



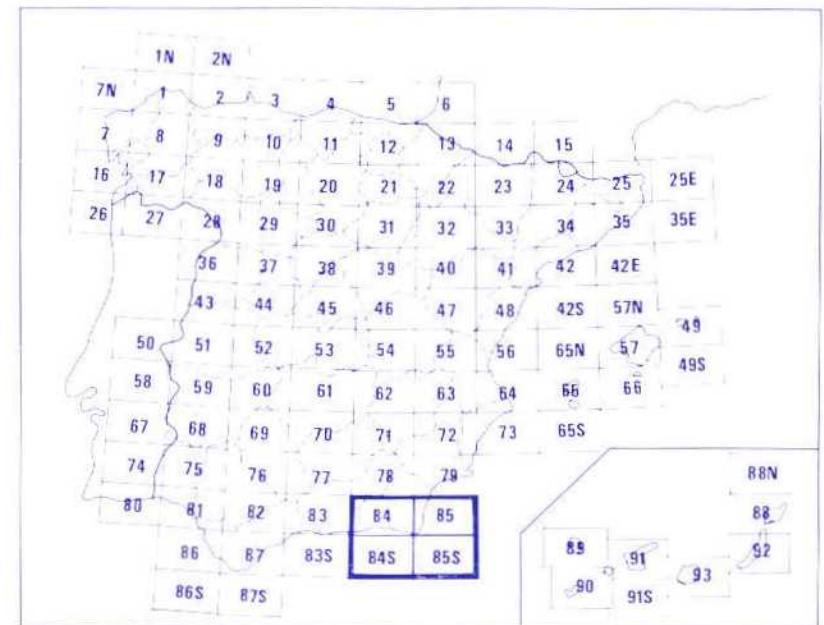
INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3

MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA
Y ZONAS ADYACENTES
E. 1:200.000

ALMERIA - GARRUCHA
CHELLA - LOS GENOVESES

Primera edición

MAPA DE DISTRIBUCION DE HOJAS



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA
Y ZONAS ADYACENTES
E. 1:200.000

ALMERIA - GARRUCHA
CHELLA - LOS GENOVESES

Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

El presente grupo de Hojas y Memoria ha sido realizado por el IGME.

Dirección: José Medialdea Vega, Dr. Ingeniero de Minas (Jefe de la Sección de Geología Marina del IGME).

Han intervenido en los trabajos, por orden alfabético:

José Baena Pérez (Licenciado en Ciencias Geológicas). ENADIMSA.

J. García-Rodríguez y Alvarez (Oceanógrafo). ENADIMSA.

A. Maldonado López (Dr. en Ciencias Geológicas). INSTITUTO «JAIME AL-MERA», del CSIC.

Dr. E. Uchupi. WOODS HOLE OCEANOGRAPHIC INSTITUTION.

A. Udías Vallina. Catedrático de Geofísica. F. de C. Físicas (UNIVERSIDAD COMPLUTENSE).

Javier Wandossell Santamaría (Ingeniero de Minas). SOCIMEP.

I. Zamarreño Herrero (Dra. en Ciencias Geológicas). INSTITUTO «JAIME AL-MERA», del CSIC.

Los barcos utilizados han sido:

«García del Cid» (CSIC).

«Cornide de Saavedra» (Ministerio de Comercio).

«Steigen» (GEOCISA).

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 33.898 - 1982

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INDICE

	Págs.
1	Introducción 5
2	Geografía física y datos generales 9
3	Metodología aplicada 11
3.1	Antecedentes, recopilación y tratamiento del fondo documental 12
3.2	Campañas oceanográficas 12
3.3	Trabajos de laboratorio 14
3.4	Interpretación de datos y elaboración de mapas. Documentación complementaria 14
4	Morfología 17
4.1	Ambito marino y litoral 17
4.2	Zona terrestre 18
5	Geología 19
5.1	Unidades Béticas 22
5.1.1	Complejo Nevado-Filábride 23
5.1.2	Complejo Alpujárride 25
5.1.3	Complejo Maláguide 27
5.2	Complejo volcánico 28
5.2.1	Descripción de las rocas volcánicas 28
5.2.2	Distribución de afloramientos 29
5.3	Formaciones postorogénicas. Neógeno y Cuaternario 31
5.3.1	Mioceno 34
5.3.1.1	Tortoniense 35
5.3.1.2	Messiniense 38
5.3.2	Plioceno 42
5.3.2.1	Plioceno I (transgresivo) 44
5.3.2.2	Plioceno II (regresivo) 45
5.3.3	Pliocuaternalio 47

	Págs.
5.3.4 Cuaternario	49
5.3.4.1 QP-Pleistoceno	49
5.3.4.2 Holoceno	53
5.3.4.2.1 Holoceno Marino	53
5.3.4.2.2 Holoceno continental	57
5.4 Sedimentología	59
5.4.1 Caracterización de sedimentos y facies	59
5.4.1.1 Definición de conceptos y establecimiento de criterios ...	59
5.4.1.2 Características texturales y de composición de los sedi- mentos superficiales	63
5.4.1.3 Tipos de facies	65
5.4.1.4 Los afloramientos del basamento acústico	67
5.4.2 Secuencias estratigráficas del cuaternario superior y evo- lución	68
5.4.2.1 Secuencias de sedimentos groseros	68
5.4.2.2 Secuencias granodecrecientes	69
5.4.2.3 Secuencias sedimentarias en el margen continental distal.	70
5.4.2.4 Resumen estratigráfico y de evolución reciente de la pla- taforma continental	71
5.4.3 Mapas sedimentológicos	73
5.5 Tectónica	74
5.5.1 Tectónica Alpina y Prealpina	74
5.5.2 Tectónica Post-Alpina	76
5.6 Tectónica en la plataforma continental	79
5.7 Evolución geológica	82
5.8 Estructura cortical y sismotectónica de la zona de Almería.	85
5.9 Geología económica	87
5.9.1 Minería	87
5.9.2 Rocas Industriales	89
5.9.3 Hidrogeología	90
5.9.4 Recursos energéticos	93
6 Bibliografía	95

1 INTRODUCCION

Es bien conocida la importancia creciente de los espacios oceanográficos, desde el punto de vista científico y económico y el espectacular despliegue de actividades de investigación que se viene produciendo sobre los mismos por parte de los países más avanzados. Resulta evidente que tales acciones se intensificarán y habrán de desarrollarse sistemáticamente una vez que se establezcan en firme las bases de un ordenamiento jurídico de derechos y competencias sobre los ámbitos marinos. A este respecto, debe indicarse que la política oceánica de muchos países y los resultados de las investigaciones, que de forma acelerada se vienen desarrollando, pueden alterar, en gran medida, la ordenación económica mundial.

En la investigación de los recursos oceánicos, entre los cuales se encuentran los de carácter geológico-minero, España, por sus condiciones geográfico-marítimas (con una gran longitud de costas a mares distintos, y dos importantes archipiélagos) debe desarrollar, en la medida de lo posible, los programas esenciales para llegar al conocimiento del suelo y subsuelo marino, en las áreas de su propia jurisdicción.

Por otra parte, tales actividades resultan necesarias para disponer de una base científica que ayude a una integración en los grandes consorcios, y a participar en la política oceanográfica, que desarrollan los organismos internacionales, cuyas decisiones pueden ser de la mayor trascendencia para los intereses de nuestro país.

Como se viene postulando en las Conferencias Internacionales sobre el Derecho del Mar, y en Congresos Internacionales, los recursos del suelo y subsuelo de los fondos marinos, pueden llegar a constituir una gran fuente de riqueza y de abastecimiento de minerales en el futuro. Por otra parte, la actual crisis energética obliga, aún más, a extender la búsqueda de hidrocarburos a las zonas *off shore*. Precisamente en España, los mejores resultados, en esta clase de investigaciones, se han alcanzado en zonas marinas y hacia las mismas, de forma generalizada, se vienen orientando las

prospecciones. A este respecto, hay que subrayar los éxitos logrados en el Mar del Norte, Mar de Noruega, y otros muchos lugares del ámbito marino. En la línea de los recursos energéticos, deben también mencionarse los de origen geotérmico, que puedan existir en las plataformas continentales, de las que en España se encuentran determinadas áreas que ofrecen un interés potencial.

Otros recursos de los fondos marinos pueden consistir en yacimientos de minerales (magnetita, ilmenita, minerales de tierras raras, etc...); lodos procedentes del vulcanismo con interesantes cantidades de cobre, zinc, plata y plomo; nódulos de fosforita y glauconita; azufre, etc. Especial mención merecen los nódulos polimetálicos de los grandes fondos, con leyes importantes en manganeso, cobre, níquel, cobalto y oro.

Por último debe indicarse que las rocas industriales pueden extraerse bajo favorables condiciones económicas, en determinadas zonas, tal como se viene efectuando a gran escala en ciertos países.

Con independencia de los aspectos económicos, el mar constituye un vasto campo para la investigación, y los resultados de su estudio serán de la mayor importancia para el conocimiento de la evolución y Geología de nuestro globo.

El avance tecnológico que se ha venido produciendo en las últimas décadas y los incentivos de carácter político-económico, han hecho posible la investigación y explotación de los fondos marinos, que orientados inicialmente por las grandes compañías y consorcios petrolíferos, posteriormente se han diversificado hacia el beneficio de los recursos minerales antes aludidos.

Este ininterrumpido avance en la técnica de investigación común a todas las ramas de la Oceanografía, y en particular a la Geología Marina, ha llevado al establecimiento de organismos internacionales, y a una creciente colaboración que redundará en beneficio de las naciones más desarrolladas. Es así como los problemas que origina la investigación oceánica, y la utilización de los recursos del mar llegan a ser objeto de discusión y planificación de las Naciones Unidas, que participan, a su vez, directamente en esta problemática a través de sus organizaciones especializadas dentro de la «UNESCO» y la «FAO».

En 1958, la I Conferencia del Mar, celebrada en Ginebra, determinó la iniciación de un proceso de profundos cambios legales, en virtud del cual, los estados con litoral iniciaban la expansión de su soberanía sobre áreas marítimas cada vez más extensas. En esta dinámica expansionista se han llegado a delimitar una serie de zonas que varían desde la franja de las doce millas para el «mar territorial» (aguas sometidas a la plena soberanía del Estado), a la línea de las doscientas millas, que define la denominada «zona económica exclusiva» (ZEE), sobre la que se viene admitiendo una jurisdicción o soberanía restringida, con derechos de investigación, explotación y administración

de toda clase de recursos naturales del suelo y subsuelo del mar y de las aguas suprayacentes.

A título informativo, y para poner de manifiesto la importancia marítima de España, basta indicar que el nuevo mapa territorial, teniendo en cuenta la ZEE, tendría una superficie de 1.713.100 kilómetros cuadrados, de los que 1.208.160 kilómetros cuadrados corresponderían al área marítima, cifra superior al doble de la que comprende el territorio peninsular, más los archipiélagos de Baleares y Canarias. No obstante, hay que señalar el aspecto negativo que supone la escasa amplitud de la plataforma continental, lugar donde se encuentra la mayoría de recursos minerales y donde resultan más accesibles.

La investigación de los fondos marinos, por parte del IGME, fue ya contemplada en el P. N. M. (1970), mediante el denominado «Programa Sectorial de Estudio de los Fondos Marinos» (FOMAR), dentro del cual se realizaron algunos proyectos en distintas zonas. El Real Decreto número 2.402/1977, de 17 de junio, asignaba explícitamente como funciones a realizar el «estudio del suelo y subsuelo, en cuanto sea necesario para el conocimiento y desarrollo de la Geología, Minería, Hidrogeología, Geotecnia e investigación de los fondos marinos».

Consciente este Instituto de la necesidad de desarrollar actividades de investigación del suelo marino, ha elaborado un Programa General para la obtención del Mapa Geológico de la totalidad de la plataforma continental española, dentro del «FOMAR», cuya ejecución permitiría disponer de la necesaria infraestructura básica para llevar a cabo cualquier otra actividad de carácter geológico-minero. Este proyecto de cartografía geológica (para el que se ha elegido la escala 1:200.000), se irá efectuando según una serie de «Hojas», acompañadas de sus correspondientes Memorias explicativas, y el conjunto de las mismas constituirá la prolongación del «Mapa de Síntesis» de la plataforma terrestre.

Al mismo tiempo se creará un fondo documental, constituido principalmente por perfiles sísmicos y se dispondrá de una extensa colección de muestras susceptibles de utilización para múltiples fines.

Con el grupo de Hojas núm. 84 (Almería), núm. 85 (Garrucha), núm. 84 Sur (Chella) y núm. 85 Sur (Los Genoveses), se inicia la ejecución del programa antes citado.

Por último, debe indicarse que si bien el área que corresponde al citado grupo de Hojas cubre una extensa parte del interior, de ésta se han considerado en detalle las cuencas y franja relacionadas geológicamente con la plataforma continental y el resto ofrece un carácter más general.

2 GEOGRAFIA FISICA Y DATOS GENERALES

La zona que comprende el grupo de Hojas considerado se encuentra limitado por los paralelos 37° 20' y 36° 30' N y meridianos 3° 11' y 1° 31' O (meridiano de Greenwich), correspondiendo la mayor parte de la misma a la provincia de Almería y el resto a la de Granada.

Las condiciones morfológicas dentro del grupo de Hojas son muy variables, tanto en el ámbito marino como en la zona terrestre. En cuanto al primero, debe indicarse que la plataforma continental muestra notables irregularidades, que hace a veces imprecisa la definición del talud y umbral continental. En el conjunto margen continental y zona de grandes fondos se presentan extensas cuencas y macizos elevados o montes submarinos muy dispersos y de variable magnitud, destacando por otra parte, en el ámbito marino, numerosos cañones y otros accidentes geomorfológicos.

En la zona terrestre se encuentran importantes alineaciones montañosas (S. Nevada, S. de Filabres, S. de Gádor, S. de Gata, etc.), separadas por depresiones o cuencas, teniendo algunas de estas unidades geomorfológicas su prolongación en ámbitos marinos y mostrando un gran desarrollo regional.

