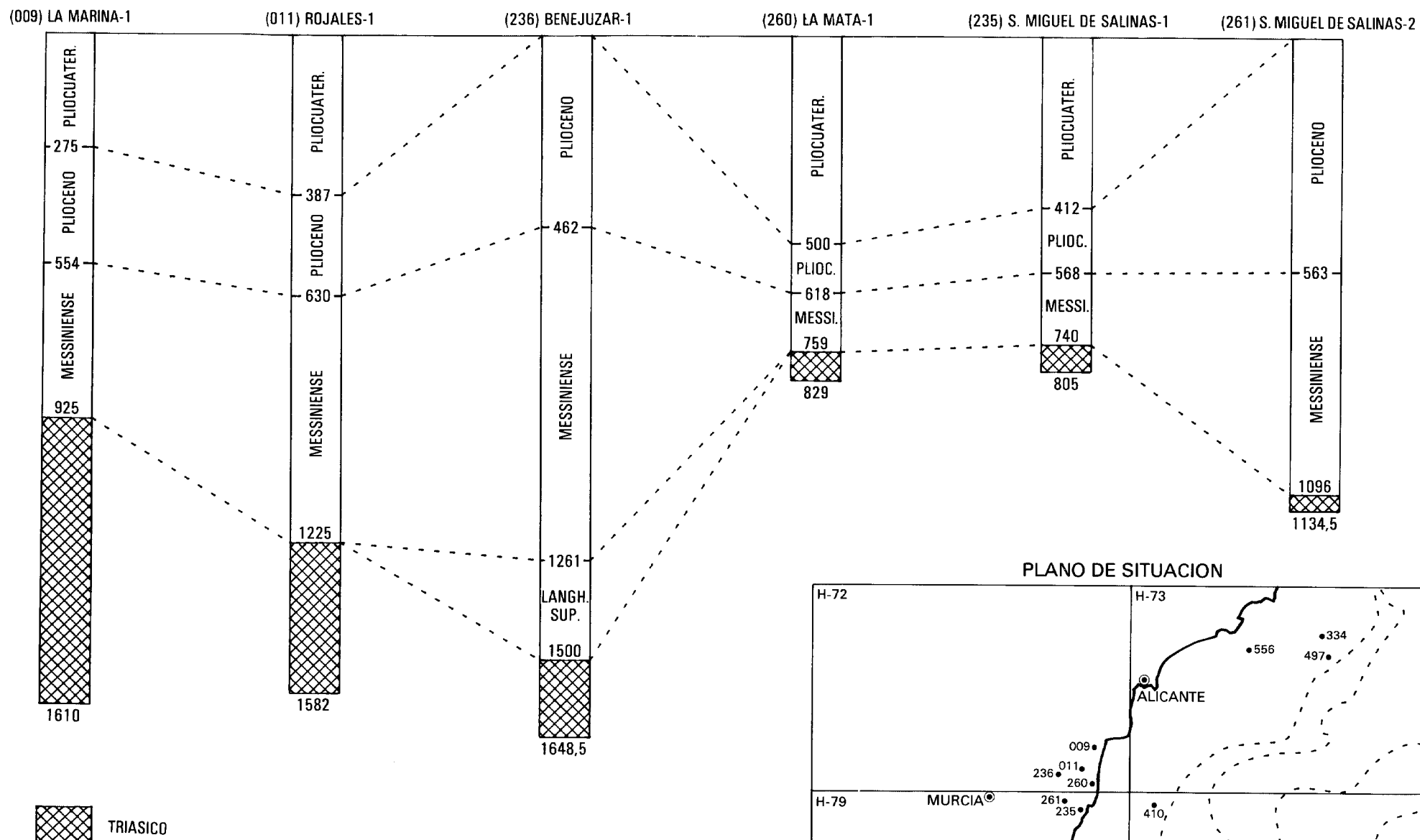


Fig. 22.- Sondeos petrolíferos en tierra. (Hojas de Alicante y Murcia. ITGE, 1987).

6.1.3. FORMACIONES POSTOROGENICAS

Los terrenos postorogénicos comprenden los dos conjuntos siguientes (Jerez Mir, 1981):

- Terrenos depositados con anterioridad a los últimos fenómenos importantes de corrimiento pero con posterioridad a la estructuración fundamental de las Zonas Internas y a los primeros fenómenos importantes de aloc-tonía del Subbético («Terrenos inter-mantos»). Corres-ponden a los de edad Burdigaliense-Langhiense 1).
- Terrenos depositados al finalizar los últimos fenómenos más importantes de corrimiento, que incluyen a los de edad Langhiense 2-Cuaternario («Terrenos post-mantos»).

Las formaciones postorogénicas se presentan con facies muy variadas, tanto por la naturaleza de sus materiales como por la extensión y potencia de sus depósitos.

El Neógeno fundamentalmente está representado por mar-gas y areniscas (Burdigaliense), que ocupa reducidas exten-siones; calizas, margas y conglomerados (Helveciense-Tortonense), que constituyen el sinclinorio de las cercanías de Alicante; y arcillas arenosas (Mioceno superior-Plioceno), de reducida extensión.

El Cuaternario ocupa grandes extensiones, generalmente de reducida potencia. Sus depósitos presentan una gran varie-dad de materiales de diversos orígenes (continentales, ma-rinos y mixtos) dependientes de su situación geográfica y de la morfología general de la región.

6.2. MARGEN CONTINENTAL

En el margen continental se pueden diferenciar los siguien-tes grandes conjuntos:

- El *basamento*, constituido por estructuras de las Unidades Béticas.
- El *relleno neógeno-cuaternario*, potente serie depositada sobre las estructuras anteriores, que define la morfolo-gía y estructura del margen continental actual .

El estudio geológico del margen continental se ha realizado a partir de las siguientes fuentes:

- Los sondeos de investigación petrolera ubicados en el li-toral de la comarca «Bajo Segura» y de los sondeos «off-shore» situados en la plataforma continental frente a Benidorm y Calpe (Fig. 23).
- Los perfiles sísmicos de alta resolución realizados expre-samente para la ejecución de esta Hoja y los convencio-nales ejecutados por REPSOL EXPLORACIÓN y cedidos por esta Empresa.
- Las muestras obtenidas en las distintas campañas ocea-nográficas han permitido la identificación de las forma-

ciones superficiales del Cuaternario. La presencia en los afloramientos de bioconstrucciones superiores a 0.5 m (costras de algas calcáreas incrustantes), ha impedido la obtención de muestras del basamento, salvo la correspon-diente a la muestra TR-194, obtenida en las proximidades del afloramiento situado alrededor de la isla de Tabarca. Corresponde a un rodolito cuyo núcleo está constituido por un fragmento de roca subvolcánica (probablemente de tipo gabroide) aunque fuertemente alterado.

Como ya se ha indicado anteriormente, los cuatro niveles geológicos cartografiados en los mapas correspondientes son: la base de las formaciones postorogénicas; la base del Pliocuatnario; la base del Cuaternario; y la base del Holoceno.

La determinación de las cotas de los dos primeros se ha lle-vado a cabo mediante el calado de los tres sondeos «off-shore» en sus correspondientes líneas de implantación y la posterior correlación de estos niveles por todo el margen continental a través de la red de perfiles (de alta resolución y convencionales) que cubren el ámbito marino de la hoja (Fig. 24).

Como se explica en el apartado 6.2.2.4. la base del Cuaternario ha sido definida a partir del sondeo Alicante A-1 y su posterior seguimiento a través de los perfiles de alta resolución.

Finalmente la base del Holoceno se ha determinado a partir de los perfiles sísmicos de 3,5 kHz.

6.2.1. BASAMENTO

El basamento del margen continental está constituido por las Unidades Externas e Internas del orógeno bético, pu-diendo situar su zona de contacto inmediatamente al Norte del Alto de Santa Pola. Este Alto, así como las fallas nor-males que lo condicionan tanto al Norte como al Sur, pre-sentan una tendencia general ENE-OSO a NE-SO.

Queda así, pues, dividido el basamento por la alineación de los Altos de Santa Pola y de Alicante en dos sectores: el septentrional, constituido por un conjunto de escamas y ca-balgamientos que afectan a formaciones mesozoicas y terciarias pertenecientes a las Unidades Externas, y el meridio-nal, que incluye los propios Altos y la zona del margen situada al Sur, constituido por las Unidades Internas.

6.2.1.1. Unidades Béticas Internas

La interpretación de los perfiles sísmicos ha permitido car-tografiar ocho afloramientos del basamento, de los cuales cinco están situados en el Alto de Santa Pola (uno de ellos constituye la propia isla de Tabarca) y los tres restantes en los Altos de Alicante, a unos 67, 70 y 89 km del cabo de Santa Pola, en dirección Este.

Los sondeos ubicados en el litoral de la comarca «Bajo Segura» cortan en sus tramos más profundos una serie carbonatada constituida por calizas y dolomías con intercalaciones arcillosas y ocasionales tramos de dolomías brechoídes, conglomerados y metabasitas, con excepción del sondeo Rojas-1 que, bajo esta serie carbonatada, cortó un paquete de pizarras metamórficas. En todos los casos estas series fueron atribuidas a niveles triásicos del Complejo Alpujárride (véase Fig. 22).

Por otra parte, en la isla de Tabarca afloran rocas carbonatadas grises con presencia de yesos y carniolas ocre y rocas metabásicas verdosas, pertenecientes al Triásico del Complejo Alpujárride.

En consecuencia, los cinco afloramientos del basamento que constituye el Alto de Santa Pola han sido atribuidos al triásico alpujárride, mientras que los tres restantes se han definido como pertenecientes al Bético Interno, dado la ausencia de datos para su exacta datación.

6.2.1.2. Unidades Béticas Externas

Al Norte de la alineación de los Altos de Santa Pola y de Alicante, el basamento está constituido por un conjunto de unidades tectónicas cuya última actividad tuvo lugar inmediatamente antes de la formación del margen actual. Estas unidades corresponden a una serie de cabalgamientos y escamas vergentes principalmente hacia el Noroeste, y están constituidas básicamente por formaciones pertenecientes al Mesozoico, Paleógeno y a los niveles inferiores del Mioceno medio.

Las Unidades Externas aparecen bien desarrolladas, según se desprende de los datos suministrados por los sondeos «offshore» y los perfiles sísmicos. Los únicos afloramientos de estas unidades se encuentran en una zona cercana a costa situada en las proximidades de Altea y Calpe; en el resto del margen continental se encuentran recubiertas por una potente serie neógena-cuaternaria.

Entre las Unidades Béticas Externas se han diferenciado los siguientes Sistemas:

A. Mesozoico

Como es sabido, en la zona terrestre el Mesozoico presenta un predominio de facies carbonatadas marinas con facies margosas pelágicas y turbidíticas en el dominio de las Unidades Intermedias y en algunos sectores del dominio Subbético.

La sedimentación continuó con características similares hasta el Eoceno medio, por lo que no siempre ha sido posible diferenciar en el ámbito marino de esta Hoja el límite Mesozoico-Terciario. Sólo en aquellas áreas que corresponden a zonas estructuralmente altas del Mesozoico la respuesta sísmica pone de manifiesto la presencia de una discordancia que permite definir claramente el contacto Mesozoico-Terciario.

Por otra parte, dada la complejidad estructural del sustrato mesozoico, sólo en aquellos puntos en que los sondeos de investigación petrolera han cortado parte de la serie puede hacerse un análisis en detalle de los niveles atravesados. Los datos proporcionados por estos sondeos (Fig. 25) muestran que:

- El *Triásico* se ha cortado en los sondeos Calpe-1 y Alicante A-1, estando constituido por dolomías microcristalinas muy fracturadas posiblemente de edad Retiense. En profundidad va aumentando progresivamente el contenido en anhidritas y arcillas, pasando primero a una alternancia de dolomías y anhidrita, y posteriormente a anhidritas, con yesos en el caso del sondeo Calpe-1. Los niveles evaporíticos pueden originar en algunas ocasiones estructuras diapíricas.
- El *Jurásico* sólo se ha cortado en el sondeo Alicante A-1, que atraviesa 472 m de una serie constituida de techo a muro por los siguientes tramos: 68 m de calizas compactas, recristalizadas con fantasmas de oolitos y 404 m de dolomías microcristalinas grises con pasadas de calizas oolíticas grises y arcillas calcáreas grises con anhidrita.
- El *Cretácico* ha sido cortado en los pozos de Alicante A-1, sólo el Cretácico inferior, y Alicante MU-1, que atraviesa prácticamente la totalidad de la serie cretácica. Esta serie está constituida por los tramos siguientes:
 - Berriasiense-Aptiense: se caracteriza por una alternancia de calizas microcristalinas, tipo «mudstone», margas y limolitas que pasan en ocasiones a areniscas de tamaño de grano fino. Predominan en general los términos calizos.
 - Albiense: presenta una serie alternante de calizas, arcillas y limos, que es atribuida a un medio de plataforma media o externa.
 - Turoniense (?) - Coniaciense: se trata de un tramo arcilloso con pequeñas intercalaciones de calizas micríticas.
 - Santoniense: está constituido por calizas micríticas arcillosas a techo, que pasan hacia la base, progresivamente, primero a una alternancia de calizas micríticas y arcillas, y posteriormente a arcillas masivas con pequeñas intercalaciones de calizas micríticas arcillosas.
 - Campaniense: se trata de calizas micríticas con pequeñas intercalaciones de arcillas y margas.
 - Maastrichtiense: presenta una gradación entre calizas arcillosas y arcillitas calcáreas con pequeñas intercalaciones de margas y arcillas.

Los tramos atribuidos al Cretácico superior (Turoniense ?)-Maastrichtiense) corresponden a medios de sedimentación de plataforma externa y de talud principalmente. Este dato junto a los medios de sedimentación que presenta el Cretácico inferior señalaría la situación de estas formaciones entre los dominios paleogeográficos del Prebético Interno y de las Unidades Intermedias.