La población ha buscado su asentamiento en los valles y zonas litorales, donde la presencia del agua hace posible los cultivos. El gran desarrollo alcanzado en ciertas zonas se ha debido al descubrimiento de importantes acuíferos.

La característica más importante de la región es su extrema aridez, y si bien las zonas costeras ofrecen un clima más benigno, en ellas se registran los menores índices de pluviosidad, con valores que incluso no alcanzan los 200 mm. anuales. Las zonas del interior muestran mayores oscilaciones térmicas, con precipitaciones de 300 a 800 mm., las cuales se producen en forma de nieve cuando las alturas rebasan los 1.000 m.

En el grupo de Hojas considerado se encuentran las regiones más secas y áridas de la península, en las que predominan las zonas desérticas con un acusado régimen torrencial y el desarrollo de importantes procesos ero-

sivos debido a la forma en que se producen las precipitaciones (a veces con intensidades superiores a los 200 mm/hora), condiciones geomorfológicas del terreno, escasez o falta de vegetación y ausencia de obras de regulación.

La temperatura media anual en el sector litoral (se incluye en la España subdesértica) es de 18° y de 8-16° en las montañas y zonas continentales. El agua del mar ofrece, por otra parte, temperaturas muy elevadas en superficie.

Los distintos criterios de clasificación climática coinciden en situar la franja costera de la provincia de Almería dentro de las áreas subtropicales del Globo y de la denominada España subdesértica.

La humedad relativa del aire es de 73°, pudiendo llegar en las zonas costeras al 85°, valores que influyen notablemente en el bajo consumo de agua de los cultivos enarenados, de tanta importancia económica en la región considerada.

En cuanto a los vientos dominantes muestran una dirección E-O y S-O y alcanzan grandes velocidades, sobre todo en las costas, debido a los grandes desequilibrios térmicos que se producen.

Las direcciones dominantes del oleaje, tanto en frecuencia y altura de ola como en aportación de energía, son la Oeste y la Este, con claro dominio de la primera, estando gran parte del litoral sometido a un movimiento pulsatorio. Los oleajes con frentes en las restantes direcciones son irrelevantes en general. Los máximos valores registrados corresponden a oleajes de elevada frecuencia y alturas de ola de 3 m. (direcciones E y O), con persistencia de 7 y 8 días.

Como en la mayor parte del Mediterráneo, las corrientes son superficiales, de carácter temporal, causadas por el viento cuando es muy persistente en una determinada dirección. Existe, además, una corriente general de circulación levógira del agua que procede del Atlántico y entra superficialmente, hacia el Este, a través del Estrecho de Gibraltar, siguiendo la costa africana. Esta corriente gira posteriormente hacia el N a lo largo de la costa de Israel y el Líbano y retorna hacia el Oeste.

Entre Málaga y el Cabo de Gata la corriente superficial que procede del Atlántico se dirige hacia el Este, suele variar en su velocidad entre 1 y 2 nudos, reduciéndose progresivamente a medida que avanza en el Mediterráneo.

Los puertos más importantes del litoral son el de Almería, con calados de hasta 10 m., y el de Carboneras, construido para una fábrica de cemento. Actualmente se está procediendo a las obras de construcción, en este punto, de un importante puerto para la recepción de carbones con destino a una central térmica.

En cuanto a la ordenación del territorio, cabe indicar que la Junta de Andalucía, a través de la «Consejería del Medio Ambiente», ha elaborado un «Catálogo Provincial de Espacios Protegibles», entre los cuales se encuentran diversas zonas costeras.

3 METODOLOGIA APLICADA

Previamente a la iniciación de los trabajos se visitaron, por personal técnico del IGME, distintos centros extranjeros cuyas actividades se referían al estudio geológico de los fondos marinos y a su cartografía, al objeto de conocer los métodos de aplicación sistemática. A este respecto debe indicarse que si bien la escala establecida por los países europeos para los mapas geológicos de la plataforma continental es la 1:250.000, la adoptada por este Centro ha sido la 1:200.000 por razones de homogeneidad con el Mapa de Síntesis Geológica ya existente.

La metodología aplicada ha consistido en el examen y estudio del fondo documental existente (cuya descripción se expone más adelante); realización de campañas de prospección geofísica para la obtención de la batimetría y de la configuración estructural del subsuelo marino, según mallas de líneas transversales y longitudinales con separaciones de 1,5-2 Km.; realización de toma de muestras del fondo marino con los equipos habituales; análisis de laboratorio y finalmente el desarrollo de las labores de gabinete consistentes en la interpretación de líneas geofísicas, resultados de análisis y de cuantos datos de interés fueron recopilados.

La dirección y coordinación de los distintos trabajos ha sido efectuada por el IGME, así como la elaboración de los mapas y memoria, con la colaboración y participación de ENADIMSA, Instituto Español de Oceanografía, Instituto Jaime Almera, de Investigaciones Geológicas del CSIC, y centro americano Woods Hole Oceanographic Institution (Massachusetts).

Finalmente, debe indicarse que la zona terrestre del grupo de Hojas, en lo que se refiere a las cuencas postorogénicas (Neógeno-Cuaternario), por su más íntima relación con las formaciones del ámbito marino, han sido objeto de estudio y actualización.

3.1 ANTECEDENTES, RECOPIACION Y TRATAMIENTO DEL FONDO DOCUMENTAL

Como en todo trabajo de investigación geológica la labor inicial, tanto para el Programa General de Elaboración del Mapa Geológico de la Plataforma Continental española como para la ejecución de este grupo de Hojas, la labor inicial ha consistido en la recopilación de cuantos datos e informes pudieran contribuir al logro de los objetivos previstos. En el caso de trabajos relacionados con los estudios de Geología Marina, el elevado costo de los mismos obliga en mayor medida a la búsqueda del fondo documental existente.

Los proyectos realizados anteriormente por el IGME y aplicados sobre distintas zonas se han tenido en cuenta para aprovechar la experiencia derivada de los mismos. Igualmente han sido objeto de consideración los trabajos desarrollados por ENADIMSA, el Instituto Español de Oceanografía e Instituto «Jaime Almera» del CSIC.

Han sido del mayor interés y utilidad para el grupo de Hojas que se presenta, los trabajos de investigación geofísica en el Golfo de Almería y Mar de Alborán como parte del proyecto de cooperación técnica entre los Gobiernos de España y Estados Unidos, realizados (1972-76) por el «United States Geological Survey» (U. S. G. S.) y la «Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A.» (ENADIMSA).

Finalmente, debe indicarse que se ha dispuesto de una serie de perfiles sísmicos (registrados con multicanal) situados al oeste del Cabo de Gata, cedidos por la empresa ELF-AQUITAINE, si bien solamente fueron asequibles en sus secciones superiores.

Deben mencionarse también los distintos trabajos de carácter general sobre el Mediterráneo occidental publicados por investigadores de centros nacionales y extranjeros y el fondo documental, relativo a las zonas del interior, en su mayor parte procedentes del IGME.

3.2 CAMPAÑAS OCEANOGRAFICAS

La labor más compleja y de mayor costo para el estudio geológico de los fondos marinos se refiere a la organización y ejecución de campañas oceanográficas en cuyo desarrollo inciden múltiples problemas.

Para la realización de una campaña marina de prospección geofísica se estableció un convenio con el Instituto Español de Oceanografía, organismo autónomo adscrito al Ministerio de Agricultura, Alimentación y Pesca. Mediante este convenio y con la utilización del B. O. «García del Cid» (marzo de 1980) se obtuvieron una serie de perfiles sísmicos («sparker» de 1.000-4.600 j. y «uniboom» de 300 j.), según una serie de líneas que inte-

graron una longitud de 800 km., aplicándose al mismo tiempo un «Mud Penetrator» y un equipo eco-sonda de 3,5 khz. Se cubrió la superficie comprendida entre la línea de costa-Punta de Sabinal-Cabo de Gata y el paralelo 36° 28' aproximadamente, según una malla de líneas longitudinales y transversales que complementaba la existente, obtenida en los trabajos ya mencionados de ENADIMSA-U. S. G. S. Con el sistema de posicionamiento aplicado (Syledis) el error teórico se estimó en ± 10 m.

Posteriormente, fue contratada una más extensa campaña de prospección geofísica con la empresa privada GEOCISA, que fue realizada con el B. O. STEIGEN (enero-febrero, 1981), obteniéndose 2.300 km. de perfiles sísmicos («sparker» de 1.000-6.000 j. y «uniboom» de 300 j.), utilizándose al mismo tiempo un equipo eco-sonda de 12 khz. y para el posicionamiento el sistema MINI-RANGER. Se cubrió así la plataforma continental oriental (Mar Surbaleár), según una malla cuya separación de líneas fue del orden de 2 km., algunas de las cuales se extendieron al talud y áreas de grandes fondos.

Para las labores de obtención de muestras del fondo marino se han efectuado igualmente dos campañas marinas, mediante un convenio con el Instituto «Jaime Almera», del CSIC. La primera se realizó con el B. O. «Cornide de Saavedra», perteneciente a la Subsecretaría de Pesca (mayo de 1980) y la segunda con el B. O. «García del Cid», del CSIC (marzo de 1981). Estos buques aplicaron como sistema de posicionamiento el Loran C y satélite, estando ambos equipados con radar.

El objetivo de estas campañas oceanográficas se centró en la recogida de muestras de sedimentos del fondo y subfondo marinos, así como en la obtención de fotografías submarinas de las áreas más características de la plataforma. Se extrajeron testigos de caja, testigos de roca, testigos de pistón, testigos de gravedad, muestras de dragas de cuchara y dragas de arrastre. Las fotografías submarinas fueron tomadas con una cámara BENTHOS para aguas profundas.

Mediante la realización de las citadas campañas, la labor de desmuestra desarrollada fue la siguiente:

- 350 muestras con draga de cuchara
- 3 muestras con draga de arrastre
- 50 testigos de pistón
- 207 testigos de roca
- 22 testigos de caja
- 28 testigos de gravedad.

Por otra parte fueron tomadas 34 fotografías submarinas en color.

Igualmente se tomaron 94 muestras en la franja costera mediante buceo, a las que hay que añadir 31 muestras de playa, recogidas en la zona noroeste de Cabo de Gata.

En cuanto al número de estaciones de obtención de muestras ha sido de 724, distribuidas sobre 212 perfiles.

3.3 TRABAJOS DE LABORATORIO

Las muestras y testigos obtenidos en las campañas oceanográficas han sido objeto de diversos análisis y se conservan en su totalidad, siendo fácil su identificación y localización.

El estudio sedimentológico sobre el conjunto de las muestras se ha efectuado de acuerdo con las normas establecidas por la «British Standard Institution».

Las curvas y parámetros granulométricos se han obtenido mediante el empleo de un ordenador y los minerales arcillosos han sido determinados mediante difractorómetro provisto de monocromador de grafito. Para la caolinita, illita, clorita, montmorillonita, vermiculita y sepiolita se han tomado como valores de poder reflectante los establecidos por VIVALDI (1975).

Para el porcentaje de carbonatos y determinación del contenido en materia orgánica se han aplicado los métodos habituales y en cuanto al análisis de los minerales pesados se ha utilizado el método de HATCH, OTT y ALONSO.

3.4. INTERPRETACION DE DATOS Y ELABORACION DE MAPAS. DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

El conjunto de perfiles geofísicos ha sido objeto de interpretación para la determinación de la batimetría y de la configuración estructural del subsuelo marino.

En extensas zonas han podido identificarse conjuntos litoestratigráficos a partir de horizontes sísmicos claramente definidos, de suficiente continuidad y susceptibles de correlación. De esta forma se ha podido definir en los perfiles el conjunto Plio-Cuaternario, discordante sobre las formaciones del Mioceno Superior, que otras veces se apoya directamente sobre el basamento de las unidades béticas o el complejo volcánico. La mayor penetración de perfiles ya existentes del fondo documental previo, permite la identificación del Mioceno Superior, que junto con el Plio-Cuaternario rellena las cuencas neógenas de la región, tanto en el ámbito marino como en la zona terrestre, debiendo indicarse a este respecto cómo a veces el basamento acústico puede corresponder a formaciones intramiocenas y no al basamento geológico anteriormente indicado.

La labor de interpretación geofísica, el estudio de los resultados de los análisis de muestra y testigos y el examen del fondo documental

recopilado ha constituido labor de gabinete y ello ha permitido la elaboración de una serie de informes y mapas.

Con la metodología aplicada se han cubierto los siguientes objetivos:

- a) Creación de un fondo documental de líneas sísmicas, de diversas características, susceptibles de nuevas interpretaciones.
- b) Disponer de un elevado número de muestras y testigos representativos del fondo marino y de los correspondientes resultados de los análisis de laboratorio, así como una serie de fotografías de aquél.
- c) Creación de un extenso fondo documental ordenado que ha sido objeto de microfilmación, obtenido a partir de los trabajos propios y de la labor de recopilación de datos de muy diverso origen, que incluye líneas sísmicas de otros Centros.
- d) Obtención de distintos mapas (batimétrico, sedimentológico, tectónico, morfológico, sísmico, etc.).
- e) Elaboración del grupo de Hojas geológicas marinas que se presenta de acuerdo con el Programa de obtención de la cartografía geológica de la plataforma continental y áreas adyacentes.

En la presente Memoria se incorporan los siguientes mapas:

1. Mapa Geológico (escala 1:200.000).
2. Mapa Morfoestructural (escala 1:400.000).
3. Mapa Textural de superficie (1:400.000).
4. Mapa Textural carbonato (1:400.000).

El margen continental de la parte septentrional de la Hoja núm. 85 (Garrucha) presenta condiciones morfológicas muy desfavorables para la prospección geofísica, por lo que su conocimiento, como puede observarse en el mapa geológico, no es acorde con el resto de la zona estudiada. Ulteriores trabajos de sísmica profunda podrían complementar el estudio de esa zona.

4 MORFOLOGIA

4.1 AMBITO MARINO Y LITORAL

En los ámbitos marinos (márgenes continentales y zonas adyacentes de los grandes fondos) existen acusadas irregularidades, como puede observarse en la batimetría obtenida e incorporada en el mapa geológico.