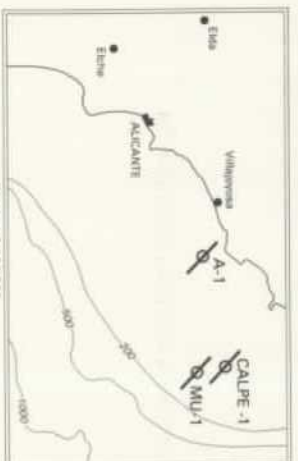
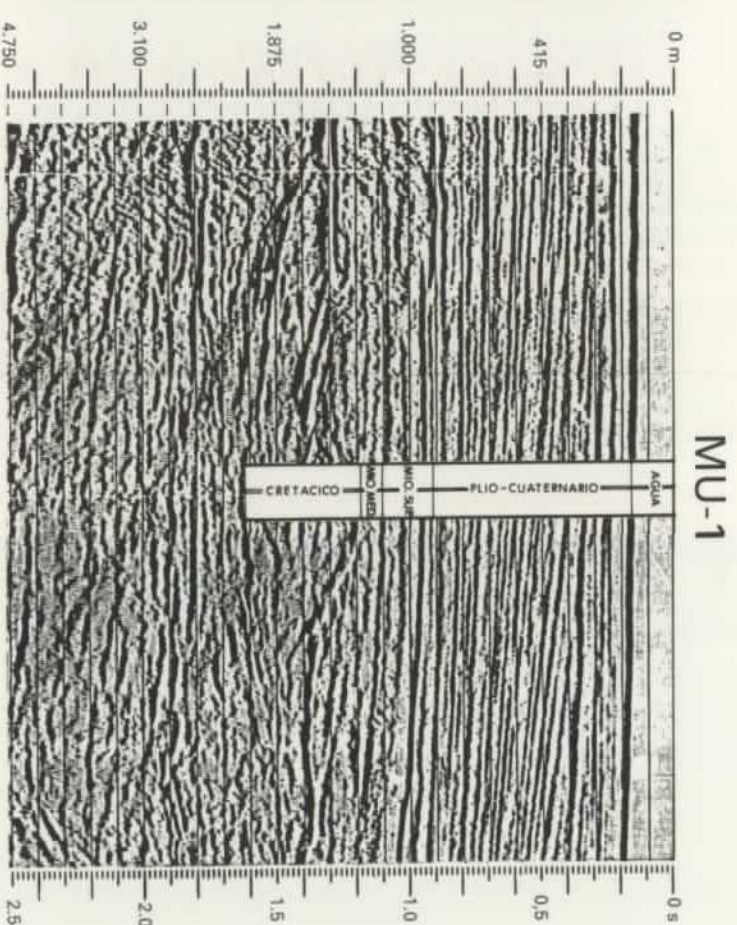
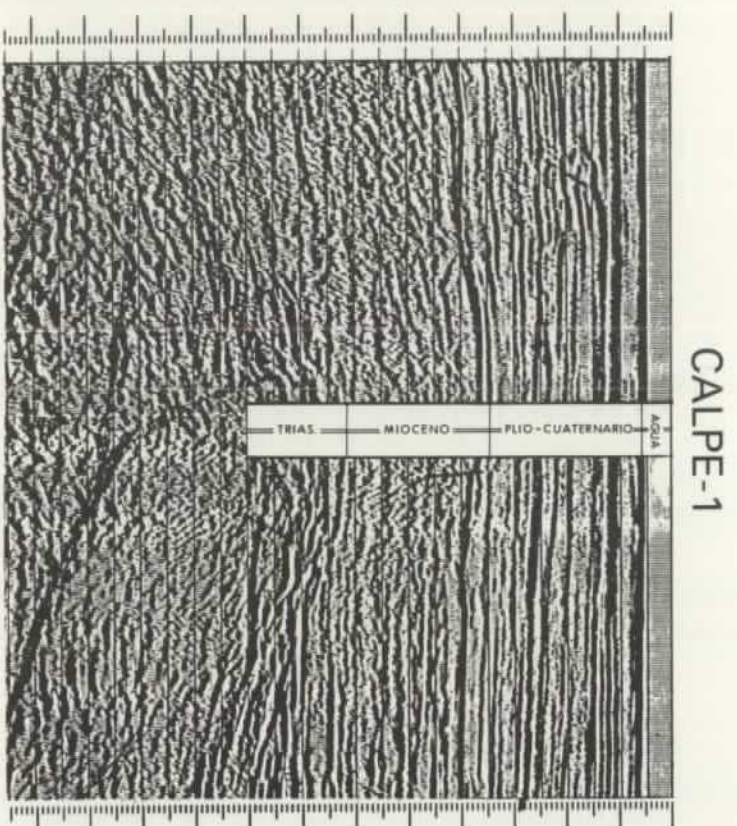
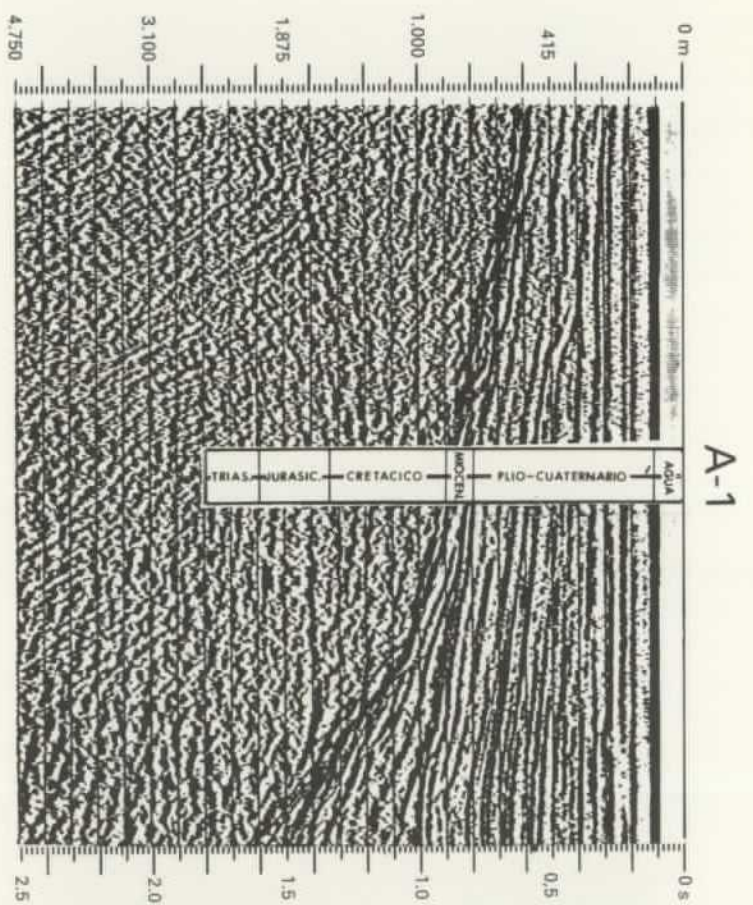


Fig. 23. - Calado de los pozos «offshore» en sus respectivas líneas sísmicas de implantación (multicanal).

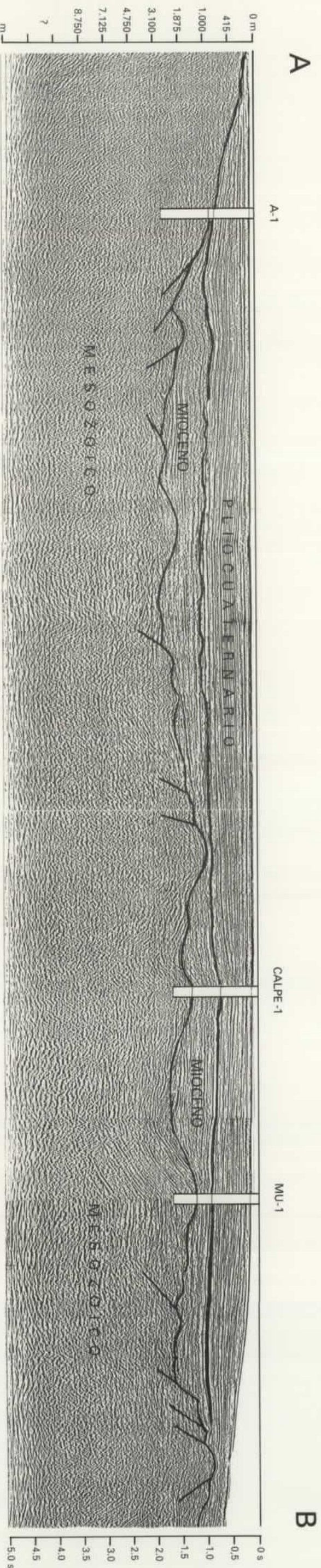


Fig. 24 - Correlación de los tres pozos «offshore» (multicanal)

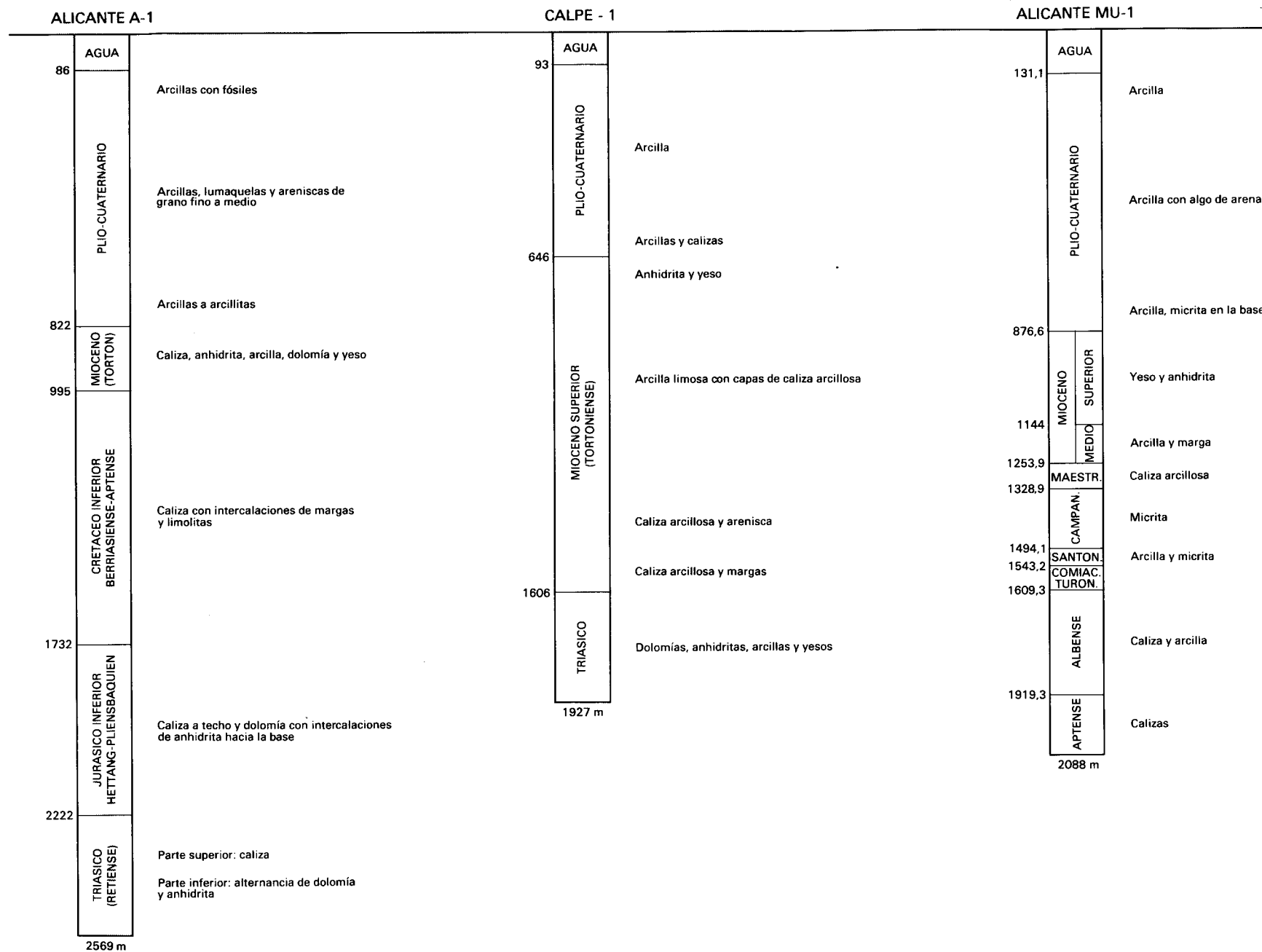


Fig. 25.- Columnas litológicas de los tres sondeos "offshore" (según IGME, 1987).

B. Terciario sinorogénico

En general, las formaciones terciarias pertenecientes a las Unidades Externas corresponden al Paleógeno y al Mioceno inferior, siendo de esta última edad las formaciones más modernas afectadas por los cabalgamientos. Debido a esta complejidad estructural, así como al hecho de que las características sedimentarias durante el Paleógeno son, en general, similares a las del Cretácico, no ha sido posible diferenciar la base del Terciario. Siguiendo los criterios tectonoestratigráficos utilizados en anteriores grupos de Hojas, en el Mapa Estructural se han cartografiado las isobatas de la base de las unidades terciarias no deformadas a lo largo de la etapa compresiva alpina.

6.2.2. RELLENO NEOGENO-CUATERNARIO

Sobre las estructuras béticas del basamento y en acusada discordancia erosiva y angular, se extiende un conjunto de materiales miocenos y pliocuaternarios, que definen la evolución y la morfología del margen continental actual. Estas formaciones presentan una distribución muy irregular, con facies muy diferentes y potencias que pueden alcanzar espesores muy elevados en determinadas cuencas estructurales (Cuenca de Alicante) o ser prácticamente inexistentes en algunos altos (Alto de Santa Pola).

Al estar situados los tres sondeos de investigación petrolera en el sector septentrional del margen continental, se ha podido datar el Terciario post-orogénico de esta zona como perteneciente al Mioceno medio-superior. En cambio, la ausencia de sondeos en el sector meridional ha aconsejado no diferenciar las diferentes series del Mioceno, y definirlo como indiferenciado.

Entre las formaciones post-orogénicas se han diferenciado las series descritas a continuación.

6.2.2.1. Mioceno medio-superior

El estudio de estas formaciones se ha llevado a cabo mediante la interpretación de los perfiles sísmicos, una vez calados los sondeos petroleros. Por otra parte, estas formaciones son conocidas por los sondeos realizados por el programa de investigación DSDP («Deep Sea Drilling Program») en las zonas más profundas de la cuenca balear, y por los numerosos trabajos efectuados por diversos investigadores (Ryan *et al.*, 1973; Mauffret, 1976; Stanley *et al.*, 1976; Hsü *et al.*, 1978; Mauffret *et al.*, 1982). Todos los datos así obtenidos se han complementado y correlacionado con los estudios de los sedimentos miocenos en el continente.

En general, la secuencia miocena se extiende prácticamente a lo largo de la mayor parte del margen, excepto en las proximidades de la costa y sobre los principales altos, donde o no existe o su espesor es tan reducido que queda por debajo de la resolución del método sísmico. Sin embargo, a ve-

ces llega incluso a aflorar a favor de estos altos, como, por ejemplo, ocurre en la prolongación mar adentro del Alto de Santa Pola. La secuencia miocena constituye un importante relleno de las distintas fosas existentes en el margen, especialmente de la Cuenca de Alicante, donde se localizan los mayores espesores. Hacia los altos se acuña progresivamente hasta desaparecer. Debe tenerse en cuenta también que su espesor actual está condicionado por los procesos erosivos que se desarrollaron en el contacto Mioceno y Plioceno.

Los límites inferior y superior de la secuencia miocena corresponden a discordancias erosivas (Cortes I, II y III del Mapa Estructural). La secuencia se apoya en el sector meridional sobre materiales pertenecientes a las Unidades Internas Béticas y en el sector septentrional, sobre los materiales del Mesozoico, Paleógeno-Mioceno inferior de las Unidades Externas, cuyo techo ha sido erosionado dando lugar a un importante paleorelieve claramente observable en los perfiles sísmicos. Suprayacente a la secuencia miocena y limitada por una truncadura erosiva se encuentra la secuencia pliocuaternaria.

Dada la estructura y evolución del margen, el conjunto mioceno presenta una distribución muy irregular tanto entre los sectores septentrional y meridional, como en sus áreas más proximales y distales. Por ello, en la descripción de la secuencia miocena, se considera el margen separado en tres zonas: los dos sectores de la plataforma continental y el talud y ascenso continental.

A. SECTOR MERIDIONAL DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL

En este sector la secuencia miocena es análoga a la ya descrita en el grupo de Hojas nº 79-79E (Murcia), situada inmediatamente al Sur. El Mioceno se apoya sobre un basamento que corresponde a las Unidades Béticas Internas, que aflora en la isla de Tabarca e islotes adyacentes.

La secuencia está constituida por reflectores continuos, paralelos o subparalelos, dispuestos en «onlap» sobre el basamento. Hacia el techo se observa en muchos registros un reflector de gran amplitud, que marca el inicio de facies transparentes.

En cuanto a su distribución debe mencionarse que los mayores espesores se localizan en pequeñas fosas tectónicas dispersas a lo largo del margen, limitadas por fallas normales. Hacia los altos se acuña progresivamente hasta desaparecer, tal como ocurre en gran parte de las zonas más internas de la plataforma, al ser ésta una zona de basamento relativamente elevado. En algunas de estas pequeñas cuencas, y a pesar del escaso espesor que presenta la secuencia miocena, se observa una importante subsidencia provocada por la continuada actividad de las fracturas durante el Mioceno. La secuencia no llega a aflorar en ningún punto con excepción de una serie de altos alineados según una dirección E-O.

Al no existir sondeos en este sector, no se dispone de una columna litológica. No obstante, debe mencionarse que las

facies transparentes del techo de la secuencia podrían correlacionarse con las facies evaporíticas del Mioceno superior.

El límite inferior de la secuencia se encuentra afectado por fallas normales, que son las responsables de la estructuración de la cuenca. En algunos casos, las fallas más importantes llegan a afectar hasta el techo del Mioceno, indicando que su actividad ha persistido al menos hasta el final del Mioceno-Plioceno inferior.

B. SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL

En este sector, las formaciones miocenas consideradas corresponden al Mioceno medio y superior. La atribución cronoestratigráfica de esta secuencia se basa en los datos obtenidos por los sondeos de investigación petrolera y en la correlación con la información existente en tierra, así como en la edad de las diferentes fases tectónicas definidas en esta región.

La secuencia se apoya sobre materiales cuya edad oscila entre el Mesozoico y el Mioceno inferior. Estos materiales se encuentran implicados en los cabalgamientos existentes, que han utilizado las facies evaporíticas del techo de la serie triásica como nivel de despegue.

La secuencia se compone de reflectores subparalelos, que se disponen en «onlap» sobre el basamento. En conjunto la secuencia presenta reflectores más irregulares que en el sector meridional, siendo frecuentes las facies caóticas en las zonas adyacentes a las principales estructuras. Hacia la base, los reflectores se adaptan a la morfología del basamento.

Los espesores son máximos en la Cuenca de Alicante (hasta 2.400 m en la prolongación de la Cuenca de Alicante en el talud) y especialmente en las cuencas localizadas en el frente de los cabalgamientos. Hacia los bordes de esta cuenca y especialmente hacia tierra, la secuencia se acuña progresivamente, adquiriendo un carácter transparente, hasta desaparecer contra un antiguo paleotalud de dirección NE-SO, subparalelo a la costa actual. No se ha observado ningún afloramiento del Mioceno en este sector.

La secuencia se encuentra afectada por fallas normales, cuya génesis se relaciona con la etapa distensiva del Mioceno superior; también podría estar afectada por posibles procesos halocinéticos.

Son numerosas las fallas formadas por reajuste que afectan a toda la secuencia. En el caso de fallas postdeposicionales se observan facies caóticas en las inmediaciones de las fallas, indicando que su actividad es contemporánea o que ha persistido con posterioridad a la deposición de la secuencia. A favor de estas estructuras se han encajado algunos paleocanales desarrollados en la etapa erosiva del límite Plioceno-Mioceno.

Existe una subsidencia importante en la Cuenca de Alicante, de carácter principalmente tectónico, que se relaciona con

zonas de importante fracturación, en relación con los cabalgamientos que afectan al basamento de este sector.

C. TALUD Y ASCENSO CONTINENTAL

Finalmente en el talud y ascenso continental de toda la Hoja, la secuencia miocena se apoya sobre un basamento que se ha considerado indiferenciado, debido a la falta de datos procedentes de sondeos, a la gran distancia existente a la costa y a sus diferentes características sísmicas respecto al resto de los sectores. La secuencia está formada por facies transparentes a muro y techo, separados por reflectores paralelos, de amplitud y frecuencia media. En el talud y ascenso continental las fracturas no afectan a la secuencia miocena.

6.2.2.2. Pliocuaternario

El estudio de la secuencia pliocuaternaria se ha llevado a cabo a partir de los perfiles sísmicos (convencionales y de Sparker), una vez definido su nivel basal mediante el calado de los pozos petroleros existentes en el área.

Las formaciones pliocuaternarias cubren todo el margen continental, a excepción de los Altos de Santa Pola y de Alicante, donde afloran materiales miocenos o de las Unidades Béticas Internas.

El Pliocuaternario, depositado sobre el basamento o sobre materiales miocenos, constituye una secuencia progradante hacia el interior de la cuenca, cuya base es un nivel erosivo muy nítido, resultado de la exposición subaérea de los materiales infrayacentes durante la regresión messiniense (Fig. 26). Su espesor es muy variable, alcanzando los siguientes valores en los sondeos: 553 m en el Calpe 1, 736 m en el Alicante A-1 y 749 m en el MU-1. Los materiales son arcillas con niveles de arena y caliza.

En el sector septentrional del margen, los espesores máximos se localizan en la Cuenca de Alicante, con valores superiores a 1 200 m en plataforma externa e inicio del talud; la potencia disminuye progresivamente hacia costa y hacia los Altos de Santa Pola y de Alicante, donde no supera los 200 m.

En el sector meridional, el Pliocuaternario situado al Sur del Alto de Santa Pola, alcanza los 1 600 m en la plataforma externa y en el talud continental.

Hacia la base del talud y en el ascenso continental de ambos sectores el espesor medio es de 400-500 m, con áreas puntuales inferiores a 200 m.

6.2.2.3. Plioceno

El Plioceno constituye la mayor parte de la secuencia pliocuaternaria (véanse los cortes del Mapa Geológico y Morfológico). Dentro del conjunto plioceno se puede diferenciar una serie inferior, constituida por una unidad acústica transparente, prácticamente sin reflectores, que está presente en la totalidad del margen estudiado, fosilizando

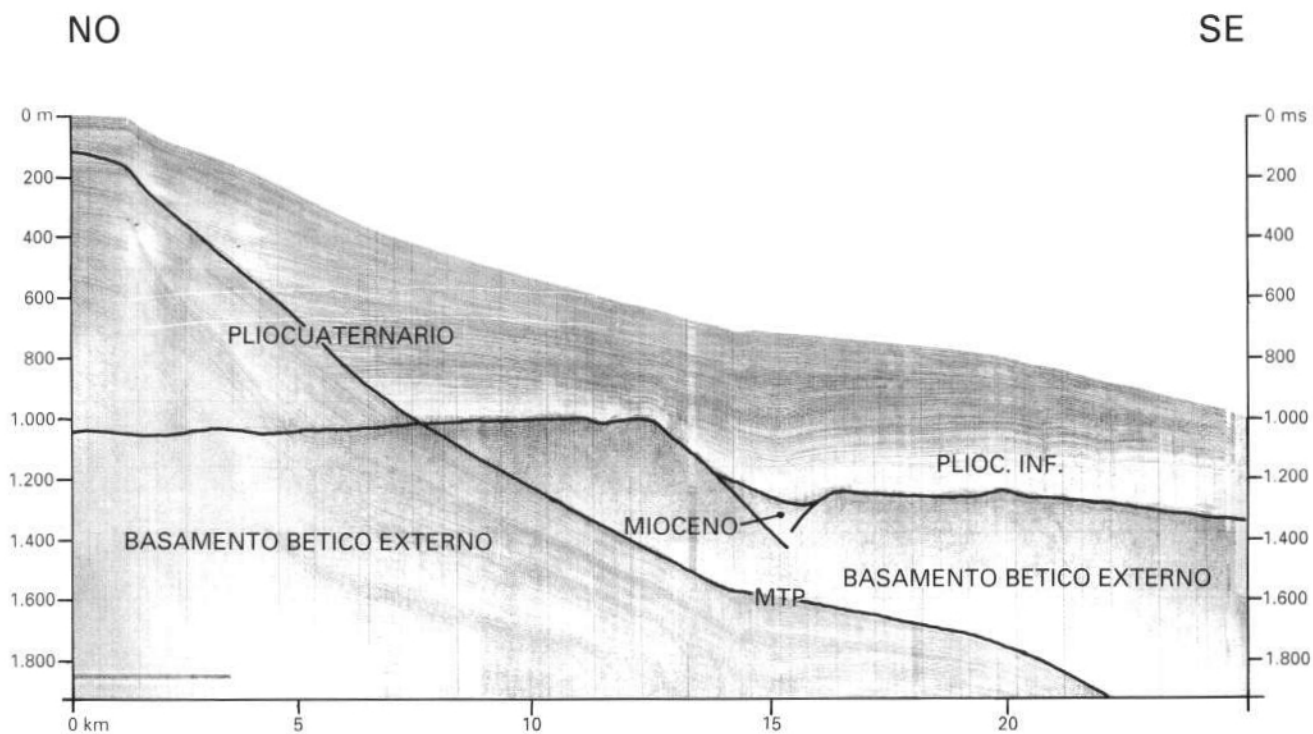
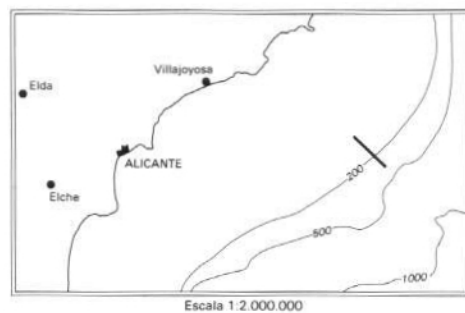


Fig. 26. - Pliocuaternario en la plataforma pelágica del sector septentrional. Obsérvese el carácter transparente del Plioceno inferior (Sparker, 4.000 J).
MTP: múltiple del fondo.

la superficie erosiva finimessiniense. (Fig. 26). Este carácter transparente ha sido observado en otros sectores del mar Surbaleár (Mauffret, 1976; Stanley *et al.*, 1976; Catafau *et al.*, 1990). La serie superior, concordante con la anterior, presenta una secuencia bien estratificada, con reflectores de gran amplitud y continuidad; localmente aparecen niveles semitransparentes, de reflectores discontinuos. Según los datos de los pozos petroleros, el paquete plioceno está compuesto de arcillas y arenas calcáreas con intercalaciones de areniscas de grano medio a fino con abundantes bioclastos; en el sondeo Calpe-1 se han encontrado niveles de caliza en la base (IGME, 1987).

Existen fallas intrapliocenas, generalmente de escaso desarrollo, aunque en algunos casos puede afectar a los sedimentos superficiales; estas fallas son debidas probablemente a fenómenos de reajuste causados por la reactivación de otras más profundas. La subsidencia en el margen no es homogénea, observándose solamente en la Cuenca de Alicante y al Sur del Alto de Santa Pola, donde aparecen los máximos espesores.

Las formaciones pliocenas cubren todo el margen continental (véase Mapa del Subcuaternario en el Mapa Geológico y Morfológico), aflorando en los altos estructurales. Los Altos de Alicante están constituidos por formaciones miocenas y del basamento bético interno, bordeados por afloramientos pliocenos, que corresponden a la unidad inferior transparente (Fig. 26 y 16b). El Alto de Santa Pola ocupa prácticamente la totalidad de la plataforma continental meridional, formando una superficie de abrasión constituida por materiales subaflorantes pliocenos y de las Unidades Béticas Internas, que afloran extensamente frente a Santa Pola. Estos materiales pliocenos presentan una serie de antiformal y sinformas de gran radio de curvatura (Fig. 27), atribuibles al Plioceno superior. Este tipo de estructura plegada se observa también en el sector septentrional (Perfil I del Mapa Geológico y Morfológico), así como en áreas de la Hoja colindante de Murcia (Catafau *et al.*, 1990).

No se han obtenido muestras de estos materiales pliocenos, al estar recubiertos por bioconstrucciones, básicamente de algas calcáreas.

6.2.2.4. Cuaternario

Comienza la sedimentación cuaternaria con características similares a las del Plioceno superior. Por ello, como ya ha sido indicado en la Hoja de Murcia (Catafau *et al.*, 1990), resulta muy difícil e imprecisa la determinación del límite Plioceno-Cuaternario, es decir, la identificación del reflector «G» de Monaco (1971) utilizado por numerosos autores en el Mediterráneo occidental, especialmente en el mar surbaleár (Got, 1973; Serra, 1975; Mauffret, 1976; Canals, 1985; Alonso, 1986; Maldonado *et al.*, 1986; Díaz *et al.*, 1989).

En el sector meridional del área de estudio (al Sur de los Altos de Alicante), la base del Cuaternario está bien definida a partir de los afloramientos pleistocenos, que finalizan en la pla-

taforma externa (véase el perfil V del Mapa Geológico y Morfológico); el reflector que marca el techo del afloramiento pleistoceno es la base del Cuaternario.

En el sector septentrional (al Norte de los mencionados Altos), la base del Cuaternario se ha definido a partir de los datos de los tres pozos petroleros offshore perforados en dicho sector. Como es sabido, las columnas geológicas de los sondeos no reflejan el contacto Plioceno-Cuaternario, al no ser necesario este dato para los objetivos previstos en la perforación petrolera (Fig. 25).