Aparecen diversas cuencas, diferenciadas por su magnitud y características, siendo algunas de ellas prolongación de las interiores. Existen plataformas y macizos elevados de variable magnitud relacionadas con formaciones de naturaleza volcánica (bancos de Chella, Sabinal, Polux, monte submarino de Los Genoveses, macizos de la Polacra y otros menos importantes). Especial mención merecen los cañones submarinos, tan ampliamente distribuidos (cañón de Almería, Gata, Palomares, etc.), originados por fenómenos tectónicos, procesos de erosión fluvial y corrientes de turbidez, la mayor parte de los mismos asociados a las directrices estructurales de la región.

Es notable la prolongación de la plataforma continental en el Cabo de Gata hacia el sur, que alcanza una anchura de cerca de 20 km. y el progresivo aumento de la extensión y desarrollo del talud continental.

En la zona oriental la plataforma continental es bastante irregular, sobre todo en la parte nororiental, con anchura de 4 a 6 km. Rompiendo el suave gradiente de la plataforma aparecen una serie de escarpes alineados o frentes de terrazas, cuya situación en profundidad varían entre los 90 y 130 m., relacionadas con los procesos de erosión y deposición de la regresión del Würm y la transgresión del Holoceno (transgresión flandriense).

Al oeste del Cabo de Gata la anchura de la plataforma continental se mantiene con cierta regularidad entre los límites de 4 y 6 km.

En el mapa morfoestructural pueden observarse las variaciones batimétricas del talud y como en la zona del abanico del Andarax resulta indefinido, según indican las líneas batimétricas.

La longitud aproximada de costa es de 190 km. y en ella alternan los acantilados y formas más o menos abruptas (constituidas por rocas volcánicas y formaciones calcáreas de cierta resistencia a la erosión marina) con otras de suave morfología (playas, dunas, deltas, llanuras de depósitos cuaternarios, etc.).

4.2 ZONA TERRESTRE

La zona terrestre presenta una acusada orografía, con la presencia de importantes unidades geomorfológicas, que, como puede observarse en el mapa morfoestructural, corresponden a las distintas unidades béticas, determinativas de las alineaciones montañosas de Sierra Nevada (con altura máxima dentro del grupo de Hojas de 2.609 m., pico del Chullo); Sierra de Gádor (2.236 m.); Sierra de Filabres (2.160 m.); Sierra de Alhambilla (1.387 m.); Sierra Cabrera (733 m.); Sierra de Gata (479 m.) y Sierra Almagrera (367 m.).

Por otra parte existen distintas cuencas o depresiones (resultantes de los fenómenos de distensión y reajuste isostático) asociadas a los más importantes ríos (río Antas, Aguas, Andarax y Adra y las ramblas de Carboneras y Morales).

5 GEOLOGIA

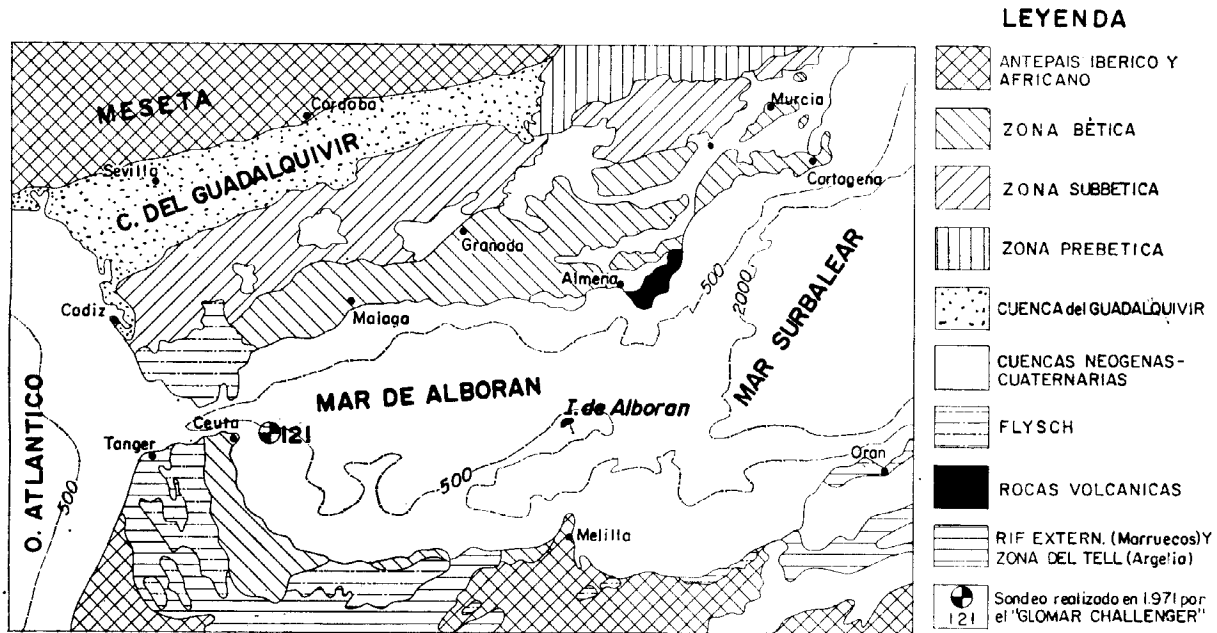
El grupo de Hojas considerado se encuentra situado en el Mediterráneo occidental y zona terrestre del sureste de la península. El ámbito marino corresponde al Mar de Alborán y al Mar Surbalear, separados ambos de manera convencional por la línea que uniría el Cabo de Gata en España con el Cabo Fegalo en Argelia.

El Mediterráneo occidental ha sido objeto de numerosos trabajos e investigaciones, que han incluido campañas oceanográficas de prospección geofísica, obtención de muestras y la ejecución de algún sondeo. Sin embargo, tales trabajos han obedecido a objetivos muy diversos y, por ello, no existe coordinación entre los mismos para interpretaciones sistemáticas.

El Mediterráneo occidental constituye una cuenca terciaria que se prolonga en tierra en los dominios alpínicos, subdividida a su vez por una serie de subcuencas, que yacen sobre un basamento de variable naturaleza (unidades béticas y rocas volcánicas en el área que nos ocupa). En estas cuencas neógenas se presentan básicamente tres unidades litoestratigráficas, claramente diferenciadas y de gran desarrollo en todo el ámbito del Mediterráneo occidental. Son las siguientes:

1. Unidad Inferior. Mioceno Medio y Superior. Constituida esencialmente por margas en tonos oscuros, azuladas y grisáceas con niveles calizos y calizo-dolomíticos. Proceden de un ambiente de sedimentación de mar abierto, de bastante homogeneidad en el antiguo Mar de Tetis. La potencia es muy variable y puede superar los 4.000 m.
2. Unidad Media. Messiniense. Depósitos evaporíticos (sal, yeso y anhidrita), margas y dolomías. Facies de mares regresivos, salobre y lagunar. Formaciones arrecifales en las áreas marginales de las plataformas. Potencia muy variable.
3. Unidad Superior. Plio-Cuaternario. Margas (más calcáreas que las de 1) y sedimentos detríticos. Potencia muy variable, supera frecuentemente los 1.200 m.

ESQUEMA GEOLOGICO DEL SUR DE LA PENINSULA IBERICA Y NORTE DE AFRICA



0 100 200 300 Km.

Figura 1

En el sondeo 121 del programa JOIDES, situado en la parte más occidental del Mar de Alborán, la unidad 1 aparece constituida por una sección de unos 200 m. de potencia, de margas (sobre un basamento de gneis, esquistos y granodioritas) de edad Tortoniense, existiendo una laguna estratigráfica al apoyarse sobre la misma formaciones del Plioceno Superior.

Si bien en la parte occidental del Mar de Alborán, según atestigua el sondeo indicado, el Mioceno más antiguo corresponde al Tortoniense, hacia el Este van apareciendo formaciones más antiguas: en la zona oriental de este mar y mar surbaleár se encuentra el Langhiense y el Serravaliense y en el Mediterráneo oriental está presente incluso el Aquitaniense.

La unidad media (Mesiniense) corresponde a la denominada «crisis de salinidad», y en ella las series evaporíticas con intercalaciones de lodos dolomíticos se encuentran muy extendidas en todo el Mediterráneo. El ambiente de deposición implica cambios laterales de facies, pero al techo, es frecuente la existencia de margas dolomíticas que señalan el final de la etapa regresiva del Mar de Tetis.

La unidad superior (Plioceno-Cuaternario) se inicia con una gran transgresión del ámbito mediterráneo dando origen a una sedimentación activa de mares más o menos profundos, sobre relieves miocenos que han experimentado procesos erosivos.

El límite Mioceno-Plioceno, por corresponder a una discordancia y a cambios litológicos, constituye en los perfiles sísmicos un horizonte reflector bien definido, como ocurre con el techo del basamento o zócalo profundo, cuando las penetraciones alcanzan al mismo. La presencia de discordancias menores asociadas a procesos tectónicos y cambios en los regímenes de sedimentación, viene indicada por ciertos reflectores en el Pliocuaternario, siendo la más importante y significativa la situada en el techo del Plioceno (Calabriense).

Las formaciones del Mesiniense señalan la interrupción de la comunicación oceánica del Mar de Tetis. Las series evaporíticas de esta edad, por su potencia y desarrollo, constituyen un conjunto de gran significado estratigráfico, cuya génesis debió exigir un flujo de agua salina oceánica dentro de la fase regresiva del Mioceno Terminal.

El Mar de Alborán y parte adyacente del Mar Surbaleár se encuentran limitados por alineaciones montañosas (zonas internas de las Béticas y Rif) originadas por la fase compresiva de la orogenia alpina (Eoceno-Mioceno). La fase expansiva o de distensión se inicia en el Mioceno Superior (Tortoniense) y se prolonga hasta el Plioceno Superior, con una tectónica de bloques de intensidad decreciente, que da origen a la formación de las cuencas neógenas anteriormente indicadas, las cuales evolucionan en función de tales fenómenos y de las fluctuaciones del nivel del mar. La importante transgresión del Plioceno se inicia con la apertura de la cuenca mediterránea al Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar (hace aproxima-

damente 5 m. a.) que da fin a la fase regresiva del Mesiniense. Actualmente la región considerada se encuentra tectónicamente activa, en fase compresiva (aproximación de la placa africana y de Eurasia) con la presencia de fallas y accidentes que afectan a los depósitos cuaternarios (Holoceno).

Finalmente, hay que hacer referencia a las manifestaciones volcánicas del Mediterráneo occidental y zonas pericontinentales, de naturaleza predominantemente andesítica, y que tuvieron lugar de manera intermitente durante el Mioceno Medio y Superior.

En cuanto a la corteza terrestre en el Mediterráneo occidental, muestra un espesor medio de 14 km. y es de carácter continental.

5.1 UNIDADES BÉTICAS

La zona considerada corresponde a la unidad estructural denominada «Zona Bética» (s. str.), la cual constituye las alineaciones montañosas más meridionales de la Península Ibérica, y, junto con las rocas volcánicas, el basamento de las cuencas terciarias, tanto en tierra como en el ámbito marino.

Como es sabido, en las Cordilleras Béticas, que se extienden desde la provincia de Cádiz a las Baleares, se distinguen tres grandes unidades estructurales o dominios, las cuales se presentan según franjas o bandas más o menos irregulares de dirección E-O a OSO-ENE aproximadamente: la zona bética, zona subbética y zona prebética (FALLOT y otros, 1948). Las dos últimas, más afines, constituyen el dominio externo de las unidades béticas y la primera corresponde al dominio interno o zona interna de las mismas. Esta se prolonga hacia el O y enlaza con la zona interna de la Cordillera Rifeña, a través del Estrecho de Gibraltar (DIDON y otros, 1973).

Por lo indicado al principio, únicamente será objeto de consideración la «zona bética» (s. str.). Presenta la zona bética o dominio interno de las Unidades Béticas una estructura muy compleja, con basamento alóctono aflorante, sobre el que se superponen una serie de grandes mantos de corrimiento, con traslaciones muy considerables (de hasta 50 km.).

El conjunto de las formaciones que constituyen la «zona bética», cuya edad varía del Paleozoico al Eoceno, ha experimentado un metamorfismo regional en relación con las fases orogénicas del ciclo alpídico, y, por otra parte, ha tenido lugar un metamorfismo prealpídico que solamente ha afectado al Paleozoico.

El dominio bético interno o «zona bética» se compone de tres grandes unidades superpuestas, claramente diferenciadas, y que de abajo a arriba son las siguientes:

1. Complejo Nevado-Filábride, subdividido, a su vez, por una serie de unidades tectónicas.
2. Complejo Alpujárride. Se compone igualmente de una serie de unidades tectónicas alóctonas, que se sitúan sobre el C. Nevado-Filábride.
3. Complejo Maláguide. Su representación en la región considerada es ocasional y corresponde a algunos afloramientos residuales y dispersos.

Los criterios que han definido estos complejos se relacionan con las características estratigráficas y con el grado de metamorfismo (EGELER y SIMON, 1969). Otros autores tienden al establecimiento de otros criterios de distinción (DIAZ et al., 1979), basándose en las diferencias que existen en la evolución metamórfica de cada unidad. Como criterio adicional podrían tenerse en cuenta el tipo de manifestaciones magmáticas y sus edades.

5.1.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

El Complejo Nevado-Filábride constituye los núcleos montañosos de Sierra Nevada y Sierra de Filabres y está presente en la Sierra de Alhamilla y Sierra Cabrera. Corresponde a un potente conjunto de formaciones que han experimentado un intenso grado de metamorfismo.

Este dominio ha sido objeto de estudio en distintas zonas por numerosos autores (FALLOT, EGELER, FONTBOTE, ALDAYA, GARCIA DUEÑAS, PUGA, ROEVER, NIJHUIS, etc.), pero aún no ha sido investigado en su totalidad y no se ha llegado a un conocimiento exhaustivo del mismo.