Unicamente el estudio paleontológico realizado por ESSO PRODUCTIONS RESEARCH EUROPEAN sobre los ripios del sondeo Alicante A-1 ha permitido calar la base del Cuaternario en los perfiles sísmicos. Este estudio sitúa el fósil *Hyalinea baltica* sp., característico del Plioceno inferior y situado normalmente en sus niveles basales, a una profundidad de 225 m, lo que indica que, en el punto de sondeo, la base del Cuaternario se encuentra en el entorno de esta cota.

Una vez definida la profundidad del Cuaternario en el sondeo, es decir, en el perfil convencional sobre el que está emplazado, es preciso proyectar esta cota sobre los registros de alta resolución, ya que las potencias que se utilizan en el estudio del Cuaternario están fuera del umbral de resolución de la sísmica convencional.

La correlación, a través de la red de navegación, del reflector base del Cuaternario definido en el sector meridional hasta el punto de emplazamiento del pozo citado, permite definir, con la referencia de los 225 m, el nivel base definitivo del Cuaternario; el trazado de sus isopacas se refleja en el Mapa Geológico y Morfológico.

Como puede observarse en el citado Mapa, la distribución y espesor de los materiales cuaternarios están condicionados por los altos estructurales de Santa Pola y de Alicante. El recubrimiento cuaternario se distribuye de una forma sensiblemente homogénea sobre todo el margen continental, con aumento gradual de su espesor mar afuera, a excepción de la zona de los altos de Santa Pola y de Alicante, cuyas estructuras frenan y limitan la deposición cuaternaria.

En la plataforma interna y media del entorno del cabo de Santa Pola, el Cuaternario tiene un espesor que, salvo zonas puntuales, no llega a 20 m.

A partir de los altos estructurales y hacia el Sur, el Cuaternario presenta un carácter progradante, con potencias que varían entre los 300 m en el talud continental y los 160 m en el ascenso continental.

En el sector septentrional, el Cuaternario aumenta gradualmente de espesor desde la costa, alcanzando valores superiores a 400 m frente a Villajoyosa y Sierra Helada. El depocentro situado frente a Villajoyosa se encuentra a unos 100 m de profundidad (plataforma externa) lo que parece indicar la presencia de un área subsidente. Un segundo depocentro se encuentra en el talud continental.

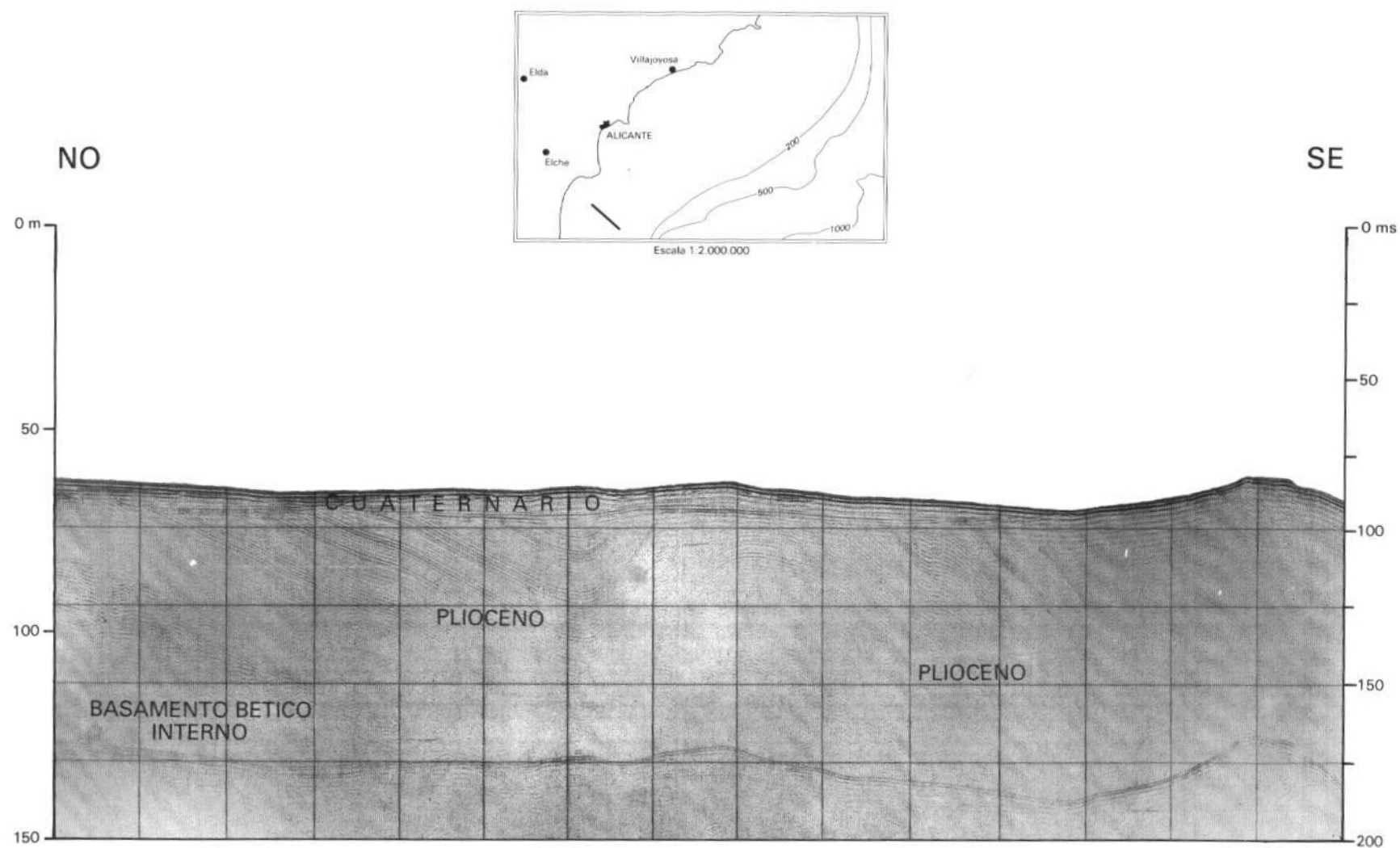


Fig. 27. - Distribución del Plioceno (superior ?), formando una superficie de abrasión, en el área del alto de Santa Pola (Uniboom, 300 J).

En este mismo sector el espesor del Cuaternario en la plataforma media puede superar los 200 m, llegando a alcanzar los 250 m frente a Calpe.

El pasillo que comunica los dos altos estructurales, frente al cabo de la Huerta, tiene un recubrimiento cuaternario menor de 140 m.

A. Pleistoceno (Q_1 , Q_2 , Q_3)

En el borde de la plataforma e inicio del talud de los márgenes progradantes se observa, dentro de la secuencia sistemoestratigráfica definida como Cuaternario, una serie de cuñas sedimentarias, discordantes en «offlap» y truncadas por las unidades suprayacentes (Fig. 28); estas unidades, progradantes hacia el centro de la cuenca, pasan a ser concordantes a partir del talud propiamente dicho.

Los distintos cambios eustáticos del nivel del mar ocurridos durante el Pleistoceno se agrupan en tres ciclos de transgresión-regresión (Maldonado *et al.*, 1986; Catafau *et al.*, 1990), que corresponden a los tres estadios pleistocenos: inferior (Q_1), medio (Q_2) y superior (Q_3).

Durante los períodos de alto nivel relativo del mar se depositan en las áreas distales de la plataforma sedimentos fanáticos (unidades sísmicas transparentes); por el contrario, cuando el nivel relativo desciende, avanza la línea de costa y llegan a las áreas distales sedimentos más gruesos, que dan lugar a unidades estratificadas, con alternancia de arenas y fangos (Mitchum *et al.*, 1977).

Con este criterio se intentan identificar las distintas unidades progradantes mencionadas (superposición de prismas prodeltaicos), así como su extensión y potencia en la plataforma continental, ya que la configuración actual de la misma se debe a los procesos cuaternarios.

Cabe señalar que no se ha dispuesto de ningún tipo de datación que permita confirmar las edades atribuidas a los distintos materiales pleistocenos.

En el sector meridional del área de estudio el recubrimiento cuaternario de la plataforma interna y media es muy escaso, con valores inferiores a 20 m; únicamente en algunas zonas puntuales se alcanzan valores mayores, que corresponden a materiales aislados (Cuaternario indiferenciado, Q_i ; véase el perfil V del Mapa Geológico y Morfológico). Es sólo a partir del final del afloramiento plioceno, en la plataforma externa, cuando empiezan a desarrollarse las unidades pleistocenas, rellenando cubetas pliocenas y progradando hacia la cuenca; el Pleistoceno alcanza su máximo desarrollo en el talud continental. Estas secuencias pleistocenas terminan concordantes en el ascenso continental. En el área de la plataforma externa se observa que el Pleistoceno superior (Q_3) recubre las unidades anteriores, formando un afloramiento que culmina con el prodelta marginal (Fig. 28). Se observa también la existencia de un paleoprodelta perteneciente al Q_1 , fosilizado por las siguientes

secuencias, que marcaría el borde de la plataforma en el Pleistoceno inferior.

Entre los Altos de Santa Pola y de Alicante el Pleistoceno presenta un menor desarrollo, estando las distintas unidades biseladas contra ambos afloramientos.

En el sector septentrional, la cuenca de Alicante presenta un amplio desarrollo de las secuencias pleistocenas, que se estrechan y biselan hacia costa (perfiles I a IV del Mapa Geológico y Morfológico) y hacia el sur, contra los altos estructurales. El Pleistoceno inferior Q_1 forma la unidad más potente, alcanzando un máximo de unos 190 m en la plataforma media del sector más subsidente de la cuenca (perfil IV); en el borde de la plataforma alcanza valores de 130-170 m; hacia los Altos de Alicante, donde se bisela, suele estar recubierto por la unidad superior Q_3 .

Dentro del Pleistoceno inferior se pueden diferenciar dos subunidades, denominadas Q_{1-1} y Q_{1-2} .

La secuencia Q_{1-1} (Fig. 29), que constituye la unidad basal del Pleistoceno, se encuentra concordante sobre el Plioceno superior; consta de reflectores bien estratificados, con una potencia media de unos 80 m.

Su límite superior es un reflector de carácter erosivo en la plataforma media, que va pasando a conforme hacia el talud continental; su forma irregular refleja morfologías consolidadas, equivalentes a las existentes en el fondo marino actual. El fuerte carácter transgresivo de esta subunidad permite asociarla a las primeras oscilaciones eustáticas ocurridas tras la glaciación finipliocena.

La subunidad Q_{1-2} yace sobre la anterior, presentando un carácter sísmico bien estratificado con numerosos niveles transparentes; culmina también en una superficie erosiva con resaltes consolidados; esta subunidad, que a su vez pasa a concordante en las zonas distales del margen, presenta una potencia media de 50 m; su origen se asocia a una fase regresiva. De esta manera, la unidad Pleistoceno inferior (Q_1) refleja un ciclo de transgresión-regresión, observable en el Mediterráneo occidental (Maldonado *et al.*, 1986; Catafau *et al.*, 1990).

El Pleistoceno medio (Q_2) se encuentra discordante sobre la subunidad Q_{1-2} ; es el nivel menos potente del Pleistoceno, acunándose y desapareciendo hacia costa y hacia los altos estructurales (perfiles I a IV del Mapa Geológico y Morfológico), de tal manera que la unidad superior Q_3 recubre, en dichas áreas, a la inferior Q_1 . El carácter semitransparente de sus materiales (Fig. 29) indica una fase regresiva, similar a la anteriormente descrita Q_{1-2} . Su potencia media en la plataforma varía entre los 35-45 m, alcanzando su máxima potencia (80-90) en el inicio del talud continental. El hecho de que el Pleistoceno medio presente únicamente características regresivas implica que la transgresión previa, no habiendo dejado un registro nítido entre las unidades regresivas Q_{1-2} y Q_2 , fue muy limitada.

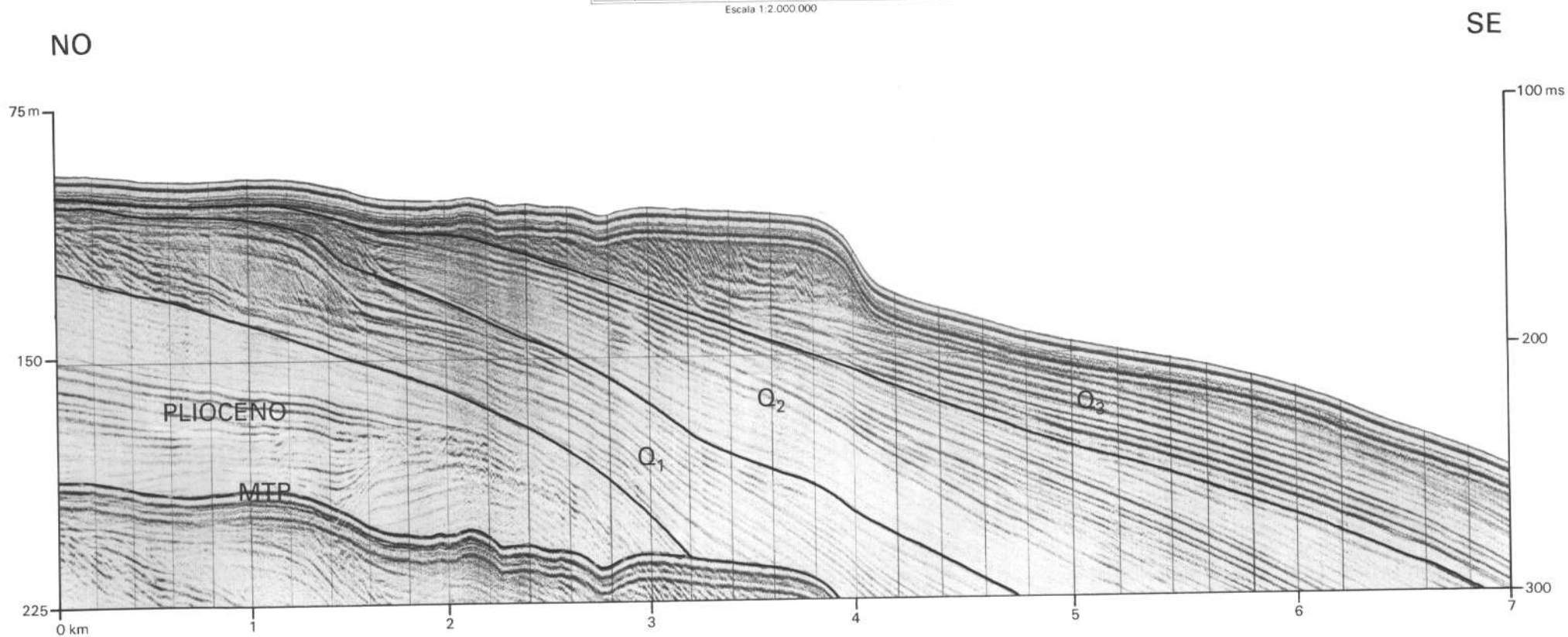
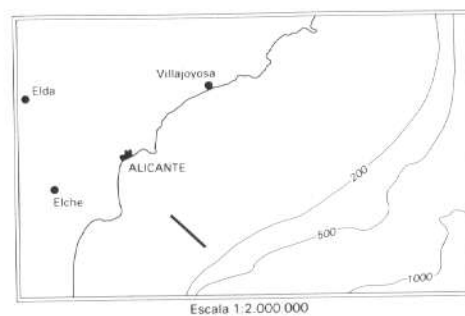


Fig. 28 - Distribución del Cuaternario en el sector meridional (Sparker, 4.000 J).
Q₁ = Pleistoceno inferior; Q₂ = Pleistoceno medio; Q₃ = Pleistoceno superior; MTP = Múltiple del fondo.