El complejo Nevado-Filábride se orienta sensiblemente de O a E y se prolonga en tal sentido sobre la plataforma continental donde, al parecer, se hunde y queda cubierto por un potente conjunto de sedimentos neógenos y cuaternarios, según se deduce de los trabajos realizados para la elaboración del grupo de Hojas considerado.

La parte occidental de este complejo, cubierta por las Hojas, no es bien conocida en amplias zonas, donde probablemente no existen distintas unidades tectónicas. El sector oriental ha sido objeto de estudio por parte de los geólogos de la Escuela de Amsterdam, donde han podido distinguirse varias unidades tectónicas, cuyas formaciones se extienden desde el Paleozoico al Trías, y quizá incluso a terrenos de edad posterior.

Las unidades tectónicas que distinguen los autores holandeses (EGELER y SIMON, 1969) son las siguientes: Manto de Almocázar, manto de Bédar-Macael y Unidad de Nevado Lubrín, de las que esta última es la mejor conocida. Su composición es la siguiente:

- 1) Sección basal, constituida por una alternancia de micaesquistos

grafitosos y granatíferos con bancos de cuarcitas grisáceas. Se trata de formaciones polimetamórficas con paragénesis de distena, estaurolita y granate (pre-alpídico). Contiene gneis con turmalina, gneis granítico y metagranitos. Estas rocas son de origen granítico (NIJHUIS, 1969) y probablemente dieron origen a un metamorfismo de contacto. La potencia de esta sección supera los 5.000 m. y parece corresponder al Paleozoico.

- 2) Sobre el anterior conjunto y en acusada discordancia yace otro conjunto litológicamente similar al anterior, de micaesquistos y cuarcitas, ricos en albíta, con niveles de calizas y metabasitas en la parte superior de la serie y de metaconglomerados en la inferior. La potencia de este conjunto es de unos 1.000 m. y se atribuye al Permotriás.
- 3) En algunos puntos la serie anterior aparece coronada por otra, que puede alcanzar una potencia similar, constituida por carniolas, mármoles y micaesquistos, con intercalaciones de anfibolitas. Inician esta unidad formaciones evaporíticas de yeso y anhidrita. Pertenece al Triás, si bien pudiera extenderse a edades posteriores.

Las series Nevado-Filábrides no han proporcionado fauna. Su correlación litoestratigráfica con formaciones de complejos tectónicos más altos, menos alterados por el metamorfismo alpídico y parcialmente fosilíferos, sugieren que la serie de micaesquistos ricos en albíta y cuarcitas («serie Tahal») serían de edad permotriásica y que la serie superior heterogénea y con abundantes rocas calcáreas («serie de Las Casas») es triásica. Como se ha indicado anteriormente, entre ambas series, permotriásica y triásica, aparecen depósitos evaporíticos (yeso y anhidrita), atribuibles con toda probabilidad al Triás Inferior, como ocurre con las series de las unidades alpujarrides y maláguides.

En cuanto a los mantos de Bédar-Macael y Almocaizar, muestran gran analogía con la unidad Nevado-Lubrín, sobre todo con su parte superior (serie de Las Casas). Sus bases prealpinas consisten principalmente en micaesquistos granatíferos con grafito, semejantes a la serie Nevado-Lubrín y se encuentran asociados a gneis de origen granítico. Determinaciones radiométricas de gneises de la base del Manto Bédar-Macael, han dado una edad de 269 ± 6 m.a. para la ubicación del magma granítico, lo que indica que estas formaciones son pre-pérmicas.

En la parte occidental de Sierra Nevada se han podido distinguir dos grandes unidades nevado-filábrides, siendo probable el carácter alóctono de la inferior y seguro el de la superior. Son el Manto del Veleta en la base y el manto del Mulhacén en la parte superior (PUGA, 1971 y DIAZ DE F., 1971).

El manto del Veleta se compone de dos unidades. La más profunda aparece constituida por un monótono conjunto de micaesquistos y corresponde

al «Cristalino de Sierra Nevada» s. str., después de FALLOT y otros (1967). Constituye el elemento esencial del paisaje de Sierra Nevada por su morfología y tonos oscuros. Su potencia, medida normalmente a los planos de esquistosidad, alcanza los 5.000 m. La unidad superior se encuentra formada igualmente por micaesquistos, pero más ricos en feldespatos y conteniendo numerosas intercalaciones de cuarcitas. La banalidad de estas series impide el establecimiento de correlaciones seguras con las unidades de la Sierra de Filabres. Solamente y debido a su posición parece correlacionable el manto del Veleta con la Unidad Nevado-Lubrín, de sectores más orientales.

El Manto del Mulhacén está formado por micaesquistos con grafito, con caracteres polimetamórficos muy netos. El hecho más notable a este respecto es la existencia de «metacorneas» o antiguos prismas de chiastolita que ha sido reemplazado por distena y de granates reemplazados parcialmente por biotita.

Sobre la base descrita se sitúa una serie formada principalmente por micaesquistos feldespáticos, que contienen, asimismo, intercalaciones de cuarcitas, anfibolitas, serpentinitas, gneises, etc. Esta serie corresponde «grosso modo» a la parte basal de la denominada «Mischungszone» de autores antiguos, cuya edad puede atribuirse al Paleozoico Superior.

Una tercera serie completa el manto del Mulhacén. Se compone de formaciones muy distintas, sobre todo en la base: micaesquistos, cuarcitas, anfibolitas, gneises y mármoles. Estas últimas constituyen la roca predominante en la parte alta de la serie.

Debe indicarse, que la distinción de dos mantos no podría extenderse sin reservas a toda la Sierra Nevada. Quedan aún sectores mal conocidos, con estructuras complicadas. Sería en todo caso prematuro concluir si el manto del Mulhacén está en continuidad con el de Bédar-Macael, o bien es independiente, aunque las analogías litoestratigráficas muestran que los dos proceden evidentemente de un mismo dominio original.

La relación entre las paragénesis minerales del Complejo Nevado-Filábride con los distintos ciclos orogénicos (alpínicos y prealpínicos) no es bien conocida, existiendo diferentes opiniones sobre este tema. Un trabajo sistemático de mediciones radiométricas podría contribuir a la resolución de estas cuestiones.

5.1.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

El Complejo Alpujárride aparece constituido por una serie de unidades tectónicas alóctonas en posición estratigráficamente superior al complejo Nevado-Filábride. El número de estas unidades varía según la transversal considerada y, en algunas zonas, en la base de este complejo se han encontrado ciertas unidades de peculiares características que algunos autores las han agrupado en un complejo diferente (EGELER, SIMON y ALDAYA, 1969).

Como serie tipo de las unidades inferiores, en la Memoria del Mapa de Síntesis, se describe la del manto de Almagro-Cucharón, compuesta sucesivamente por: una formación de cuarcitas con bancos de conglomerados (Permotrías); calizas y dolomías con intercalaciones de metabasitas y brechas sedimentarias (Anisiense-Ladiniense); esquistos, cuarcitas, yesos y carniolas (Carniense); calizas, calizas dolomíticas y dolomías con niveles pseudo-oolíticos y de brechas sedimentarias (localmente mineralizaciones de sulfuros de plomo y fluorita en esta última sección).

El Complejo Alpujárride cuando aparece completo presenta las siguientes unidades:

1. Formación inferior de micaesquistos y cuarcitas

Consiste esta formación en un conjunto mesometamórfico, bastante homogéneo, de micaesquistos, a veces grafitosos, que alternan con capas y bancos de cuarcitas, cuya potencia es de unos 2.500 m.

Esta formación ha experimentado las siguientes fases de metamorfismo:

- Primera fase derivada de una orogenia antehercínica mesozonal, cuya paragénesis de cuarzo-oligoclasa-mica blanca-biotita-almandino-estaurolita, es determinativa de la facies de las anfibolitas almandínicas. Al ser más o menos sincrónico el microplegado que presentan estas formaciones y la paragénesis indicada, esta fase metamórfica es de carácter sincinemático.
- Primera fase de metamorfismo alpídico, de carácter dinamotérmico. La composición mineralógica no aparece bien definida y puede aceptarse la paragénesis de cuarzo-albita-mica blanca-biotita, determinativa de las facies de esquistos verdes.
- Segunda fase de metamorfismo alpídico con paragénesis de cuarzo-oligoclasa-mica blanca-biotita rojiza-andalucita. Se trata de un metamorfismo térmico, en medio estático, tipo Abukuma (facies de esquistos verdes. WINKLER, 1967).

La edad de esta formación parece corresponder al Paleozoico Inferior.

2. Formación superior de micaesquistos y cuarcitas

Esta formación, discordante sobre la anterior, consiste igualmente en un monótono y potente conjunto de micaesquistos y cuarcitas (o areniscas cuarcíticas).

Respecto a la Formación 1, esta otra presenta:

- Un brusco «salto» en el grado de metamorfismo al haber sólo experimentado el metamorfismo de edad alpídica.
- El color de los micaesquistos menos oscuro por su menor contenido en biotita y grafito.

— Un porcentaje de cuarcitas más elevado.

La paragénesis alpídica de esta formación está formada por cuarzo-albita (oligoclasa sódica en niveles profundos)-mica blanca-biotita-clorita y algunos otros minerales secundarios. En el manto de Adra se presenta esta paragénesis con andalucita.

Se atribuye esta formación al Paleozoico Superior Infrapérmico.

3. Formación de filitas y cuarcitas

Esta formación yace en aparente discordancia sobre la anteriormente descrita y consiste esencialmente en un conjunto de filitas y cuarcitas alternantes, presentándose también intercalaciones de calizas, generalmente detríticas, calcoesquistos, yesos y arcillas de intensa coloración, rojizas y verdosas. Su potencia es muy variable, alcanzando varios centenares de metros en algunos puntos y encontrándose laminada en otros.

El contacto de esta formación con la anterior es más bien gradual y la discordancia es un tanto convencional.

Esta formación parece haber sufrido la primera etapa de metamorfismo alpídico, caracterizada por una paragénesis de cuarzo-albita-mica blanca-clorita, que corresponde a la facies de esquistos verdes. La paragénesis resultante de la fase térmica en medio estático, o sea, de la segunda fase de metamorfismo alpídico, hasta ahora no ha sido observada.

Se atribuye esta formación al Permo-Werfeniense.

4. Formación de calizas y dolomías

Aparece constituida esta formación superior por calizas, calizas dolomíticas y dolomías, generalmente masivas y a veces con estratificación en bancos gruesos, que han experimentado un cierto grado de recristalización como consecuencia del metamorfismo alpídico. Existen, por otra parte, manifestaciones volcánicas.

El tránsito de la formación anterior a ésta tiene lugar a través de niveles de calcoesquistos, por lo que están muy generalizados los fenómenos de despegue.

La edad es Trías Medio y Superior, sin que exista hasta ahora evidencia de que pudiera extenderse al Jurásico.

5.1.3 COMPLEJO MALAGUIDE

Carece de importancia en el área que nos ocupa por su escasa representación, si bien tiene un gran significado geológico por la amplitud de su estratigrafía y no encontrarse afectado por fenómenos de metamorfismo.

Este Complejo constituye el conjunto de formaciones más elevadas desde el punto de vista estratigráfico de las unidades béticas y es, igualmente, de carácter alóctono.

La sección inferior del mismo presenta facies flysch y se compone de areniscas y grauwacas con intercalaciones de calizas, en parte sabulosas o limolíticas y de pizarras (Devónico-Carbonífero).

Sobre esta sección se apoya en discordancia una secuencia de formaciones de naturaleza predominantemente detrítica, de un color rojizo característico. Consiste en areniscas, limolitas, pizarras silíceas y conglomerados poligénicos, situados éstos, principalmente, en la parte basal (Permotriás).

La sección superior es de naturaleza predominantemente calcárea, y su edad varía del Jurásico al Eoceno.

5.2 COMPLEJO VOLCANICO

5.2.1 DESCRIPCION DE LAS ROCAS VOLCANICAS

Las manifestaciones volcánicas de la zona considerada comprenden series calco-alcalinas s.s., calco-alcalinas potásicas, shoshoníticas y ultrapotásicas. En el volcanismo calco-alcalino s.s. desarrollado especialmente en el sector de Cabo de Gata se distinguen (FUSTER et al., 1965) cuatro ciclos (de abajo a arriba): aglomerados viejos o andesitas piroxénico-anfibólicas, andesitas anfibólicas, andesitas piroxénicas y dacitas.

Los ciclos comienzan con fases más o menos explosivas de ignimbritas, tobas y aglomerados y finalizan menos violentamente con intrusiones subvolcánicas, a menudo en forma de domos.

Suelen carecer de enclaves, a excepción de las andesitas masivas al S del Faro de Mesa Roldán, que engloban gneises granatífero-sillimaníticos y rocas cuarzo-feldespáticas (FUSTER et al., 1967). Estos xenolitos acusan efectos térmicos ligados a la presencia de vidrio intergranular y neominerales como espinela, andalucita, cordierita, enstatita y sanidina.

Hacia las zonas meridional y central de C. de Gata, en estas volcanitas se manifiestan importantes alteraciones hidrotermales en fases propilítica y argilítica y fenómenos de silicificación y finalmente oxidación.

Los volcanismos calco-alcalino potásico y shoshonítico ocupan el sector Hoyazo-Mazarrón-Cartagena. Ambas series y en menor grado la ultrapotásica se hallan íntimamente asociadas, lo que dificulta sus delimitaciones. En la depresión de Vera (excluidas las veritas) los afloramientos son ejemplos tipo shoshoníticos.

Constituyen esencialmente domos y diques y son escasas, por el contrario, las manifestaciones lávicas y piroclásticas (RODRIGUEZ BADIOLA, 1973).

Los enclaves de gneises, cuarzodioritas, gabros, esquistos y cuarcitas son abundantes. En los gneises se constituyen dos episodios metamórficos: el

inicial, dinamotermal, responsable de la paragénesis granate + plagioclasa + + biotita + sillimanita, seguido del térmico con neoformación de cordierita + sanidina, esencialmente.

El volcanismo ultrapotásico está representado aquí por las veritas. Estas rocas han hecho extrusión en forma de chimeneas de diámetro reducido, que perforan y deforman intensamente las rocas encajantes.

5.2.2 DISTRIBUCION DE AFLORAMIENTOS

En tierra el complejo volcánico aflora en casi toda la Sierra de Gata y gran parte de la Serrata hasta adosarse a la Sierra de Cabrera.

Los sondeos entre Sierra de Gata y Serrata encuentran las volcanitas como sustrato del Neógeno y en algunos situados al N de la Serrata las cortan bajo la cobertera mio-pliocena.

En la cuenca de Vera constituyen manchas aisladas, reflejadas cartográficamente. Se encuentran en Hoyazo de Níjar y en Campo de Dalías bajo la formación Vícar. Varios sondeos hidrogeológicos entre Roquetas de Mar y Sierra de Gádor (GONZALEZ ASENSIO, com. ver.) las cortan más frecuentemente como intercalaciones en las series neógenas.

Ultimamente se han realizado dataciones absolutas mediante el método K/Ar. Los valores obtenidos atribuyen a los mismos 4 ciclos de volcanitas del macizo de C. de Gata las siguientes edades: Prob. Langhiense-Serravaliense («Aglomerados viejos»), Serravaliense-Tortonense (andesitas anf.), Tortonense (andesitas pirox.), Tortonense Medio-Superior (dacitas).

Para el volcanismo calco-alcalino potásico y shoshonítico con enclaves (playazo de Níjar y Vera) los resultados obtenidos son más dudosos y oscilan entre 13 y 7 m. a.

La edad de las volcanitas ultrapotásicas varía entre los 11 y 6 m. a., siendo las veritas las más antiguas.

Estas dataciones no confirman la juventud progresiva del volcanismo hacia el N (valores de 16 m. a. en Carboneras y de 8 m. a. en C. de Gata), que se venía admitiendo.

En la figura 2 se indica la distribución de afloramientos.

Origen

Parece evidente que ninguno de los modelos geodinámicos hasta ahora desarrollados explica satisfactoriamente el origen de las rocas volcánicas del sureste de España.

Así, ARAÑA y VEGAS (1974) suponen que el volcanismo está relacionado con un único proceso de subducción activo durante el Mioceno Inferior y Medio, cuyo plano de Benioff buzaba hacia el Norte. Pero esto no explica la existencia de rocas shoshoníticas en Marruecos.

Para DIAZ et al. (1979) la creación de este magma calcoalcalino está

DISTRIBUCION DE LOS DIFERENTES TIPOS DE ROCAS VOLCANICAS EXISTENTES

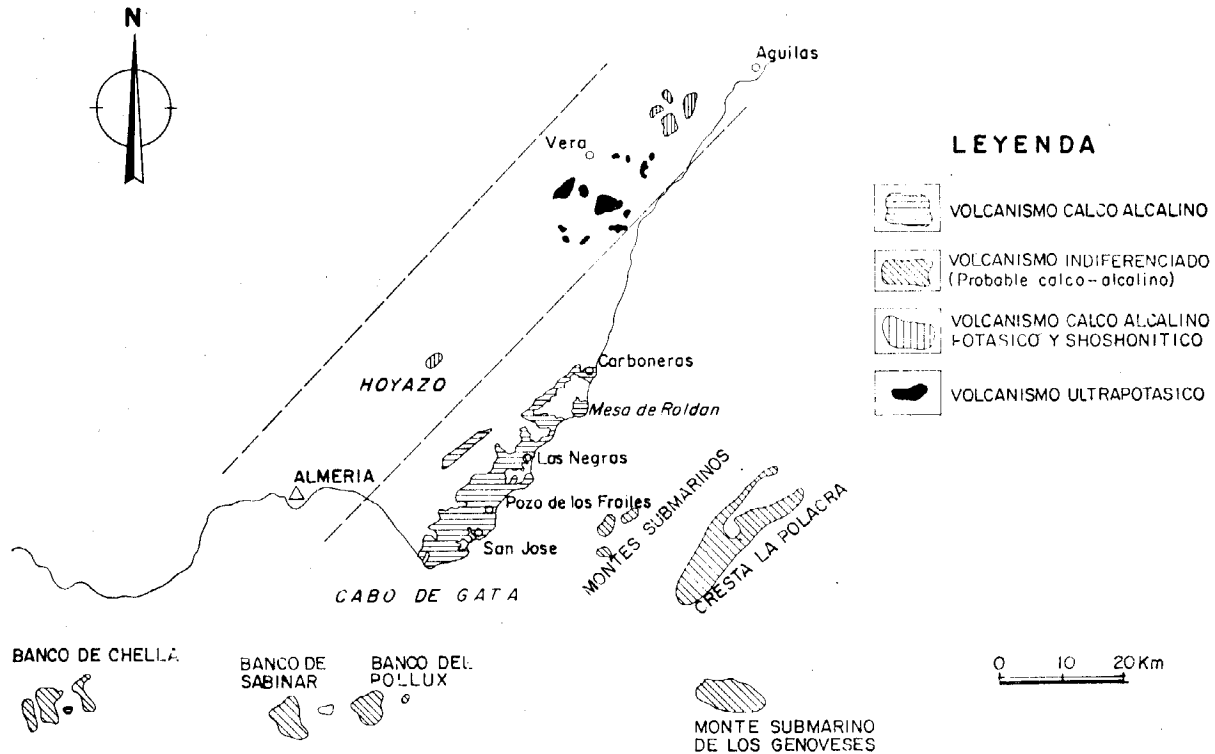


Figura 2

en relación genética con la interferencia de los factores originados en una etapa distensiva, y la preexistencia de una región de manto anómalo bajo el área de Alborán.

BELLON Y BREUSSE (1977) indican que una transversal Marruecos-España revela un doble gradiente en edad y quimismo de S a N en España, e inversamente de N a S en Marruecos. Una doble subducción en tan corto espacio parece difícil de admitir.

BELLON (1976) explica todo ello mediante una colisión continente-continente. Se provoca en estas zonas la reactivación de fracturas antiguas que emiten un volcanismo no alcalino.

LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ BADIOLA (1980) suponen que a ambos lados del mar de Alborán existieron a principios del Mioceno sendas zonas de subducción, existiendo un manto anormal en la región española que dio lugar a las rocas ultrapotásicas. El mar de Alborán debe interpretarse como una cuenca marginal activa que debió comenzar a abrirse en el Oligoceno, y que hace unos 25 m. a. estaba generando corteza oceánica. La subducción de esta corteza oceánica produjo líquidos de composición andesítica basáltica y andesítica, así como calco-alcalina potásica y shoshonítica, estos últimos a mayor profundidad. Estos magmas se mezclaron en su ascenso con elementos incompatibles de la corteza. El origen de los magmas ultrapotásicos no está relacionado con la etapa senil del proceso de subducción.

Por todo lo dicho, y por la relación del volcanismo con las fallas, creemos que su origen es complejo, y está relacionado con la creación de un «rifting» en el límite de colisión de placa, que atraviesa en algunas zonas probables antiguas áreas (Olig.-Mioc. Inf.) de subducción. Esta colisión se traduce en mega-cizallas que actúan en compresión o distensión en diferentes épocas.

5.3 FORMACIONES POSTOROGENICAS. NEOGENO Y CUATERNARIO

En el Mioceno se desarrolla una tectónica de bloques de todo el edificio bético, que da origen a zonas deprimidas o cuencas de sedimentación de acusada subsidencia.

Las formaciones postorogénicas (Neógeno y Cuaternario) rellenan esta serie de cuencas, de variable magnitud, tanto por su extensión como por la potencia de los sedimentos, las cuales se sitúan tanto en el ámbito marino como en la zona terrestre.

Las características geológicas de estas cuencas en la zona terrestre de las Hojas son bastante conocidas, por haber sido objeto de estudio por parte de numerosos autores: RUEGG (1964), VOLK (1967), MENDEZ CECILIA (1971), FOURNIGUET (1975), IACCARINO et al. (1975), PERCONIG (1977), ROEP et al. (1977), DRONKERT (1977), ADDICOTT et al. (1978), DA-

BRIO y MARTIN (1978), DABRIO et al. (1981), etc., así como por los autores de las Hojas 1:50.000 MAGNA del IGME. En el ámbito marino, la configuración estructural de las cuencas se ha deducido, en lo posible, de la interpretación de los datos derivados de los perfiles geofísicos y en cuanto a la litología, las muestras y testigos obtenidos, se refieren solamente a las capas superficiales. El sondeo Andalucía-A, bajo lámina de agua de 92 m. que alcanzó el basamento bético, permite conocer la naturaleza litológica del conjunto de las formaciones neógeno-cuaternarias, así como el sondeo de Roquetas, situado en la costa.

Dentro de la zona del grupo de Hojas pueden distinguirse las siguientes cuencas neógenas:

- Cuenca del Campo de Dalías-Adra-Mar de Alborán, orientada sensiblemente de O a E, limitada al N por la Sierra de Gádor, y al sur por los macizos volcánicos del Mar de Alborán. Dentro de ésta, en la parte N se individualiza una subcuenca, la de Roquetas (ver corte I-I' del Mapa Geológico).
- Cuenca de Almería. Enmarcada por la Sierra de Gádor, Sierra Alhama, Sierra Cabrera y el accidente tectónico del grupo de fallas de Almería. Hacia el SO se prolonga offshore y hacia el NE a través del Campo de Níjar.
- Cuenca de Tabernas-Sorbas. Se prolonga hacia el O a lo largo del pasillo del río Andarax y se encuentra limitada al sur por las alineaciones montañosas del Complejo Alpujárride, extendiéndose en su extremidad oriental hacia la plataforma marina y enlazando con la cuenca de Vera.
- Otras cuencas de menor desarrollo que pueden individualizarse son la cuenca de Sierra de Gata, en el ámbito marino, y la Cuenca de Morales-Carboneras, situada entre la Serrata y Sierra de Gata, y continuándose en el margen continental del mar Surbaleár.

Debe mencionarse, por último, la cuenca de pliocuaternario de Guadix, parcialmente situada en el ángulo NO de la región considerada.

En la parte del Mar Surbaleár comprendida entre la línea de costa oriental de la provincia de Almería y los macizos volcánicos submarinos de La Polacra y Los Genoveses el dominio neógeno no es bien conocido, sobre todo en la zona septentrional.

Todas las cuencas antes enumeradas han podido estar comunicadas en distintas épocas de su evolución geológica y presentar una distribución muy diferente a la actual, como consecuencia de los procesos tectónicos postorogénicos que, con variable intensidad, se han venido sucediendo y que aún persisten.

Los datos paleogeográficos y de evolución tectónica permiten aceptar un modelo de sedimentación neógena para las diferentes cuencas, lo que,

**CORRELACION APROXIMADA ENTRE LAS FORMACIONES DISTINGUIDAS
EN EL MAPA GEOLOGICO CON LAS CITADAS EN LA BIBLIOGRAFIA**

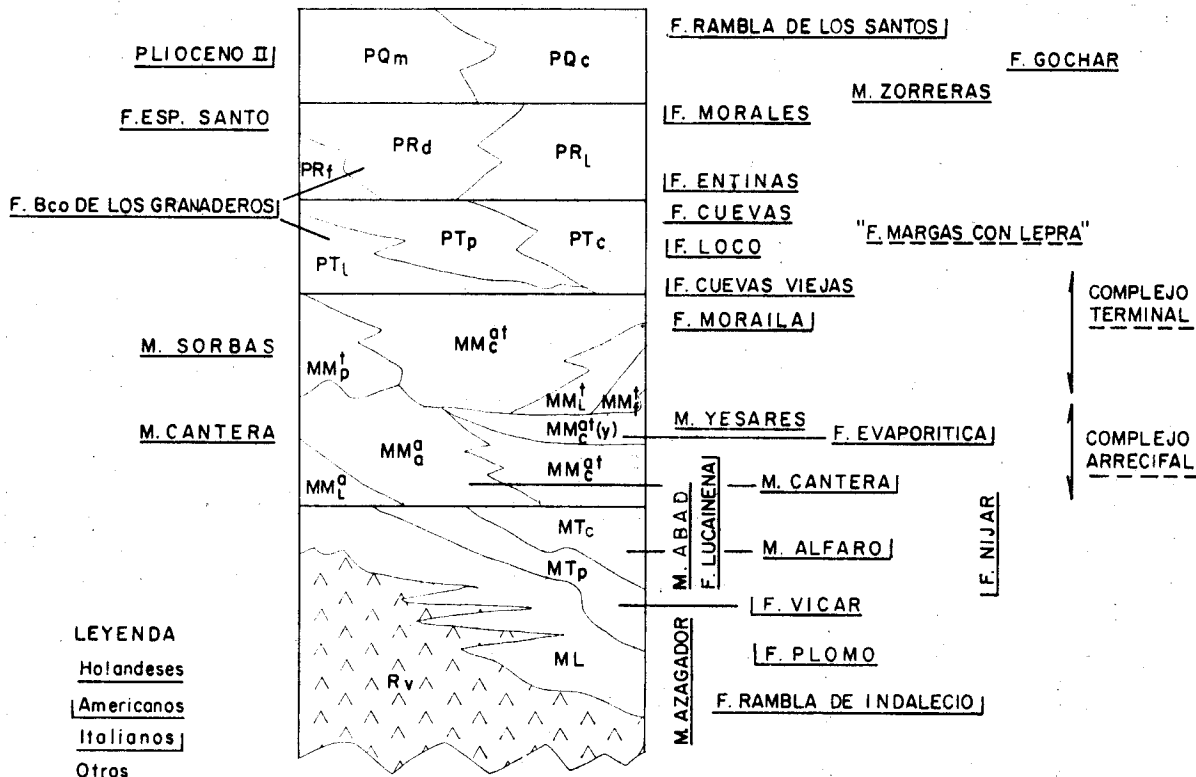


Figura 3

en gran medida, hace posible la extrapolación de las condiciones litoestratigráficas de unas a otras. Por ello, la descripción estratigráfica que sigue más adelante, se hace por formaciones y no por cuencas, al considerar que generalmente se repiten en éstas.