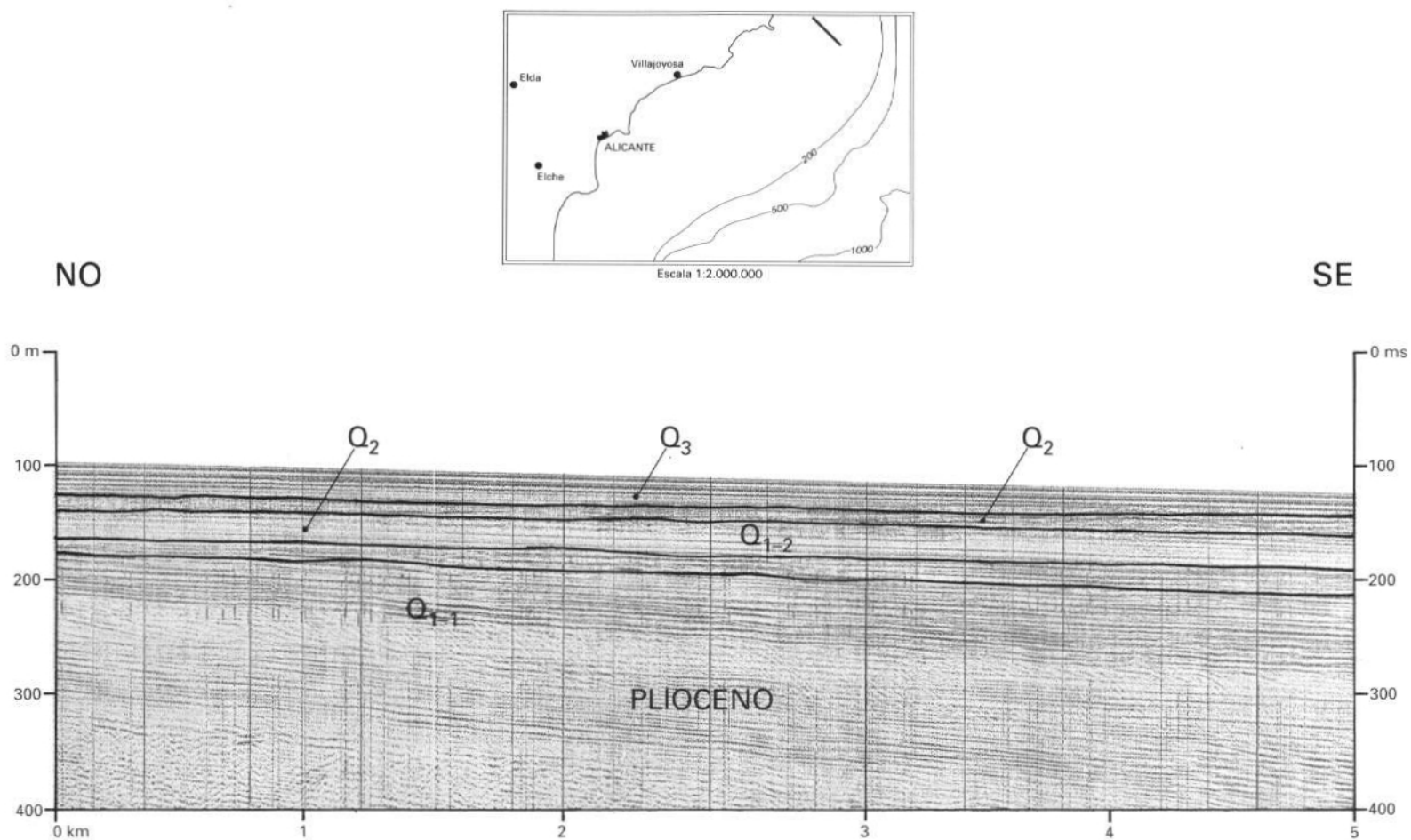


Fig. 29. - Distribución del Cuaternario en la plataforma media del sector septentrional (Sparker 4.000 J).

Q₁₋₁, Q₁₋₂ = Subunidades del Pleistoceno inferior

Q₂ = Pleistoceno medio; Q₃ = Pleistoceno superior

El Pleistoceno superior (Q_3), discordante sobre la secuencia anterior Q_2 , cubre unidades más antiguas hacia costa y hacia los altos estructurales, zonas en las que se acuña y desaparece. Su potencia media (50 m en la plataforma media) aumenta por progradación en el inicio del talud, donde puede alcanzar unos 160 m. Sísmicamente, esta unidad está constituida por reflectores paralelos de gran amplitud y continuidad. Como en el caso del Pleistoceno medio, su origen suele atribuirse a una fase regresiva (que supone la culminación del Pleistoceno), faltando los materiales correspondientes a la transgresión ocurrida entre los Q_2 y Q_3 , ambos regresivos. Localmente afloran materiales consolidados de esta edad en la plataforma continental, formando barras, zonas de resaltes morfológicos y depresiones erosivas; cabe añadir que los dos deltas marginales existentes en el borde de la plataforma continental parecen señalar el límite de la regresión del Pleistoceno superior.

B. Holoceno (Q_4)

Constituye el recubrimiento superficial de la plataforma continental, depositado durante la transgresión Versiliense o con posterioridad a ella una vez alcanzado el nivel actual del mar. La potencia de las diversas unidades holocenas queda patente en los registros del Perfilador de Sedimentos (3.5 kHz), en los que aparece bien definido el reflector basal de dichas unidades, de carácter erosivo y de fuerte impedancia acústica. A partir del talud continental y hacia las zonas distales del margen no se aprecia dicho nivel basal, por lo que la presencia del Holoceno se reconoce únicamente por los diversos tipos de muestras tomadas, sin que sea posible definir su distribución y potencia por métodos geofísicos.

El sector meridional de la plataforma continental, caracterizado por los afloramientos del Alto de Santa Pola (véase el Mapa Geológico y Morfológico), presenta un recubrimiento holoceno muy escaso (menor a 5 m), salvo zonas puntuales tales como el cuerpo de arena situado al Este de la isla de Tabarca, con más de 12 m de potencia, y el prodelta del río Segura, cuyos depósitos pueden alcanzar los 20 m en su desembocadura.

En la plataforma interna y media, los sedimentos holocenos fosilizan materiales pleistocenos indiferenciados, así como unidades pliocenas y más antiguas aflorantes (Fig. 12). En la plataforma externa, al Este de la zona de afloramientos, los sedimentos holocenos recubren materiales del Pleistoceno superior, a los que se consideran aflorantes cuando su recubrimiento es menor de 1 m.

En cambio, en el sector septentrional de la plataforma se encuentra un gran prisma de materiales holocenos, que se extiende desde el límite Norte de la Hoja, donde alcanza su máxima extensión (de 18 a 90 m de profundidad) y potencia (32 m), hasta Campello, en cuya zona el prisma se acuña progresivamente, llegando a ocupar sólo la plataforma interna, con un espesor inferior a los 5 m.

La respuesta sísmica de este prisma en registros de 3.5 kHz (Fig. 30) muestra una gran cuña sedimentaria con su espesor

máximo hacia tierra que disminuye y desaparece hacia la plataforma externa; estos materiales holocenos descansan sobre un reflector basal erosivo, de edad Pleistoceno superior; sobre este nivel basal se desarrolla una unidad intraholocena de unos 20 m de espesor máximo, con reflectores internos paralelos, que señalan materiales arenosos; los últimos 12 m presentan una unidad transparente, correspondientes a sedimentos fangosos de la plataforma interna y media (facies de cinturón de fangos).

Las distintas facies sedimentarias existentes en el margen continental, descritas en el capítulo anterior, caracterizan un conjunto de ambientes de depósito cartografiados en el Mapa Geológico y Morfológico como unidades holocenas, y que se describen a continuación:

- *Sedimentos litorales (Q_4^1)*: son sedimentos modernos que se extienden bordeando la costa hasta aproximadamente los 70 m de profundidad; en los primeros 30 m se encuentran arenas y gravas de origen continental (facies litoral terrígena); situada sobre el nivel de base del oleaje (media de 20 m), corresponde al área de máxima energía, en la que el oleaje puede remover y transportar materiales gruesos; a partir de los 30 m y hasta prácticamente los 70 m, la energía disminuye considerablemente al igual que los aportes terrígenos, lo que da lugar a arenas y gravas biógenas (facies litoral carbonatada), que ocupan áreas discontinuas de poca extensión. En estos ambientes litorales se desarrollan igualmente las facies de praderas de fanerógamas (arenosas y fangosas), con desarrollos locales de variada extensión.
- *Sedimentos de prodelta (Q_4^2)*: son sedimentos modernos correspondientes a los aportes del río Segura; se extienden a partir de su desembocadura hasta los 60 m de profundidad; se distinguen dos tipos de materiales: limos arcillo-arenosos terrígenos (facies de prodelta proximal) que se extienden hasta los 50 m; y arcillas limosas biógenas (facies distal) hasta los 60 m, que reflejan la disminución de energía y la menor afluencia de material terrígeno, lo que permite la instalación de comunidades biógenas.
- *Sedimentos actuales de plataforma (Q_4^3)*: también denominados sedimentos de plataforma, ocupan prácticamente la mitad septentrional del grupo de Hojas; se extienden desde los sedimentos litorales hasta los 120 m de profundidad; hacia mar afuera comprende los siguientes materiales: limos arcillosos terrígenos (facies de cinturón de fangos) que cubren casi toda la extensión de la plataforma interna y media en el límite septentrional, estrechándose hacia el Sur hasta ocupar sólo la plataforma interna a la altura de Campello; le siguen limos y arcillas sin apenas componentes terrígenos (facies de fangos biógenos modernos); se extienden desde Campello (entre 70 y 100 m de profundidad) hasta el límite septentrional, donde ocupan la franja de 90-120 m; entre ambos materiales se encuentra la facies de fangos biógenos bioturbados que se extienden de forma discontinua entre los 70 y 90 m de profundidad.

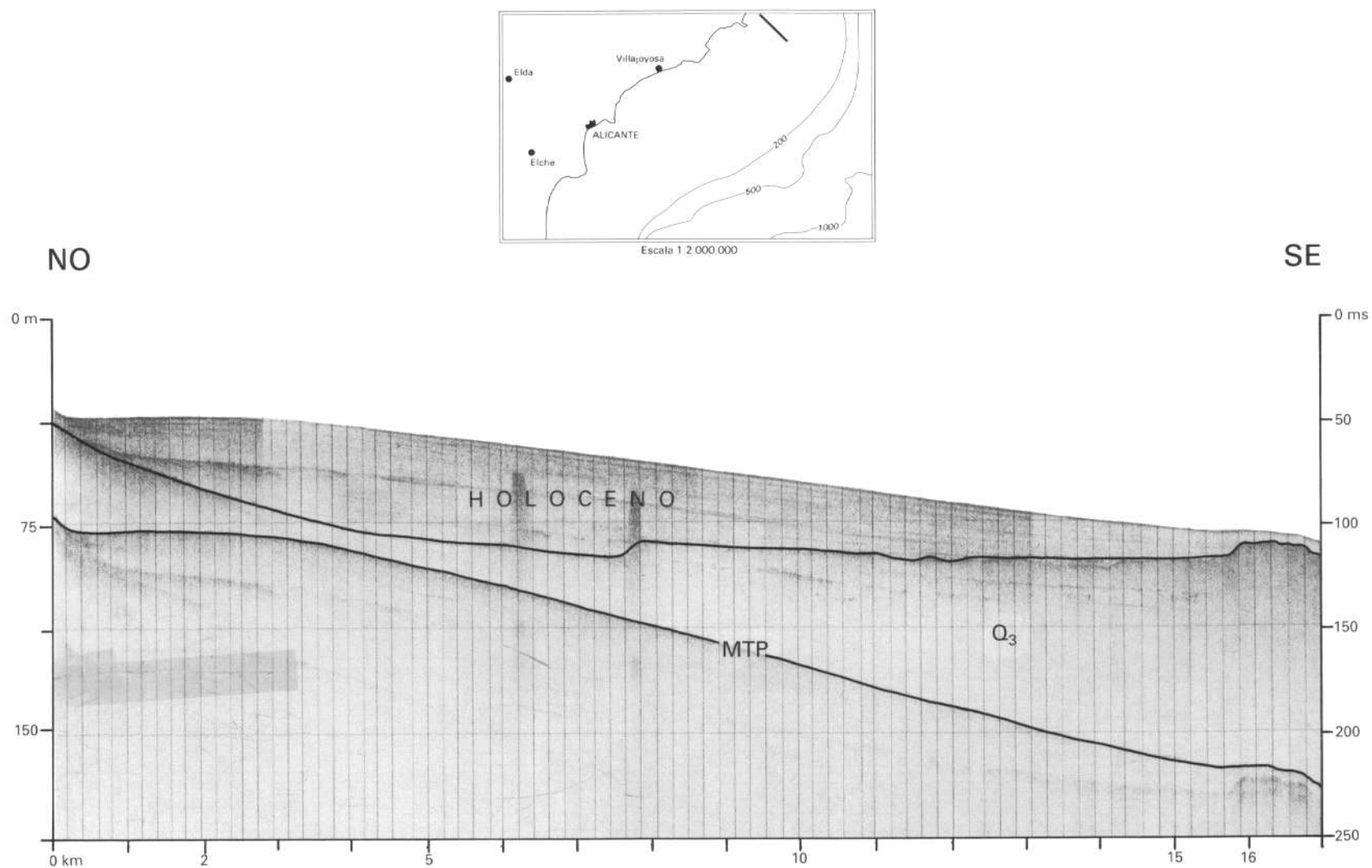


Fig. 30. - Cuña sedimentaria holocena, compuesta de dos subunidades, en la plataforma del sector septentrional (Perfilador de Sedimentos, 3.5 kHz).
Q₃ = Pleistoceno superior; MTP = Múltiple del fondo.

- *Sedimentos relictos de plataforma (Q_4^4)*: ocupan la mitad meridional del área de estudio, extendiéndose desde Campello hasta el límite Sur de la Hoja. Hacia mar afuera, estos materiales se dividen en dos grupos: sedimentos terrígenos, que se extienden desde los sedimentos litales hasta los 70-90 m de profundidad, según la zona; y sedimentos carbonatados, situados a continuación de los anteriores hasta la parte alta del talud (152 m). Los sedimentos terrígenos agrupan arenas y gravas terrígenas palimpsest (facies de plataforma media y de plataforma externa) y arcillas limo-arenosas (facies de fangos terrígenos palimpsest); estos materiales presentan distintos grados de extensión (véase Mapa de Facies). Los sedimentos carbonatados son básicamente arenas con porcentajes variables de grava (muy abundantes entre los 74 y 94 m de profundidad) con el porcentaje más alto de contenido en carbonato de todo el margen (facies carbonatada palimpsest); estos materiales, similares a los de la facies carbonatada litoral, y que superan los límites de la plataforma continental, reflejan claramente el ascenso del nivel del mar durante el Holoceno. Por otra parte, cabe señalar la existencia de unos limos arcillosos con alto contenido en glauconita (facies de fangos biógenos relictos), que se extienden entre los 80 y 96 m formando en general pequeños parches sobre los distintos sedimentos relictos mencionados y también sobre los fangos biógenos modernos del sector septentrional.
- *Sedimentos de transición plataforma-talud (Q_4^5)*: de características semejantes a los lodos hemipelágicos Q_4^6 , que se describen a continuación, se trata de materiales limo-arcillosos con escasa arena biógena; se encuentran en la plataforma externa y borde de plataforma del sector situado frente a Villajoyosa-Sierra Helada, donde alcanzan un espesor de 2 m; sedimentos similares aparecen en el extremo septentrional de la Hoja; por su menor extensión, en dicha área se han cartografiado incluyéndolos en el grupo de sedimentos actuales Q_4^3 . Estos sedimentos de transición se originan por decantación de materiales finos en suspensión, a los que se añaden partículas de origen hemipelágico aportadas por el régimen general de circulación.
- *Lodos de talud continental (Q_4^6)*: se trata de limos arcillosos con una proporción variable de arena, constituida principalmente por foraminíferos planctónicos; corresponden a la facies de lodos hemipelágicos que se extienden por el talud y ascenso continental.
- *Sedimentos de altos fondos de talud (Q_4^7)*: se encuentran principalmente en el extremo occidental de los Altos de Alicante; en estos materiales se agrupan las facies descritas de altos fondos: limos arcillosos con algo de arena terrígena (facies de fangos terrígenos), que aparecen también localmente en el talud meridional, frente a Santa Pola y Alicante; el resto lo constituyen materiales arenosos (facies de arenas terrígenas y de arenas biógenas); no se puede precisar la extensión de estos sedimentos en el entorno completo de los Altos de Alicante, por las limitaciones que el aumento de profundidad impone a la toma de muestras. Cabe destacar que materiales de este grupo recubren (y desbordan) el delta marginal existente frente a Altea (véase el Mapa de Facies), no reseñados en el Mapa Geológico y Morfológico al ser su espesor inferior a 1 m.

7. TECTONICA

7.1. ZONA TERRESTRE

7.1.1. TECTONICA ALPINA

Las deformaciones de las Unidades Béticas Externas, que comenzaron en el Mesozoico con escasa incidencia en las estructuras de la cobertera, alcanzaron su máximo desarrollo en el Mioceno inferior-medio, es decir, durante el acercamiento de las Zonas Internas al margen continental de las Zonas Externas.

La estructura y tectónica regional están representadas primordialmente por las deformaciones y series de fallas que seguidamente se indican.

Los *mantos de corrimiento* son muy numerosos en la región, siendo los más importantes los originados por la traslación del Subbético sobre las Unidades Intermedias.

El nivel de despegue de los *cabalgamientos* suele corresponder a los materiales plásticos del Triás y las calizas del Jurásico-Cretácico. Los primeros dan lugar generalmente a mantos de corrimiento de reducido espesor y gran amplitud, y los segundos, a mantos de amplitud variable y de difícil evaluación.

La zona se encuentra seccionada por numerosas fracturas. Sanz de Galdeano (1983) ha diferenciado tres direcciones dominantes de fracturación:

- Dirección N 70 E, que corresponde a grandes fracturas de desgarre dextrales. Sus dos accidentes más importantes corresponden al contacto Zonas Internas-Zonas Externas y a la falla de Crevillente (o falla Cádiz-Alicante).
- Dirección N 30-60 O, asociada a fallas de recorrido que no suelen superar los 50 km.
- Dirección N 10-30 E, con numerosas fallas de pequeña extensión y escasas fracturas de gran magnitud. Estas fracturas presentan movimientos verticales combinados con desgarres de carácter sinestroso.

Estos sistemas de fallas y fracturas deben, en parte, su origen al acercamiento Zonas Internas-Zonas Externas.

La intensa actividad tectónica que afectó a estos conjuntos béticos se puede establecer a partir de la siguiente secuencia:

Durante el Mesozoico tuvieron lugar fenómenos de carácter sinsedimentario, fundamentalmente consistentes en:

- La fracturación del zócalo, que ha permitido (en algunos casos) la extrusión de rocas volcánicas (Vera, 1966) y dispositivos geométricos de solapamiento de borde de la cuenca (López Garrido, 1971; García Hernández *et al.*, 1980).
- El diapirismo y la halocinesis, durante el Jurásico y Cretácico.

En el Paleógeno se produjeron algunos plegamientos y fracturas, de carácter local.

En el Mioceno inferior y medio tuvieron lugar las deformaciones más importantes (cabalgamientos, plegamientos y fracturación), relacionadas, como se ha indicado, con el acercamiento Zonas Internas-Zonas Externas. La actividad de estas fracturas ha continuado durante el Mioceno superior y hasta épocas actuales, como lo pone de manifiesto la elevada sismicidad de la región.

En el esquema tectónico, que se incluye en el Mapa Geológico y Morfológico, se representan los accidentes tectónicos más importantes de la región.

7.1.2. TECTONICA POSTALPINA. NEOTECTONICA

Una vez instalado el dominio cortical de Alborán (sistema de las cordilleras Béticas y del Rif) en una posición aproximadamente similar a la actual, toda 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). Las cordilleras Béticas han sido sometidas a una compresión global submeridiana después del Aquitano-Burdigaliense. Esta compresión, ocasionada por los empujes de la placa africana contra la europea, es responsable tanto de la extrusión hacia el Oeste del bloque de Alborán como de la formación de la cuenca mediterránea occidental.

La dirección de acortamiento regional ha variado entre NO-SE a NNE-SSO. En función de esta oscilación las estructuras generadas en esta etapa, así como las estructuras previas, han podido tener un comportamiento distinto en cada momento: normal, inverso o de desgarre. Este factor puede explicar tanto la continuación de las estructuras compresivas en las Zonas Externas durante esta etapa, como la formación de las fosas neógeno-cuaternarias presentes tanto en el ámbito terrestre como en el margen continental y la propia génesis del margen continental en este contexto geodinámico.

7.2. MARGEN CONTINENTAL

La estructura y lógicamente la evolución de esta región están determinadas por la compleja historia de las Unidades Béticas a lo largo de la etapa orogénica alpina y postorogénica.

La interpretación de los perfiles de sismica convencional y de alta y media resolución sólo ha permitido el estudio de la estructura y evolución postorogénica del margen y en parte de la estructura de las Unidades Externas.

7.2.1. TECTONICA ALPINA

En este apartado se describen los procesos y estructuras tectónicas desarrolladas a lo largo del ciclo alpino.

El ciclo alpino comenzó en el Triásico medio-superior con un régimen tectónico distensivo, que se desarrolló con mayor intensidad entre el Lías superior y el Cretácico inferior, y que

dio lugar a una importante fracturación mediante fallas lístricas, que originó la formación de un margen pasivo en el borde meridional de la placa ibérica, así como el posible desarrollo de estructuras halocinéticas. Este régimen continuó a lo largo del Cretácico superior.

Las estructuras pertenecientes a esta etapa no se distinguen claramente en los perfiles sísmicos, ya que sus efectos han sido borrados por las subsiguientes fases alpinas compresiva y posterior distensiva que dieron lugar al margen continental actual. Esta obliteración se debe a que las estructuras desarrolladas en esta primera etapa han sido reutilizadas, con frecuencia, por fases posteriores; así las fallas lístricas fueron primero reactivadas como cabalgamientos en la fase compresiva y posteriormente de nuevo como fallas normales en la formación del margen, si bien los efectos que produjeron sobre la sedimentación durante el Mesozoico a lo largo del margen continental sudibérico han sido bien definidos en la cordillera (García Hernández, *et al.*, 1980).

Las principales estructuras observables a partir de los perfiles de sísmica de reflexión en el basamento del margen continental, en particular en su sector septentrional, corresponden a estructuras compresivas desarrolladas durante las etapas orogénicas béticas. Básicamente se trata de un sistema de cabalgamientos que siguen direcciones variables entre NNE-SSO y ENE-OSO, y se caracterizan por presentar doble vergencia, al NO y al SE, siendo más importante el desplazamiento hacia la primera. La existencia de áreas con cabalgamientos de doble vergencia ha sido asociada por diversos autores, entre ellos Smet (1984) para el caso de la Zona Subbética, a la existencia de desgarres compresionales.

En general se pueden definir dos láminas cabalgantes principales con vergencia hacia el NO, cada una de las cuales ocupa una extensión aproximada de 8 km, divididas, a su vez, en dos o tres escamas que presentan una extensión de 2 ó 3 km. Estos cabalgamientos pueden aparecer imbricados hacia la superficie de despegue basal, tal como se aprecia en los perfiles sísmicos. Cabe señalar como estructuras asociadas a los cabalgamientos de vergencia NO la presencia de anticlinales volcados en el frente de cabalgamiento cuyos ejes son aproximadamente paralelos a estos frentes; asimismo, pueden existir olistolitos desarrollados a partir de este mismo frente.

Las superficies de cabalgamiento, tanto de las láminas principales como de las escamas asociadas, suelen utilizar los niveles evaporíticos (facies Keuper) situados a techo de los materiales triásicos.

Tanto los cabalgamientos como los pliegues llegan a afectar a materiales del Mioceno inferior y medio, por lo que la última deformación debe ser, al menos, de esta edad. En el conjunto de la cordillera, la estructuración de las Unidades Externas se ha desarrollado a lo largo de varias etapas sucesivas, comprendidas probablemente entre el Cretácico superior (Fontboté y García Dueñas, 1968) o el Eoceno (Paquet, 1974) y el Mioceno inferior-medio.

7.2.2. TECTONICA POSTALPINA. NEOTECTONICA

La estructuración del margen continental tuvo lugar a lo largo del Neógeno-Cuaternario y probablemente a partir del Mioceno medio. Esta estructura está expresada por la formación de una serie de cuencas y altos de diversos tipos, originados por la fracturación del basamento, y por el recubrimiento neógeno-cuaternario suprayacente. El dispositivo tectónico desarrollado es el factor principal de control de la fisiografía y del espesor y distribución de las unidades neógeno-cuaternarias depositadas sobre el basamento acústico.

Los principales rasgos estructurales del margen continental están controlados por una red de fracturas en la que predominan las directrices E-O a ENE-OSO y NE-SO a N-S; existen también estructuras de directriz NO-SE, de menor importancia. Estas mismas direcciones son también las que se observan en el ámbito terrestre.

La datación del movimiento de estas fallas se basa en la cronoestratigrafía de los materiales de cobertura a los que cortan; en general, se pueden considerar miocenas, ya que afectan tanto al basamento como a los tramos inferiores de la serie miocena. La principal estructuración del margen ha debido tener lugar con anterioridad al Plioceno, si bien es indudable que la actividad tectónica ha persistido durante el Plioceno y el Cuaternario, lo que ha provocado deformación y fracturación en los materiales de esta edad, así como la existencia de discordancias internas en estas series.

Las fallas responsables de la estructuración del actual margen son fallas normales, que pueden corresponder tanto a fallas de plano fuertemente inclinado, que limitan bloques de basamento, como a fallas lístricas que han tomado la secuencia evaporítica del techo del Triásico como nivel de despegue. Estas últimas pueden corresponder en algunos casos a inversiones tectónicas de antiguos cabalgamientos. Por otra parte, algunas de estas fallas han podido actuar, además, con movimientos horizontales.

Desde el punto de vista estructural se pueden diferenciar dos dominios tectónicos que, de Norte a Sur, son los siguientes: el sector septentrional, situado al Norte de la alineación de los Altos de Santa Pola y de Alicante y el sector meridional que incluye tanto la alineación antes mencionada, como el área situada al Sur de ésta.

7.2.2.1. Sector Septentrional

Este sector se caracteriza por presentar un basamento acústico constituido por conjuntos tectónicos pertenecientes a las Unidades Externas. La estructura neógeno-cuaternaria está constituida por fracturas normales que siguen los tres sistemas de fallas definidos para toda la zona, que ponen de manifiesto la presencia de una importante fosa tectónica neógeno-cuaternaria (Cuenca de Alicante). Esta fosa presenta una orientación general NE-SO, extendiéndose a lo largo de 80 km frente al segmento de costa comprendido entre Alicante y Altea.

La Cuenca de Alicante presenta en planta una geometría oblonga, si bien algo irregular; su anchura varía aproximadamente entre 10 y 25 km, siendo mínima en los extremos y máxima en el área central. Los bordes de la cuenca son netos, su perfil transversal es complejo y su fondo muy irregular, debido a la existencia de un paleorrelieve ocasionado por las estructuras compresivas previas y a los posibles fenómenos halocinéticos.

El borde meridional es bastante continuo y algo más abrupto que el septentrional; está constituido por fallas de orientación ENE-OSO, normales, de plano bastante inclinado, que afectan claramente al zócalo del margen y que constituyen, así mismo, el límite entre los dos sectores tectónicos diferenciados en esta hoja.

Por otra parte, el borde septentrional, más irregular, está constituido asimismo por fallas normales que pueden ser de plano fuertemente inclinado, afectando probablemente al zócalo del margen, fallas lítricas que toman como nivel de despegue basal las formaciones evaporíticas existentes en los tramos superiores del conjunto triásico. En este borde se pueden distinguir los tres segmentos siguientes, de Sur a Norte:

- Entre Alicante y Villajoyosa el borde está constituido por fallas de dirección NE-SO.
- Frente a Sierra Helada las fallas pasan a tener dirección NNE-SSO a N-S.
- Por último, frente a Altea, las fallas presentan dirección ONO-ESE a E-O, siendo en este caso de tipo lítrico.