Tienen gran importancia en esta región los depósitos cuaternarios marinos subaéreos, que más adelante serán descritos y que se encuentran afectados por movimientos tectónicos recientes, de los cuales existen dataciones absolutas del mayor interés para precisar su edad.

Para facilitar la interpretación de los distintos trabajos existentes sobre el Neógeno de la región, ha parecido conveniente incorporar un cuadro de correlaciones, como el representado en la figura 3.

5.3.1 MIOCENO

Los sedimentos del Mioceno constituyen la mayor parte de las formaciones que rellenan las cuencas neógenas, tanto de la zona terrestre como del margen continental y zonas adyacentes.

El Mioceno aflora ampliamente en el interior y probablemente en los flancos de los más importantes cañones submarinos, estando cubierto por las formaciones pliocuaternarias en el ámbito marino. Su potencia es muy considerable, alcanzando varios miles de metros en el centro de las cuencas. A este respecto cabe mencionar el sondeo «Andalucía A», que atravesó más de 2.000 m. de formaciones miocenas.

Puede admitirse que la base de conglomerados de las cuencas miocenas puede pertenecer al Burdigaliense Superior, según distintos autores. Sin embargo, la mayor parte de los sedimentos miocenos corresponde al Tortoniense.

En la vertiente septentrional de la S. de Cabrera aparecen afloramientos de reducida extensión de formaciones del Mioceno Inferior-Medio (no diferenciados cartográficamente). Entre ellas se encuentra la Formación Alamo de RONDEL (1968) y VOLK (1967), que según ellos corresponde al Mioceno Inferior (Aquitaniense-Burdigaliense).

Debe insistirse en la posibilidad de que algunos de estos afloramientos correspondan a sedimentos del Oligoceno-Aquitaniense ligados al conjunto Maláguide, siendo por tanto alóctonos, y situados aquí con posterioridad a la fase tangencial fini-aquitaniense. No corresponden pues a rellenos de cuenca y conduce a esta conclusión la descripción de algunas series en las que afloran conglomerados constituidos exclusivamente por cantos procedentes del Conjunto Maláguide, semejantes a los de edad Oligoceno terminal-Aquitaniense, los cuales se encuentran ligados al Conjunto Maláguide en el Corredor de Vélez-Rubio, al N de la provincia de Almería.

Parece ser que la serie miocena que rellena estas cuencas pudo comen-

zar no antes del Burdigaliense Superior-Langhiense, continuar durante el Serravaliense, y alcanzar su mayor desarrollo durante el Tortoniense. Es evidente, por las dataciones absolutas en el dominio volcánico del Cabo de Gata, que existía volcanismo en el límite Serravaliense-Tortoniense (ADDICOTT y otros, 1978) y quizá antes («aglomerados viejos», FUSTER y otros, 1965). Durante esta época en las cuencas profundas, cuyos sedimentos no son visibles, se acumularían margas con turbiditas, muchas de las cuales estarán formadas a partir de la destrucción y transporte de las coladas volcánicas que entonces se alineaban según los sistemas de fracturas más importantes.

Aunque en las cuencas más septentrionales de la provincia de Murcia (MONTENANT, 1978), afloran diversas formaciones correspondientes al Tortoniense, y relacionadas con diversas fases de distensión de esta edad, parece evidente que en la región considerada la mayor parte de los sedimentos miocenos aflorantes corresponden al Tortoniense Superior.

En los perfiles sísmicos el Mioceno corresponde a horizontes discontinuos y numerosos. El basamento, cuando es alcanzado por los mismos, puede identificarse con el zócalo de las unidades béticas, o de rocas volcánicas o bien con algún horizonte calizo intramioceno de gran poder reflector.

A continuación se consideran las dos unidades litoestratigráficas que constituyen el Mioceno y que corresponde a la facies marina tortoniense y a la facies regresiva mesiniense.

5.3.1.1 Tortoniense

Las formaciones del Tortoniense Superior constituyen la mayor parte de los depósitos miocenos, los cuales se apoyan en discordancia sobre materiales miocenos más antiguos y generalmente sobre el basamento de las unidades béticas o macizos volcánicos.

En el sondeo offshore Andalucía-A la mayor parte de las formaciones miocenas atravesadas corresponden al Tortoniense (2.124 m.), si bien los tramos inferiores pudieran pertenecer al Langhiense-Serravaliense. Consiste aquí el Mioceno en un potente conjunto de margas grises y gris-azuladas, generalmente limolíticas, con algunos niveles de calizas (dolomíticas en la sección basal), intercalándose capas de arena o arenisca de cemento calcáreo.

En el sondeo de Roquetas-1, situado en el litoral, de 1.314 m. de profundidad, no se llegó al basamento alpujárride, encontrándose sucesivamente: Langhiense-Serravaliense (374 m.) de margas grises, en parte arenosas, con niveles de microconglomerados y conglomerados de elementos predominantemente alpujárrides y Tortoniense-Messiniense indiferenciado (890 m.), compuesto esencialmente por margas, gris y gris azuladas, plásticas.

La gran transgresión relacionada con las cuencas terciarias tenía sus zonas costeras en los bordes de las alineaciones y macizos montañosos hoy presentes, depositándose en el centro de las mismas potentes conjuntos de formaciones esencialmente margosas con frecuentes «slumps» originados por acusadas subsidencias derivadas de la actividad tectónica.

En las formaciones del Tortoniense, como se ha indicado anteriormente, se intercalan materiales volcánicos.

Cartográficamente se han distinguido las siguientes formaciones:

M₁ — Formación conglomerática litoral

Aunque cartográficamente se han englobado aquí los pequeños afloramientos de formaciones neógenas más antiguas, en general, corresponde a la base de la transgresión del Tortoniense Superior.

Consiste en conglomerados, abanicos aluviales con retoques marinos, y algunas formaciones de corales y ostreas en régimen parálico o deltaico.

Los conglomerados son de cantos alpujárrides, nevado-filábrides y maláguides, con intercalaciones pelíticas de diversos colores. Sobre ellos se desarrollan calcirruditas y calcarenitas, así como areniscas con cemento carbonatado. La fauna corresponde, cuando existe, a Briozoos, Algas Rojas, Ostreas, Equínidos y Lamelibranquios. En algunos puntos se presentan corales, y no es raro en relación con zonas parálicas, encontrar niveles de lignitos (Albanchez).

Se sitúa esta formación en los bordes de Sierra de Filabres, Nevada, Alhambilla y Cabrera. Localmente aparecen en la Sierra de Gata, y en algunos puntos de la vertiente Sur de Sierra de Gádor.

No tiene ninguna representación específica en los perfiles acústicos, pues en el caso en que estuviera presente en relación con las cuencas hoy sumergidas se comportaría solidaria con el basamento de rocas volcánicas o unidades béticas.

Cuando esta formación se ha originado a partir de rocas volcánicas (F. Plomo - M. Muertos) sus componentes volcánicos aparecen rodeados por una matriz más o menos calcarenítica, que contiene ostreídos, moluscos y pectínidos. Este tipo de formación con cantos volcánicos no está exclusivamente restringido a la Sierra de Gata, sino que se encuentra también al Sur de Vúcar, en la ladera meridional de la Sierra de Gádor, y bajo la formación de calizas bioclásticas (F. Vúcar), correspondiente a la descripción que sigue a continuación. Igualmente cabe inferir su presencia en relación con los macizos de rocas volcánicas sumergidas.

MT_p — Formación de plataforma

Se trata de las calizas bioclásticas y calcarenitas que aparecen en la falda meridional de la Sierra de Gádor, o bien a cierta altura (1.400 m.).

Localmente se reconocen muy bien en los alrededores de la ciudad de Almería, donde yacen en discordancia sobre las dolomías alpujárrides, y donde han sido extraídas para la construcción del dique del puerto.

Se trata de un paquete de 100 m. de espesor de calizas bioclásticas, calizas de tonos rosados, calizas dolomíticas y calcarenitas fosilíferas.

En el sector occidental, al N de Berja, esta formación aparece constituida por pudingas, calizas arenosas y margas arenosas. Los conglomerados están formados por cantos de dolomías y calizas alpujárrides. Cuando se apoyan sobre formaciones maláguides contienen sobre todo areniscas y grauwacas que le dan un aspecto rojizo. Es frecuente la presencia de *Clypeaster*, así como de caliza con Algas y Briozoos.

En el sector central, donde fue definido como la «Formación Vúcar», presentan un aspecto masivo, debido a la presencia de caliche, y en su mayor parte son biomicritas arenoso-conglomeráticas o biodolomicritas. Están constituidas por fragmentos de algas rojas calcáreas, briozoarios, y en su menor proporción, placas de equínidos, foraminíferos y valvas de moluscos.

La microfauna ha permitido a PERCONIG (1976) reconocer en esta formación el Tortoniense Superior y parte del Andaluciense.

Además de una microfauna bentónica y planctónica abundante, existe una macrofauna, representada por *Clypeaster* en la base, así como *Pecten adonais*, LINNE, *Ostrea cf. digitalina*, DABOIS, *Macrochlamis latissima* (BROCK), *Schizachinus duciei* (WEIGHT), etc.

Hacia el borde oriental de la Sierra de Gádor, y quizá bajo parte de las formaciones arrecifales de Níjar, aparece una facies de tránsito hacia la facies más profunda de cuenca. Se trata de una alternancia de margas arenosas, calcarenitas conglomeráticas y areniscas. Esta formación no se ha distinguido de la formación litoral, con la que en ciertas áreas presenta cierta continuidad.

Tal y como se dijo para la Formación conglomerática litoral, desde el punto de vista sísmico, esta formación, que en general se apoya sobre el substrato bético o volcánico, se comporta unitariamente con aquél, constituyendo el basamento acústico en las situadas bajo el mar.

MT_c— Formación de cuenca

Consiste esta formación en margas y margas-arcillosas con secuencias arenosas de origen turbidítico, y a veces pliegues de «slump», es decir, pliegues intracuenca producidos durante la sedimentación por fallas y el consecuente reajuste gravitatorio.

Al tratarse de la facies más profunda, su litología es predominantemente margo-arcillosa y en general siltosa, en la que se presentan intercalaciones arenosas de origen turbidítico, que contienen fragmentos de fósiles.

les. Su microfauna de globigerinas y globorotalias, sitúa estas formaciones en el Tortoniense Superior.

En el ámbito marino esta formación es la mejor representada y constituye la mayor parte de los sedimentos de las cuencas miocenas. En el entorno de los macizos volcánicos y núcleos elevados del basamento en general, los sedimentos serían de menor profundidad (volcarenitas y sedimentos detríticos gruesos).

Ocupa igualmente esta formación todas las cuencas del interior, aflorando claramente en la cuenca de Andarax-Tabernas-Sorbas y en la cuenca de Almería.

5.3.1.2 **Messiniense**

El Mioceno Superior culmina en el Mediterráneo occidental con una etapa regresiva determinada por movimientos tectónicos restrictivos y las correlativas fluctuaciones del mar (Messiniense). La litología es muy variada con facies distintas (salobre, lagunar, marina) y con potencias muy variables. El régimen de desecación del Mediterráneo, con flujos intermitentes oceánicos, determinó los grandes depósitos de las series evaporíticas y de la sal en las zonas más profundas de las cuencas.

En el Messiniense de la región se ha considerado el Complejo Arrecifal y el Complejo Terminal, integrados por distintas unidades sedimentarias.

a) *Complejo Arrecifal.*

Los arrecifes messinienses de Almería han sido estudiados por varios autores, entre los que destacan DABRIO, ESTEBAN, MARTIN y PAGNIER. Estos arrecifes, después de un ascenso del nivel del mar, se sobre desarrollaron los arcos marginales de las plataformas, al par que, en los ámbitos profundos de las cuencas, se producía una sedimentación margosa.

Dentro de lo que se denomina «Complejo Arrecifal» se distinguen una serie de facies relacionadas con los distintos subambientes. Además de los materiales terrígenos de «aluvial fan» procedentes de las sierras, destacan las facies de «armazón» constituidas por colonias de Porites en tubos verticales. Las facies de «talud» presentan un buzamiento original de 10-25°, constituidas por calcarenita y calcirrudita y las facies de cuenca y de transición talud distal-cuenca están representados por calcilutitas laminadas y margas oscuras. Paleogeográficamente todo ello corresponde a un área asociada a archipiélagos constituidos por islas dispersas. Los arrecifes se desarrollaron pues como orlas que progradaron hacia la cuenca desde las islas, y los buzamientos de los taludes divergen en todas las direcciones, presentando una disposición radial.

En relación con este complejo arrecifal se encuentran las formaciones que a continuación se describen:

MM₁^a — Formación litoral

Consiste esta formación en microconglomerados y areniscas que proceden de distintos ambientes marinos, y varía desde abanicos deltaicos a taludes. Puede confundirse, y asimilarse en muchos casos (F. Azagador; VOLK, 1967) a las formaciones litorales y de plataforma del Tortoniense Superior.

Los arrecifes se desarrollaron sobre estos materiales terrígenos marinos que forman taludes locales, o bien sobre areniscas y calcarenitas. En el caso de la Sierra de Gata se apoyan sobre rocas volcánicas, aunque a veces se presentan conglomerados basales con cantos de rocas volcánicas en una matriz calcarenítica.

MM_a^a — Formación arrecifal

Cartográficamente se ha incluido la parte correspondiente al armazón arrecifal (reef framework) y los taludes de los arrecifes (fore reef).

El armazón arrecifal es de aspecto masivo, constituido casi exclusivamente por calizas de Porites, cuya morfología dominante es la de largos tubos verticales, de hasta varios metros de altura, unidos por algo de sedimento fino litificado. Se reconocen muchos de los rasgos morfológicos típicos de arrecifes, tales como pináculos, rodeados de lumaquelas y brechas, así como el sistema de cresta y surcos. Estas formaciones suelen estar erosionadas, pero aún pueden observarse bien conservadas en ciertos sectores costeros de la Sierra de Gata (Mesa de Roldán, Rellana de S. Pedro, etc.).