Cabe señalar, además, que en general la cuenca, y en particular su borde septentrional, está compartimentada por fallas de dirección NO-SE. Estas fallas no han quedado bien reflejadas en la cartografía ya que no se han podido diferenciar claramente en los perfiles sísmicos; sin embargo se observa su influencia en la morfología del basamento y en la distribución del resto de sistemas de fracturas. La causa de esta pequeña representación en la cartografía probablemente se deba, al menos en parte, a su posible comportamiento como fracturas de desgarre.

El relleno sedimentario de esta cuenca está constituido por materiales pertenecientes al Mioceno medio y superior y al Pliocuatnario. La distribución de espesores está fuertemente controlada por la morfología del fondo de la cuenca, que se caracteriza por presentar un paleorrelieve ocasionado al final de la etapa tectónica previa; los máximos depocentros se sitúan en la parte anterior de los frentes de cabalgamiento, según el sentido de avance de éstos, o bien en relación con los posibles procesos halocinéticos. Los espesores de los materiales neógeno-cuatnarios pueden llegar a ser de 3 000 m.

Las fallas en esta cuenca han afectado tanto al basamento como a las unidades basales miocenas, si bien se han localizado áreas donde el conjunto de unidades miocenas y, al menos, el Plioceno inferior aparecen deformados en amplias

sinformas, debido a fenómenos de subsidencia tectónica, es decir de reactivación de determinadas zonas de la cuenca con hundimiento y fracturas que llegan a afectar al límite Mioceno-Plioceno.

Es importante señalar la posibilidad de realizar una correlación tectónica entre la Cuenca de Alicante con estructuras existentes en el área emergida; así esta cuenca coincide, prácticamente, en orientación y edad con la Cuenca de Elche. Esta cuenca presenta una dirección general ENE-OSO y se localiza en el extremo oriental del accidente tectónico de Crevillente; por otra parte, se trata de una fosa que presenta una actividad de edad Mioceno superior-Cuatnario. De esta forma, la Cuenca de Alicante correspondería a la continuación en el margen continental de la Cuenca de Elche y, por tanto, estaría en su origen asociada a la actividad del accidente de Crevillente.

Por último, cabe destacar en este sector la presencia de una segunda cuenca de tipo semifosa, situada a 15 km al Este de la bahía de Altea. Esta cuenca presenta unas dimensiones muy homogéneas, se extiende a lo largo de 15 km según una dirección ENE-OSO y su anchura es de 5 km. Su borde septentrional lo constituye una falla normal lítrica de dirección ENE-OSO, mientras el meridional está constituido por un paleorelieve elevado del basamento que corresponde a un antiguo frente de cabalgamiento.

7.2.2.2. Sector Meridional

Este sector se caracteriza por presentar el basamento acústico constituido por unidades tectónicas pertenecientes a las Unidades Internas, cuya estructura no se ha podido estudiar en los perfiles sísmicos. Se caracteriza, además, por presentar dos áreas bien diferenciadas: una primera constituida por la alineación de los Altos de Santa Pola y de Alicante y la segunda, situada al Sur de la anterior, conformada por un complejo sistema de horsts y grabenes.

Esta alineación está formada por un conjunto de horsts de orientación ENE-OSO que se extienden prácticamente desde el cabo de Santa Pola hasta áreas más orientales al límite de la presente Hoja. Esta alineación está constituida, al menos, por tres sistemas de horsts escalonados hacia el Norte y hacia el Sur, pero de forma más abrupta en este segundo sentido. Los horsts no presentan continuidad entre sí, probablemente debido a una dislocación producida por la actividad de posibles fallas de desgarre de orientación NO-SE.

Por último, el área situada al Sur de la alineación anteriormente definida se caracteriza por un complejo sistema de horsts y grabenes situados en continuidad con las estructuras descritas en la Hoja de Murcia (Catafau *et al.*, 1990). En general se trata de una zona hundida (Mauffret, 1976) llamada Cuenca de Murcia. En este área predominan las fallas de dirección ENE-OSO y NO-SE. Las primeras están asociadas al borde meridional de la alineación ya citada y se corresponden básicamente con pequeñas fosas situadas al

Sur de esta alineación; el segundo sistema de fallas constituye un conjunto de dos fosas y un horst entre ambas. Este conjunto de estructuras continúa en la hoja nº 79-79E (Murcia), conformando una estructura general de geometría romboidal.

La actividad tectónica en la zona de estudio continúa a lo largo del Plioceno-Cuaternario como puede observarse en el Mapa del Subcuaternario (Mapa Geológico y Morfológico), en el que se aprecian las estructuras que afectan al Plioceno, si bien muchas de ellas llegan a afectar también al Cuaternario. Las estructuras cartografiadas se pueden agrupar básicamente en dos conjuntos:

- *Fallas normales* de orientación ENE-OSO y NO-SE, así como deformaciones asociadas al movimiento de las mismas. Se sitúan en relación con la alineación de los Altos de Santa Pola y de Alicante y están ocasionadas por la reactivación de fallas antiguas.

- *Deformaciones* del tipo antiformal y sinformal de orientación NE-SO y NO-SE. Se localizan en el sector septentrional anteriormente definido y están generadas bien por procesos de subsidencia en la cuenca de Alicante, tanto litostática como tectónica, o bien por su relación con los fenómenos de diapirismo existentes en este sector. En este segundo caso se generan fracturas ocasionadas por el colapso de la cúpula diapírica que han llegado a afectar a materiales cuaternarios, como son las fracturas situadas a 54 km al Este de Sierra Helada.

Por otra parte, la presencia de actividad tectónica reciente queda, asimismo, demostrada por la existencia de una importante actividad sísmica en la zona (López Casado y Sanz de Galdeano, 1986) particularmente en el sector meridional, en la zona de desembocadura del río Segura. Esta actividad ha sido asociada en el ámbito emergido a las zonas de intersección entre los principales accidentes tectónicos existentes (Estévez *et al.*, 1986).

8. HISTORIA GEOLOGICA

El conocimiento de la evolución geológica de la región, tanto del ámbito marino como del terrestre, está marcado por el carácter alóctono que tienen gran parte de las unidades geológicas presentes en el área considerada: las Unidades Internas, presentes únicamente en el sector meridional; las Unidades Externas, relacionadas con la evolución del margen sudibérico, y las formaciones postorogénicas, situadas en depresiones tectónicas neógeno-cuaternarias, relacionadas con la formación del margen actual.

La reconstrucción paleogeográfica de estas unidades debe basarse en el análisis de los procesos tectónicos que han tenido lugar. En la historia geológica de esta zona se distinguen dos grandes etapas, distintas por su duración y complejidad. La primera se refiere a la génesis y evolución de las Unidades Béticas Internas y Externas hasta que tiene lugar la tectónica de mantos y cabalgamientos 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.

8.1. ETAPAS PREALPINA Y ALPINA

Dentro de la historia geológica alpina y prealpina de esta región debe distinguirse la distinta evolución de las Zonas Externas e Internas de la cordillera. Básicamente los materiales de edad mesozoica y paleógena de las Zonas Externas corresponden al margen continental meridional de la placa ibérica, en cuyo margen el dominio Prebético representaría, en general, a las áreas más someras; el dominio de las Unidades Intermedias, a las de talud continental; y el dominio Subbético, a las 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 la zona considerada en este estudio, únicamente existen afloramientos puntuales de estas unidades tanto en el ámbito terrestre como en el margen continental (isla de Tabarca); en todos los casos se ha considerado que estos afloramientos pertenecen al manto de Ballabona-Cucharón (Pignatelli *et al.*, 1973 a y b; Almela *et al.*, 1978), agrupado en el Grupo Lújar del Complejo Alpujárride por Aldaya *et al.* (1979). En general, puede decirse que los mantos del Complejo Alpujárride se emplazaron sobre el Complejo Nevado-Filábride y fueron a su vez cabalgados posteriormente por los mantos del Complejo Maláguide. Los mantos del Complejo Alpujárride se emplazaron según dos fases de distinta edad y sentido de traslación (Alvarez, 1987; Balanyá *et al.*, 1987; Simancas y Campos, 1988), una primera dirigida hacia el ENE y otra posterior de componente Norte.

La evolución prealpina de las Zonas Internas es difícil de reconstruir dada la escasez de afloramientos y la mala representación de las series, pues únicamente se tienen materia-

les carbonatados atribuidos al Triásico. En lo que se refiere a las Zonas Externas no existen afloramientos de edad pretriásica, si bien los materiales que integran la cobertera mesozoica-cenozoica debieron ser depositados sobre un zócalo hercínico, en la prolongación meridional del macizo Hespérico (Fontboté y Vera, 1983).

El ciclo alpino comienza en el Triásico medio-superior, con un régimen tectónico de carácter distensivo, que produjo una compartimentación de la cuenca. Este régimen distensivo alcanzó su máximo desarrollo en el período comprendido entre el Jurásico medio y el Cretácico inferior.

La sedimentación comenzó en el Triásico inferior con materiales detríticos rojos depositados en medios fluviales y lagunares. En el Triásico medio el mar ocupó la totalidad de las Zonas Externas así como gran parte de las Zonas Internas; en él se depositaron las calizas de las facies Muschelkalk, pasando hacia el Triásico superior, en una secuencia de somerización, a materiales carbonatados con presencia de evaporitas (facies Keuper). Los medios de plataforma marina carbonatada somera (Vera, 1983) se desarrollan hasta el Lías medio, presentando gran diversidad de facies.

A partir del Lías superior y hasta el Cretácico inferior tiene lugar una importante fracturación en régimen extensional y/o transtensivo que dio 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 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 a 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 lístrico 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 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» transversal y subsidencia generalizada (Comas *et al.*, 1988).

En cuanto al ambiente de sedimentación, a partir del Jurásico el dominio Alpujárride quedaría probablemente emergido o bien como un alto fondo. Por otra parte, en las Zonas Externas la sedimentación a lo largo del Mesozoico corresponde al desarrollo de un margen continental pasivo transversal. 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, el dominio de las Unidades Intermedias a la zona de talud, y el Subbético a fa-

cies de 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. Estos procesos podrían estar relacionados con la falta de sedimentación mesozoica en las secuencias alpujarrides, aunque la emersión podría tener otra explicación. Por otra parte, la sedimentación continúa en las Zonas Externas con características muy similares, pasando de ser de tipo nerítico en el dominio Prebético a ser de tipo pelágico en gran parte del dominio Subbético, siendo destacable la presencia de turbiditas en este último dominio y, en especial, en el dominio de las Unidades Intermedias.

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 juxtaposición actual de las Zonas Internas y Externas mediante una falla de sentido de desplazamiento dextro. Esta falla produciría una movilización hacia el oeste del dominio de las Zonas Internas, cuya magnitud ha sido estimada en varios centenares de kilómetros (Andrieux *et al.*, 1971).

Durante el Eoceno superior y el Oligoceno se produce una nueva etapa compresiva. Esta fase causa una emersión bastante generalizada en los dominios más externos, 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, e incluso con áreas emergidas.

En el Oligoceno superior se generalizan las áreas emergidas, que serán cubiertas más tarde por la transgresión marina aquitano-burdigaliense que presenta también un desarrollo generalizado. En el Mioceno inferior la línea de costa se sitúa muy próxima al borde externo de la zona prebética, correspondiendo el dominio de las Unidades Intermedias al área paleogeográfica más profunda.

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 magrebrí. 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). Coincidiendo con el desplazamiento de las Zonas Internas, se desarrollan episodios compresionales en el dominio Subbético. El dominio Prebético sufrió una deformación menor al estar más distante (Sanz de Galdeano, 1990).

Una vez cesados los procesos compresivos en las Zonas Internas se produce una recuperación isostática de la corte-

za, así como una fase general de plegamiento que determina, en gran medida, la actual morfología de la cordillera. Por otra parte, las deformaciones compresivas y transpresivas tendrán una nueva etapa de desarrollo en las Zonas Externas; así, en la presente Hoja, materiales de edad Mioceno inferior están involucrados en la estructura de cabalgamientos, si bien se han descrito áreas, como es el caso del dominio Prebético, donde la estructura básica alpina puede llegar a afectar a materiales del Mioceno superior (Fontboté y Vera, 1983); esta actividad compresiva tardía puede estar relacionada con la apertura de la cuenca mediterránea occidental (Vegas, 1992).

8.2. ETAPA POSTALPINA. NEOTECTONICA

La historia geológica postalpina se inicia a principios del Neógeno y comprende el período posterior a la colisión de Iberia con Europa en el Cretácico-Paleógeno.

La evolución neógena del área estudiada ha estado controlada, dentro del marco de una compresión regional N-S resultado de los movimientos relativos entre Africa y Europa, por dos factores fundamentales: el movimiento hacia el Oeste del bloque de Alborán, que ocupaba una posición más oriental que la actual, y la apertura del mar Surbaleár.

El bloque de Alborán fue empujado y trasladado hacia el Oeste dejando espacio suficiente para la formación de la cuenca Surbaleár. El nuevo espacio creado es compensado por acortamiento frontal en el arco de Gibraltar (Balanyá y García Dueñas, 1988) y por estructuras transpresivas en los dominios Subbético y Prebético (Vegas, 1992). El modelo propuesto por Vegas (1992) implica una compresión periférica debido al escape del bloque de Alborán, cuyo movimiento causó la formación de cabalgamientos.

A partir del Mioceno medio (Serravalliense) la compresión es reemplazada por una fase de extensión relacionada con la apertura de la cuenca Surbaleár, produciéndose la formación de una serie de fallas lítricas que dieron lugar a un conjunto de horsts y grabenes (Fontboté *et al.*, 1990).

Dentro de esta evolución regional se pueden explicar e integrar las estructuras cartografiadas (Mapa Estructural): cabalgamientos cuya formación está relacionada con la traslación hacia el Oeste del bloque de Alborán y estructuras tensionales posteriores asociadas a la apertura de la cuenca Surbaleár. Por otro lado debe tenerse en cuenta que el área estudiada se encuentra localizada dentro de una zona de desgarre de dirección NE-SO, en la que coexisten las estructuras anteriormente descritas con fallas cuya componente principal de movimiento se produce en la horizontal.

Los desplazamientos de las distintas fallas, normales o de desgarre, han dado lugar a la dislocación y reestructuración del conjunto de cabalgamientos, individualización de bloques elevados del sustrato y creación de cuencas.

La formación de estos sistemas de cabalgamientos tiene lugar entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio, y en

ellos están involucrados materiales de edad mesozoica a Mioceno inferior-medio. A partir del Mioceno medio (Serravallense) se inicia el episodio distensivo que da lugar a las fallas de dirección NE-SO sobreimpuestas a los cabalgamientos, que producen un hundimiento progresivo hacia el SE. En general son nuevas fallas, aunque en muchos casos se trata de cabalgamientos reactivados como fallas normales.

Es interesante recordar que la zona meridional de la hoja se encuentra situada fuera del cinturón de cabalgamientos cartografiados en la zona septentrional, presentando una estructura y evolución del margen análoga a la ya descrita en el Hoja nº 79-79E (Murcia), situada inmediatamente al Sur.

Todas las estructuras generadas han controlado la sedimentación de manera importante. El depósito de las secuencias miocenas definidas en los registros del margen, su distribución y espesor están claramente influenciados por las mismas. Durante el Mioceno inferior y medio, el área correspondiente a las Zonas Externas Béticas estaba ocupada por el mar de forma prácticamente continua.

En el margen continental, durante el período correspondiente al Mioceno superior se depositan margas, calizas y anhidritas en la plataforma, así como la secuencia evaporítica del Messiniense en el ascenso continental y en la llanura abisal. La sedimentación miocena termina con la denominada *crisis de salinidad* del Messiniense, cuyo resultado fue el depósito en algunas zonas de las cuencas profundas del Mediterráneo de más de 2 000 m de sales y evaporitas, al mismo tiempo que los márgenes continentales fueron objeto de una intensa erosión (Hsü *et al.*, 1978), que en los registros sísmicos queda marcada por una fuerte truncadura erosiva y con el encajamiento de algunos canales.

Con la apertura de la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo a principios del Plioceno, se reinstauran las condiciones marinas en el área, ocupando el mar las zonas más deprimidas. La sedimentación evaporítica que se desarrolló en las cuencas profundas es sustituida por una sedimentación de tipo turbidítico y hemipelágico. A medida que progresa la transgresión, los sedimentos pliocenos recubrieron y atenuaron la paleogeografía previamente existente. En el Plioceno superior una transgresión generalizada, que sobrepasa los límites alcanzados por el nivel del mar en el anterior período, da lugar a una discordancia intrapliocena, observable en los registros sísmicos del margen continental. A finales del Plioceno, un nuevo régimen regresivo se instala sobre la cuenca, hasta reducir sus límites a una posición próxima a la actual.

La tectónica durante el Plioceno sigue las pautas ya indicadas en el Mioceno medio. Asimismo son frecuentes las fallas intrapliocuaternarias, cuyo origen puede atribuirse a fenómenos de reajuste causados por la reactivación de fallas más profundas o por fenómenos diapíricos. Como consecuencia de esta actividad los materiales pliocenos y en ocasiones también las unidades cuaternarias se encuentran en

algunas zonas, en especial en las proximidades del Alto de Santa Pola, afectados tanto por fracturas como por pliegues.

Durante el Cuaternario 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 área del Alto de Santa Pola, mientras que los restantes juegan un papel más relevante en el resto de la zona, si bien en toda ella hay que tener siempre en cuenta los procesos tectónicos.

En las zonas profundas del margen continental la sedimentación hemipelágica tiene un carácter cíclico, asimismo relacionado con las fluctuaciones climático-eustáticas en el Mediterráneo occidental (Maldonado y Stanley, 1976). Estos ciclos sedimentarios han sido caracterizados en áreas próximas a la considerada en este estudio 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 detríticos-terrágenos (Farrán, 1984). La sedimentación terrígena, controlada por procesos gravitacionales, está también afectada por las oscilaciones climático-eustáticas, produciéndose una migración de los centros deposicionales hacia zonas más profundas durante los momentos de descenso relativo del nivel del mar (Díaz, 1984).

La edificación del margen tiene lugar principalmente en los períodos regresivos, durante los que se desarrollan potentes clinoformas que progradan hacia el centro de la cuenca, originando el desplazamiento de los depocentros en esta dirección. Durante los estadios transgresivos intermedios, los procesos dominantes 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 toda el área o bien parcialmente, favorecidas por fenómenos de subsidencia diferencial.

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 y del Pleistoceno quedan suavizados y parcialmente fosilizados, aunque existan todavía áreas en las que afloran debido a la ausencia de aportes continentales importantes.

Tras la estabilización del mar en su posición actual, la sedimentación queda restringida fundamentalmente en los ambientes litorales. En la plataforma continental son destacables el cuerpo prodeltaico desarrollado en el sector meridional en la desembocadura del río Segura, y el potente cinturón de fangos («Mud belt») existente en el sector septentrional de la zona considerada. Por otra parte, en las zonas más profundas se extiende una cobertera centimétrica de lodos hemipelágicos sobre grandes áreas del margen continental.

9. BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; GARCÍA-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 (Homenaje 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». En: D.J. Stanley (Ed.), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentary Laboratory*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, p. 471-488.
- ALMELA, A.; QUINTERO, I.; GÓMEZ, E.; MANSILLA, M.; CABAÑAS, I.; URALDE, M.A.; MARTÍNEZ, C.; MARTÍNEZ, W.; ORCHE, E. y PASTOR, J. R. (1978).- «*Mapa Geológico de España. Escala 1:50 000. Hoja nº 914 (Guardamar del Segura)*». Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 18 pp.
- ALOÏSI, J. C. (1986).- «Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives». *Thèse de 3ème. cycle*. Univ. de Perpignan, 162 pp.
- ALONSO, B. (1986).- «El sistema del abanico profundo del Ebro». *Tesis Doctoral*. Univ. de Barcelona, 384 pp.
- ÁLVAREZ, F. (1987).- «Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Miñarros units. Eastern Betic zone (Spain)». *Geol. Mijnbouw*, 66, p. 101-110.
- 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.
- AUZENDE, J. M.; BONNIN, J. y OLIVET, J.L. (1973).- «The origin of the Western Mediterranean». *Jour. Geol. Soc. London*, 129, p. 607-609.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, D.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P. y VERA, J. A. (1979).- «Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas». *Pub. Univ. Granada*, 83 pp.
- BALANYÁ, J. C. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1988).- «El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif». *II Congreso Geológico de España (Simposios)*, p. 35-44.
- BALANYÁ, J. C.; CAMPOS, J.; GARCÍA 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.
- 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*. Univ. de Barcelona, 618 pp.
- CATAFAU, E.; DÍAZ, J. I.; MEDIALDEA, T.; SAN GIL, C.; VÁZQUEZ, J. T. y WANDOSSELL, J. (1990).- «*Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes. Escala 1:200 000. Hoja nº 79-79E (Murcia)*». Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 147 pp.
- COMAS, M. C.; GARCÍA DUEÑAS, V. y BALANYÁ, 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.
- DÍAZ, J. I. (1984).- «Márgenes continentales y cuencas del Mar Mediterráneo suroccidental: Sedimentos y procesos sedimentarios». *Tesis de Licenciatura*. Universidad de Zaragoza, 165 pp.
- DÍAZ, J. I.; ESCUTIA, C.; FARRÁN, M.; GIRÓ, S.; MALDONADO, A.; MEDIALDEA, T.; SERRA, M. y VÁZQUEZ, J. T. (1989).- «*Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes. Escala 1:200 000. Hoja nº 35-42E (Barcelona)*». Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 117 pp.
- DÍAZ, J. I.; NELSON, C.H.; BARBER, J. H. y GIRÓ, S. (1990).- «Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the Ebro continental shelf» En: C.H. Nelson and A. Maldonado (Eds.), *The Ebro Margin, Mar. Geol.*, 95, p. 333-352.
- 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». En: D. J. P. Swift, D. B. Duane y O. H. Pilkey (Eds.), *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 447-498.
- EMERY, K. O. (1968).- «Relict sediments on continental shelves of the world». *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 52, p. 445-464.
- ERCILLA, G. (1992).- «Sedimentación en márgenes continentales y cuencas del Mediterráneo occidental durante el Cuaternario (Península Ibérica)». *Tesis Doctoral*. Inst. de Ciencias del Mar de Barcelona (CSIC), Univ. Politéc. de Cataluña y Univ. de Barcelona, 567 pp.
- ESTÉVEZ, A.; PINA, J. A. y LÓPEZ-GARRIDO, A. C. (1986).- «Aportación al conocimiento Neotectónico y Sismotectónico del Sudeste, provincias de Alicante y Murcia». *Primeras Jornadas del Estudio del fenómeno sísmico y su incidencia en la ordenación del territorio*, Comns. 15, 16 pp.

- FARRÁN, M. (1984).- «Geoquímica y sedimentología de los sedimentos profundos del Mediterráneo suroccidental: significado paleoceanográfico». *Tesis de Licenciatura*. Universidad de Barcelona, 175 pp.
- FONTBOTÉ, J. M. y GARCÍA 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.
- FONTBOTÉ, 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.
- FONTBOTÉ, J. M.; GUIMERA, J.; ROCA, E.; SABAT, F.; SANTANACH, P. y FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, F. (1990).- «The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean)». *Rev. Soc. Geol. España*, 3, (3-4), p. 249-259.
- GARCÍA 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 Mesogea». En: A. Obrador (Ed.), *X Congreso Nacional de Sedimentología. Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español (Menorca)*, Comunicaciones, p. 5.26-5.28.
- GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, 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 Alpujárrides (Sierra Alhamilla, Béticas Orientales)». *Geogaceta*, 1, p. 17-19.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-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.
- GOT, H. (1973).- «Étude des correlations tectonique sedimentation au cours de l'Histoire quaternaire du Precontinent Pyrénéo-Catalan». *Thèse d'Etat*. Univ. Languedoc, 294 pp.
- HEEZEN, B. C. (1974).- «Atlantic-Type Continental Margins». En: C. A. Burk y C.L. Drake (Eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York, p. 13-24.
- HSÜ, K. J. et al. (12 autores), (1978).- «Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project», 42 (1), U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 1249 pp.
- IGME (1987).- «Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España». Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 465 pp.
- JEREZ MIR, F. (1981).- «Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas». *Bol. Geol. y Min.*, 92, (1), p. 1-18.
- LÓPEZ 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 pp.
- LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1971). «Geología de la zona prebética al NE de la provincia de Jaén». *Publicaciones de la Universidad de Granada*, 317 pp.
- MALDONADO, A. (1975).- «Field guide to trip 16. Deltas of the Northern Mediterranean Sea: The Ebro delta». *11th. Int. Congr. Sedimentol. (Nice)*, 78 pp.
- MALDONADO, A. (1985).- «Evolution of the Mediterranean Basins and a detailed reconstruction of the Cenozoic paleoceanography». En: R. Margalef (Ed.), *Western Mediterranean*, Pergamon Press, Londres, p. 17-59.
- MALDONADO, A. y STANLEY, D. J. (1976).- «Late Quaternary Sedimentation and Stratigraphy in the strait of Sicily». *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, nº 16, p. 1-77.
- MALDONADO, A.; SWIFT, D.J.P.; YOUNG, R. A.; HAN, G.; NITTRONER, C. A.; DEMASTER, D. J.; REY, J.; PALOMO, C.; ACOSTA, J.; BALLESTER, A. y CASTELLVI, J. (1983).- «Sedimentation on the Valencia Continental shelf: Preliminary results». *Cont. Shelf. Res.*, 2, p. 195-211.
- MALDONADO, A.; ALONSO, B.; DÍAZ, J. I.; FARRÁN, M.; GIR, S.; MARTÍNEZ, A.; MEDIALDEA, T.; SAIN-AMOR, E. y VÁZQUEZ, A. (1986).- «Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes. Escala 1:200 000. Hoja nº 41-42 (Tortosa-Tarragona)». Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 78 pp.
- MAUFFRET, A. (1976).- «Étude Geodynamique de la Marge des Iles Balears». *Thèse D'Etat*. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 137 pp.
- MAUFFRET, A.; LABARBARIE, M. y MONTADERT, L. (1982).- «Les affleurements de series sedimentaires pre-pliocenes dans le basin Mediterranée Nord-Occidentale». *Mar. Geol.*, 45, p. 159-175.
- 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. 2 245-2 262.
- 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 sédimentologique du plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion)». *Thèse d'Etat*. Université du Languedoc, 295 pp.

- PALANQUES, A. y DRAKE, D. E. (1990).- «Distribution and dispersal of suspended particulate matter on the Ebro continental shelf, Northwestern Mediterranean Sea». En: C.H. Nelson and A. Maldonado (Eds.), *The Ebro Margin, Mar. Geol.*, 95, p. 193-206.
- 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.
- PIGNATELLI, R.; ESPEJO, J. y CRESPO, A. (1973 a).- «Mapa Geológico de España. Escala 1:50 000. Hoja nº 893 (Elche)». Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 27 pp.
- PIGNATELLI, R.; ESPEJO, J. y CRESPO, A. (1973 b).- «Mapa Geológico de España. Escala 1:50 000. Hoja nº 894 (Cabo de Santa Pola)». Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 11 pp.
- REHAULT, J. P.; BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1985).- «The Western Mediterranean Basin». En: D.J. Stanley y F.C. Wezel (Eds.), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, Springer-Verlag, New York, p. 101-129.
- RUIZ ORTIZ, P. A. (1979).- «El Jurásico de las series y unidades intermedias entre Prebético y Subbéticos». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10, p. 545-552.
- RYAN, W.B. F. (1973).- «Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity». En: C.W. Drooger (Ed.), *Messinian Events in the Mediterranean*, North Holland, Amsterdam, p. 26-38.
- RYAN, W. B. F. et al. (10 autores), (1973).- «Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project», 13 (2), U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 1447 pp.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983).- «Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas». *Estudios Geol.*, 39, p. 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990).- «Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the Present». *Tectonophysics*, 172, p. 107-119.
- SERRA, J. (1975).- «El precontinente catalán entre Cap Begur y Arenys de Mar (provincias de Barcelona y Gerona). Estructura y sedimentación reciente». *Tesis Doctoral*. Univ. Barcelona, 187 pp.
- SHEPARD, F. P. (1954).- «Nomenclature bases on sand-silt clay ratios». *Jour. Sed. Petrol.*, 24, (3), p. 151-158.
- 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.
- SMET, M. E. M. DE (1984).- «Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, Southern Spain». *Tectonophysics*, 107, p. 37-79.
- STANLEY, D. J.; GOT, H.; KENYON, N. H.; MÓNACO, 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*, nº 20, p. 1-67.
- SWIFT, D. J. P. (1976).- «Continental shelf sedimentation». En: 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.; STANLEY, D. J. y CURRAY, J. R. (1971).- «Relict sediments on continental shelves: a reconsideration». *Jour. Geol.*, 79, p. 322-346.
- VEGAS, R. (1992).- «The Valencia Trough and the origin of the Western Mediterranean basins». *Tectonophysics*, 203, p. 249-261.
- VERA, J. A. (1966).- «Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes». *Tesis*. Univ. Granada (Publicada. Mem. Inst. Geol. Min. España, tomo LXXII, 192 pp, 1969).
- 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.
- ZARRAMEÑO, I.; VÁZQUEZ, A. y MALDONADO, A. (1983).- «Sedimentación en la plataforma de Almería: un ejemplo de sedimentación mixta silíceo-carbonatada en clima templado». En: J. Castellví (Ed.), *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española. Seminario Científico*, Cádiz, marzo 1983, p. 152-188.