El talud de arrecife presenta varias subfacies: brechas de bloques de Porites, lumaquelas de gasterópodos y lamelibranquios, calcirruditas y/o calcarenitas de *Halmedas*, de anélidos, serpúlidos, de algas rojas, de rodolitas, etc. Estas subfacies se suceden en este orden hacia la cuenca, dentro de la misma capa. Los depósitos de talud muestran un buzamiento original de 10-25° en la dirección de progradación del arrecife, hacia la cuenca, y el espesor de cada capa disminuye hacia el centro de la misma, indentándose con las facies que a continuación se describen. Tales facies suelen presentarse en las zonas más elevadas de las cuencas, y difícilmente se detectan en los perfiles sísmicos de la plataforma. Actualmente, dentro del mar, sólo deben existir en el litoral de Sierra de Gata, donde algunos taludes que progradan hacia tierra parecen indicar que la distensión post-messiense ha hundido algunos de estos arrecifes.

MM_c^{at} — Formaciones de cuenca

Las facies de cuenca aparecen constituidas por calcilitas blancas y a veces oscuras, laminadas, con bioturbación horizontal. En muchas cuencas predominan las calcisiltitas. Suelen abundar los foraminíferos planctónicos y a veces aparecen espículas de esponjas, radiolarios, fragmentos de equínidos, *Halimeda* y moluscos.

Esta secuencia no se ha distinguido cartográficamente de las secuencias de cuenca correspondientes al Complejo Terminal, tanto por la dificultad de realizar ésta cuando no existen los yesos masivos, como por la escala del mapa.

Aún es difícil establecer su separación con respecto a las margas de cuenca del Tortoniense Superior, de tal manera que para muchos autores ambas están comprendidas dentro de una misma formación.

Las relaciones entre las tres facies descritas corresponden a cambios laterales, y según los puntos, a las margas con turbiditas del Tortoniense Superior, se superponen las facies de talud proximal o las de talud distal, que pueden llegar a ser las únicas representantes de los depósitos arrecifales. Hacia los márgenes de la cuenca se superponen las tres facies debido al carácter progradante del arrecife y entonces se hace evidente el significado sedimentario de cada uno de ellos. En los perfiles sísmicos, estas facies son difíciles de distinguir de las facies de cuenca más antiguas.

Las margas, que se sitúan directamente bajo las series yesíferas, presentan una gran semejanza con los depósitos infrayacentes de las evaporitas messinienses de muchas otras áreas mediterráneas. Se caracterizan por la presencia de intercalaciones de diatomitas. La microfauna, tanto bentónica como planctónica, es oligotípica, e indica ya una elevada salinidad.

b) Complejo Terminal

Después de la instalación del Complejo arrecifal se produce un descenso del nivel del mar, mediante una serie de pulsaciones, algunas de ellas generalizadas a todo el ámbito del Mediterráneo occidental, y otras quizá más relacionadas con una tectónica local.

En una primera etapa de este descenso, y en las zonas que abandona el mar, los arrecifes sufren los procesos erosivos, mientras que en las cuencas más restringidas se depositan grandes masas de evaporitas («Lower Evaporite Unit»), coincidiendo con la «crisis de salinidad» generalizada a todo el Mediterráneo.

Un nuevo reajuste del nivel del mar con la elevación de éste determinó una sedimentación de plataforma sobre los arrecifes, mientras que hacia la cuenca se evidencian pronunciados cambios en el nivel del mar, con depósitos de yeso, margas, calizas micríticas de agua dulce, conglomerados,

depósitos fluviales, etc. («Upper Evaporite Unit»). No siempre se presentan, naturalmente, arrecifes o depósitos yesíferos y así, en las zonas deprimidas que el mar abandonaba, se instalaron facies continentales o litorales (playas, deltas, barreras, etc.).

MM_c^t — *Formación continental*

Se trata de una formación que probablemente se corresponde a las facies continentales del Complejo Arrecifal y Complejo Terminal. Se sitúa en las partes altas de la fosa tectónica existente entre la Sierra de Gádor y Sierra Nevada y cambia lateralmente a facies litorales.

Aparece constituida por una alternancia de niveles de conglomerados, areniscas y lechos más o menos arcillosos. Su aspecto parece indicar un origen de abanicos fluviales y deltas, en una región en la que el levantamiento de Sierra Nevada debió ser muy rápido y dar lugar a un intenso período erosivo, coincidiendo además con el descenso del nivel del mar en la fase terminal del Messiniense.

La elevación de Sierra Nevada durante el depósito de estos materiales viene además confirmada por la existencia, en esta formación, de discordancias progresivas. Los estratos cerca de Sierra Nevada llegan a alcanzar la posición vertical e incluso invertida y hacia el Sur se encuentran prácticamente horizontales.

MM_e^t — *Formación litoral*

Sobre el Tortoniense Superior, en facies de cuenca, se instala en todo el valle del río Andarax, desde Laujar hasta el norte de Alhama de Almería, una facies constituida por arenas, areniscas y microconglomerados, con algunas alternancias margosas, que sustituyen en parte o se superponen a las formaciones evaporíticas. Esta formación pasa lateralmente a la descrita anteriormente.

La microfaua recogida al oeste de Laujar indica una edad mioceno-terminal para esta formación, con *Bolivina arta*, que no se presenta en el Plioceno. La microfaua es bentónica.

MM_p^t — *Formaciones de plataforma*

Las zonas levantadas, colonizadas por los arrecifes, al descender el nivel del mar sufren un arrasamiento, generalmente no muy intenso, que posteriormente pasan a ser dominios de sedimentación carbonatada de plataforma sin arrecifes.

La litología y las estructuras sedimentarias en la región de Níjar y Sierra de Cabo de Gata indican un depósito ligado a barras oolíticas.

La morfología del antiguo arrecife y de las barras oolíticas influyen sobre la distribución de los estromatolitos, que se sitúan en las partes más elevadas, como las crestas de barras. En los bordes de estos relieves pueden aparecer brechas estromatolíticas, debidas a desplomes sinsedimentarios, o a colapsamientos por entradas de agua dulce (S. de Gata).

Tanto las facies arrecifales como las posteriores oolíticas aparecen hoy dolomitizadas, y ello les confiere una gran porosidad.

$MM_c^{at} - MM_c^{at} (y)$ — Formaciones de cuenca

Al parecer, en relación con los procesos erosivos de las zonas altas del Complejo Arrecifal, se formaron en las cuencas depósitos evaporíticos (yesos) de mayor o menor potencia, que a veces llegan a superar los 100 m.

Es posible que la formación evaporítica no siempre esté presente, y resulte sustituida por una alternancia de niveles de margas, yesos y calizas micríticas de agua dulce. Otras veces esta serie se superpone a la masa de evaporitas y originalmente aparecen turbiditas de yesos (yipsarenitas) con fragmentos de materia arrecifal.

En otros puntos las zonas deprimidas se encuentran ocupadas por una serie clástica y se trata entonces de conglomerados margo-arcilloso-arenosos, arenas, margas siltosas, estériles o con microfauna removida. Hacia el techo de esta formación (F. MORAILA, IACCARINO et al., 1975), que llega a tener casi 600 m. de potencia, se observan algunos estratos calcáreo-margosos blancos conteniendo restos de moluscos de agua dulce.

Muchas de estas formaciones son litorales y ocupan la cuenca durante los últimos procesos regresivos correspondiendo a facies continentales y fluviales, debiendo indicarse, que los aportes de agua dulce produjeron un colapso por disolución en gran parte de los sedimentos pertenecientes a los episodios evaporíticos.

5.3.2 PLIOCENO

La etapa distensiva fini-messiniense, con la apertura al Atlántico (BENSON, 1972; RUGGIERI, 1974; HOLLISTER, 1974, et al.) dio origen a una rápida transgresión marina que afectó a todo el Mediterráneo y a gran parte de las zonas emergidas comprendidas en la región. Esta importante transgresión implanta un régimen de sedimentación de mares más o menos profundas en las cuencas hoy situadas en el margen continental y zonas adyacentes del ámbito marino, así como en las cuencas costeras de ambientes someros, limitadas por las alineaciones montañosas (Sierra de Gádor, Sierra de Alhambra, etc.).

Así pues, el Plioceno se encuentra ampliamente representado en los sectores litorales de la región y, por supuesto, en toda la zona marina investigada y es discordante sobre los materiales del Mioceno Superior, hecho que ha sido comprobado en todo el ámbito del Mediterráneo occidental y que aparece claramente de manifiesto en los registros sísmicos.

Gran parte del Plioceno Inferior Transgresivo corresponde en los perfiles, a la denominada «unidad acústica transparente» caracterizada por la escasez de horizontes reflectores, poco marcados y discontinuos. Representa sedimentos margosos y pudiera englobar series evaporíticas. De esta unidad se pasa gradualmente a una «secuencia bien estratificada» representativa del resto del Plioceno y que se extiende al Pleistoceno. Esta otra unidad acústica muestra numerosos horizontes reflectores continuos, indicativos de una estratificación subhorizontal, observándose ligeras discordancias y ciertas alteraciones en las áreas marginales de las cuencas que pudieran corresponder a fenómenos de «slumping».

El Plioceno, si se exceptúan las áreas marginales, consiste esencialmente en formaciones margosas con intercalaciones arenosas y de calizas. Corresponde a un régimen sedimentario pelágico y semipelágico que da paso a una fase regresiva, que se extiende al Cuaternario (Pleistoceno).

En el sondeo offshore Andalucía-A está presente la facies de cuenca, consistente en sedimentos de margas siltsosas, plásticas, con microfauna pelágica. Aparecen bien representadas estas formaciones en distintas zonas de las cuencas de Almería-Níjar y de Adra-Roquetas, extendidas ampliamente offshore. Su naturaleza margosa (facies de cuenca) queda claramente de manifiesto en los sondeos hidrogeológicos realizados y en el sondeo de investigación petrolífera Roquetas-1.

El denominado Pliocuaternario (P-Q en el Mapa Geológico y cortes estratigráficos), que tanta extensión ocupa en el ámbito marino y que puede aflorar o bien encontrarse bajo una ligera cobertura de sedimentos cuaternarios, corresponde a la «secuencia acústica bien estratificada».

Como se ha indicado anteriormente el Plioceno presenta una fase transgresiva (Plioceno I) de la que se han distinguido cartográficamente las siguientes facies:

- Facies litoral PT_l
- Facies de plataforma PT_p
- Facies de cuenca PT_c

Durante la fase regresiva (Plioceno II), se instalan otras facies de las que se han diferenciado las siguientes:

- Facies fluvial PR_f
- Facies deltáica PR_d
- Facies litoral PR_l

5.3.2.1 Plioceno I (transgresivo)

Durante la transgresión del Plioceno se depositaron en los bordes de cuenca cercanos a las alineaciones montañosas sedimentos de arenas, areniscas y conglomerados (facies litoral). Hacia el centro de la misma y en dirección a la plataforma continental los depósitos se hacen margosos («marga con lepra»). En condiciones particulares (Carboneras), debido a la desviación de los aportes que produjo la Serrata, tuvo lugar una sedimentación carbonatada de plataforma.

PT_e — *Facies transgresiva litoral*

Sobre el Mioceno Superior yacen en diversos puntos arenas, areniscas y conglomerados que a veces presentan estructuras sedimentarias como ripples de oscilación u otras, propias de ambientes someros de sedimentación de alta energía. En general abunda la macrofauna, sobre todo Pectínidos, Ostreas y Balanus, y su espesor varía de unos metros a algunas decenas de metros.

Esta facies se reconoce sobre las formaciones del Mioceno Superior al sur de Sierra Alhambilla, desde Rioja hasta Pechina, y al sur de Sierra Cabrera. Hacia el centro de la cuenca, de una forma progresiva, esta facies va pasando a otra de sedimentos detríticos más finos hasta llegar a lo que se denomina «facies de cuenca».

En la vertiente oriental de la Sierra de Gádor esta formación aparece constituida por un conglomerado de 1,5 a 50 m. de potencia, con abundancia de Balanus y pectínidos, integrada por guijarros subredondeados a redondeados de dolomías, esquistos y cuarcitas. A veces presenta clastos de yeso selenítico de 2-10 cm. de diámetro, derivados de la capa de yeso infrayacente. Es frecuente en esta formación que las fracturas y diaclasas estén rellenas de yeso removilizado a partir de la indicada formación yesífera inferior, cuando ésta existe.

La formación «Cuevas Viejas» (ADDICOTT y otros, 1977) correspondería a una situación infralitoral intermedia entre esta formación y la de cuenca. Se trata de areniscas micáceas en las que destaca *Amussium cristatum* (Bronn). Es frecuente que esta facies margosa de cuenca se englobe con la sección que tradicionalmente se conoce como «margas con lepra».

PT_p — *Facies de plataforma*

Protegidas de los aportes terrígenos de las Sierras de Alhambilla y Cabrera por la barrera orográfica de la Serrata (que surgió como tal por el juego de las fallas N-45° E) al Sur de esta alineación, se desarrollaron sobre ciertos sectores de la Sierra de Gata (S. de Carboneras, y entre la

Serrata y Sierra de Gata) unas plataformas carbonatadas con gran desarrollo de calizas bioclásticas que hacia el Este evolucionan a calcisiltitas. Las calizas son muy ricas en Briozoos, Equínidos, Moluscos. Igualmente en las partes más finas son frecuentes los foraminíferos bentónicos y planctónicos, entre los que destacan *Globorotalia puncticulata* y *G. margaritae*.

Estas facies de calcarenitas blancas se suelen superponer, bien directamente sobre rocas volcánicas, o más frecuentemente sobre facies de cuenca del Complejo Arrecifal y Complejo Terminal del Mioceno Superior, y en algunos casos sobre calcarenitas de facies talud de arrecife. En este último caso su diferenciación en campo resulta laboriosa.

PT_c — *Facies de cuenca*

Las formaciones relativas a esta facies son las más extendidas y las que constituyen esencialmente las cuencas pliocenas, sobre todo en la región offshore.

Consisten en sedimentos de margas grisáceas, cuyo carácter arcilloso se acentúa hacia las zonas más profundas y de mayor subsidencia de las cuencas y que pasan a ser silto-arenosas en los bordes de las mismas.

Esta facies se encuentra ampliamente representada en la «unidad transparente» y parte de la «secuencia bien estratificada» de los perfiles geofísicos.

Micropaleontológicamente, tanto esta formación como la anteriormente descrita, se caracteriza por la presencia de *Globorotalia ruber*, *G. obliquus*, *G. trilobus*, *Globorotalia puncticulata*, *Globigerina apertura*, *G. woodi*, etcétera, que definen el Tabianiense del Plioceno mediterráneo.

En las partes altas, cuando estas margas se hacen algo arenosas, en lo que FOURNIGUET (1975) llama facies circalitoral, se encuentra una macrofauna muy abundante con *Terebratula ampulla*, BROCCHI; *Abyssothyris coyvillei*, DAVIDSON; *Chlamys clavata*, POLI; *Chlamys clavata* var. *almeriensis*, POLI; *Chlamys scabrella*, LAMARCK, etc.

5.3.2.2 Plioceno II (regresivo)

Durante la regresión del Plioceno, se instalan diversos aparatos deltáicos, coincidentes a grandes rasgos con los deltas y desembocaduras de la red fluvial principal actual. Así, asociadas a las desembocaduras del río Grande de Adra, Andarax e incluso Almanzora, se encuentran formaciones deltáicas pliocenas.

Adosadas a esta facies, aunque en su mayor parte están incluidas dentro de las formaciones continentales pliocuaternarias, aparecen facies fluviales. Las facies más importantes son las litorales regresivas, correspondientes a secuencias detríticas progradantes.

PR_f — *Facies fluvial*

Se trata de arcillas rojas y limos de inundación que se encuentran en las cercanías de los deltas, en las cuales se intercalan niveles conglomeráticos que corresponden a paleocanales. Al oeste de Benahadux aparecen, en su límite con las formaciones deltáicas, varios niveles de lignitos. En el resto de la región es difícil distinguirlas de las formaciones continentales más recientes.

PR_d — *Formaciones deltáicas*

Estas formaciones han sido estudiadas con mayor o menor detalle por FOURNIQUET (1975), IACCARINO et al. (1975), VOLK (1966) y POSTMA (1979).

Sobre las arenas-limosas y limos-arenosos con *Amusium cristatum* (Bronn) y abundante fauna de pelecípedos se instalaron complejos deltáicos progradantes de cerca de 100 m. de potencia constituidos por areniscas, limolitas y conglomerados. Los complejos deltáicos se encuentran cubiertos por depósitos de suelo plano con paleosuelos que contienen nódulos de caliche. El tauld deltaico presenta, en el delta plioceno del Andarax, una pendiente máxima de 24°. Pueden distinguirse tres unidades sedimentarias: una basal consistente en arena de grano medio a fino, laminada, con cantos orientados paralelamente a las capas; otra central, de flujo, con conglomerados arenosos, mostrando varios tipos de estructuras sedimentarias, y finalmente una superior de limolitas y areniscas, caracterizada por «estructuras de escapes de agua». El techo se encuentra intensamente bioturbado y muestra estructuras de licuefacción.

En la cuenca de Vera, esta formación ha sido denominada por VOLK (1966) «Formación Espíritu Santo», considerándolo como depósitos deltáicos, que sobre todo ha recibido grandes masas de conglomerados desde el Este, es decir, prograda hacia tierra. Los aportes procederían del ámbito donde hoy está situado el Mar Mediterráneo, y ello hace suponer que la costa mediterránea que hoy limita la cuenca de Vera hacia el Este debe ser más reciente que la «Formación Espíritu Santo», de edad Plioceno Superior, según parece indicar la existencia de una microfauna con *Globorotalia* cf. *crassaformis* y *Globorotalia puncticulata*.

PR_l — *Formación litoral regresiva*

Se compone esta formación de calcarenitas, areniscas y conglomerados de elementos cuarcíticos, distribuida en cuerpos progradantes que, generalmente, se superponen a las margas silto-arenosas, tan ampliamente desarrolladas en todas las cuencas del Plioceno transgresivo. Contiene una abundante macrofauna.

En los afloramientos del Barranquete aparecen conglomerados de cantos de cuarzo bien redondeados, así como rocas volcánicas. Las areniscas son de grano grueso y bien seleccionado.

Contienen abundante macrofauna, entre la que destaca *Flabellipecten flabelliformis* (BR), *Alectryonia plicatula* (GM-UX), además de numerosos pectínidos, ostreídos, balanus, briozoos, equínidos, etc.

En el Campo de Dalías (F. Entinas de ADDICOTT y otros, 1978) esta formación consiste en calcarenitas de color amarillento, de grano medio o grueso. Localmente se caracteriza por una megaestratificación cruzada progradante hacia el Sur. Las calcarenitas de grano grueso contienen cantos esparcidos de esquistos, gneis y cuarzo en una matriz de conchas trituradas muy finas. Contiene una abundante macrofauna de ostras, balanus y pectínidos.

Estas facies corresponden a la secuencia bien estratificada de los perfiles sísmicos de la plataforma considerada como plio-cuaternaria, y debe recubrir en casi todos los puntos al resto de las facies descritas.

5.3.3 PLIOCUATERNARIO

Ya se ha indicado que las formaciones del Plioceno se extienden al Cuaternario (Pleistoceno), con ciertas variaciones en el régimen sedimentario, como consecuencia de la continuada actividad tectónica. El conjunto sedimentario pliocuaternario viene representado en los perfiles sísmicos por la denominada «secuencia bien estratificada».

Existe una pequeña discordancia angular y un ligero cambio en los sedimentos al final del Plioceno (Calabriense). Esta disconformidad rompe la continuidad de algunas fallas y puede interpretarse como el final de una etapa regresiva y el principio de otra transgresiva que afectó a una parte de la franja costera hoy emergida que alcanzó hasta los 10 km. al N de Almería (DILLON, H. ROBB, G. GREENE y J. C. LUCENA, 1979). Tales procesos son indicativos de una reactivación tectónica que parece coincidir con el cambio de una fase distensiva a otra de compresión (BOUSQUET y PHILIP et al., 1976).

La litología del conjunto pliocuaternario considerado de facies marinas es la de margas grisáceas que hacia los niveles altos pasan a sedimentos predominantemente detríticos, observándose una gradual disminución de la microfauna.

En el Mapa Geológico se han cartografiado las formaciones consideradas igualmente pliocuaternarias, que a continuación se describen:

PQ_m — *Pliocuaturnario marino*

En la cuenca de Almería-Níjar existe una formación de conglomerados

endurecidos con elementos redondeados de cuarzo y arenas o areniscas, atribuida de manera indiferenciada al Pliocuatrnario por la imposibilidad de una más exacta datación. Sólo aparece la *Ostrea edulis* LINNE, que no es determinativa.

Desde el punto de vista litológico su semejanza con los conglomerados del Plioceno regresivo es muy grande, e igual ocurre con los conglomerados y arenas de los episodios marinos pleistocenos.

El Plioceno es difícil de asignar, porque entre esta formación y las margas del Plioceno existe una brusca ruptura sedimentaria al apoyarse indistintamente sobre «margas con lepra» o sobre conglomerados regresivos. Cuando lo hace sobre estos últimos, entre ambos se depositaron margas y calizas de «lagoon» en episodios muy localizados y restringidos.

Menos aceptable resulta su atribución al Cuaternario cuando llegan a alcanzar cotas iguales o superiores a los 250 metros.

Estos conglomerados en la zona de Rambla Morales pueden alcanzar bastante potencia.

En los estudios de la plataforma, y en los perfiles sísmicos, aparece conjuntamente con las facies detríticas regresivas del Plioceno dentro de la secuencia bien estratificada considerada como pliocuatrnaria.

PQ_c — *Pliocuatrnario continental*

Se trata de una formación subhorizontal constituida por una potente sucesión de lentejones y estratos de conglomerados, arenas y arcillas más o menos arenosas. La estructura sedimentaria parece atribuible a un ambiente de deposición continental. Los elementos del conglomerado son subangulares y muestran haber experimentado un transporte reducido. La composición con elementos calizos y silicatados es notablemente diferente de la que predomina en los conglomerados marinos pliocenos, de naturaleza cuarzosa. En conjunto esta serie (Formación Rambla de Los Santos, IACCARINO y otros, 1975) muestra un grado de madurez notablemente inferior al de las formaciones infrayacentes.

Aunque no existen elementos para una atribución cronológica, podría en parte ser pliocena y en parte cuaternaria.

En la cuenca de Sorbas, parte del M. Zorreras (RUEGG, 1964) puede considerarse semejante. El Miembro Zorreras consiste en una sección de 55 m. o más de arcillas rojas y areniscas con escasas intercalaciones conglomeráticas. Grietas de desecación y suelos con concreciones calcáreas apuntan a condiciones continentales, quizá en el Plioceno. Hacia el final, estos depósitos son claramente fluviales (G. Gochar, ROEP y BEETS, 1977), de tipo rambla, comparable a las recientes corrientes en clima semi-árido.

En la cuenca de Guadix, aislada en esta época del resto de la región,

se presentan facies detríticas en las cercanías de Sierra Nevada y Sierra Filabres procedentes de abanicos fluviales. Ya fuera de este grupo de Hojas pasan dichas facies a evaporitas o calizas depositadas en ambientes lacustres.

5.3.4 CUATERNARIO

5.3.4.1 QP — Pleistoceno

QP_m — *Pleistoceno marino*

La noción de «piso» en el Cuaternario mediterráneo está estrechamente ligada a la del ciclo climático-sedimentario, siendo este último función de las variaciones del nivel del mar debidos al glacio-eustatismo. El «piso» en el Cuaternario antiguo será, pues, como para las épocas anteriores, la Unidad de tiempo relativo correspondiente a un ciclo sedimentario. Este sistema tiene el inconveniente, para el Cuaternario, de situar los límites del piso entre las glaciaciones, pues las máximas de glaciación corresponden a las máximas de regresión en medio marino, pero tiene la ventaja de conservar una cierta cohesión con la cronología geológica de otros períodos al seguir utilizando los mismos criterios.

El hecho de que para el Cuaternario resulte obligado tomar como tipo los depósitos correspondientes a los testigos de los niveles más altos del mar (los niveles regresivos generalmente se encuentran sumergidos) lleva a considerar el número de pisos igual al de glaciaciones e interglaciaciones. A tal efecto BONIFAY (1969) considera como piso, en sentido estricto, las cuatro unidades clásicas, admitiendo las siguientes equivalencias entre las unidades stratigráficas mediterráneas y las glaciaciones alpinas.

<i>Pisos Mediterráneos</i>	<i>Glaciaciones Alpinas</i>
Versiliense	Würm
Tirreniense	Riss
Siciliense	Mindel
Calabriense	Günz

Cada glaciación, a su vez, ha estado constituida por varios períodos glaciares (dando etapas de crecida glacial) y de períodos de clima más templado (provocando paradas en las crecidas o incluso su retirada). Las variaciones glacioeustáticas correspondientes presentan oscilaciones más o menos numerosas dentro de un mismo ciclo. Ello induce a considerar cada piso

dividido en otros secundarios o subpisos, llegándose así a distinguir tres partes en cada uno: inferior, media y superior, correspondientes, respectivamente, a la fase transgresiva, a la fase máxima de la transgresión y a la contemporánea a la regresión consecuente.

La datación de estos episodios marinos resulta difícil por la escasez de fósiles característicos (si se exceptúa el *Strombus bubonius* para el Neotirreniense). Su correlación basándose en la igualdad de cota del escarpe y de altura de sus depósitos es también difícil por haber tenido lugar una neotectónica coincidente y a veces posterior a tales depósitos que ha hundido unas zonas respecto a otras. Ello ha determinado que incluso algunos de estos episodios se encuentren hoy bajo el nivel del mar.

En las costas consideradas en este grupo de hojas los episodios marinos son correlacionables, de más antiguos (y más altos) a más modernos a las siguientes etapas:

SICILIENSE	Siciliense I
	Siciliense II
TIRRENIENSE	Tirreniense I o Paleotirreniense
	Tirreniense II o Eutirreniense
	Tirreniense III o Neotirreniense


Litológicamente todos los episodios presentan gran semejanza entre sí, e incluso con el Pliocuatnario marino, y obedecen a un ciclo de transgresión-regresión muy rápido. Se apoyan sobre distintos materiales (e incluso unos sobre otros debido a la neotectónica), y aunque en muchos casos están erosionados total o parcialmente, allí donde se muestra el episodio completo, está formado, por lo general, en orden cronológico de sedimentación, como sigue:

- Un conglomerado marino de cantos rodados y bolas de cuarzo con un cemento endurecido, con potencia variable, generalmente de 50-60 centímetros.
- Una serie arenosa, a veces con cemento carbonatado, de 1,20-1,50 de potencia.
- Otro conglomerado, similar al primero, cuya potencia no suele sobrepasar el metro.

Las características litológicas de los sedimentos varían según el medio en que se sitúan (deltaico, barras, etc.). A estas formaciones suelen cubrir depósitos continentales, correspondientes a la fase regresiva y costas calcáreas.

En el litoral de Almería, los trabajos de OVEJERO (1969) y OVEJERO y ZAZO (1971) señalan la presencia de varios niveles marinos escalonados, perfectamente visibles en el Campo de Dalías y citan por primera vez la presencia de *S. bubonius* en determinados lugares.

DISTRIBUCION DE LOS NIVELES CON STROMBUS EN EL LITORAL DE ALMERIA

- LEYENDA**
- * STROMBUS BUBONIUS
 -  DUNAS OOLITICAS
 - 4m. LIMITE MAXIMO TRANSGRESIVO
 - (1m) ALTURA DEL FRENTE DE TERRAZA
 - MAS DE UN NIVEL CON s. b.
 - (80.000) EDAD ABSOLUTA POR Th/U ó Pa/U

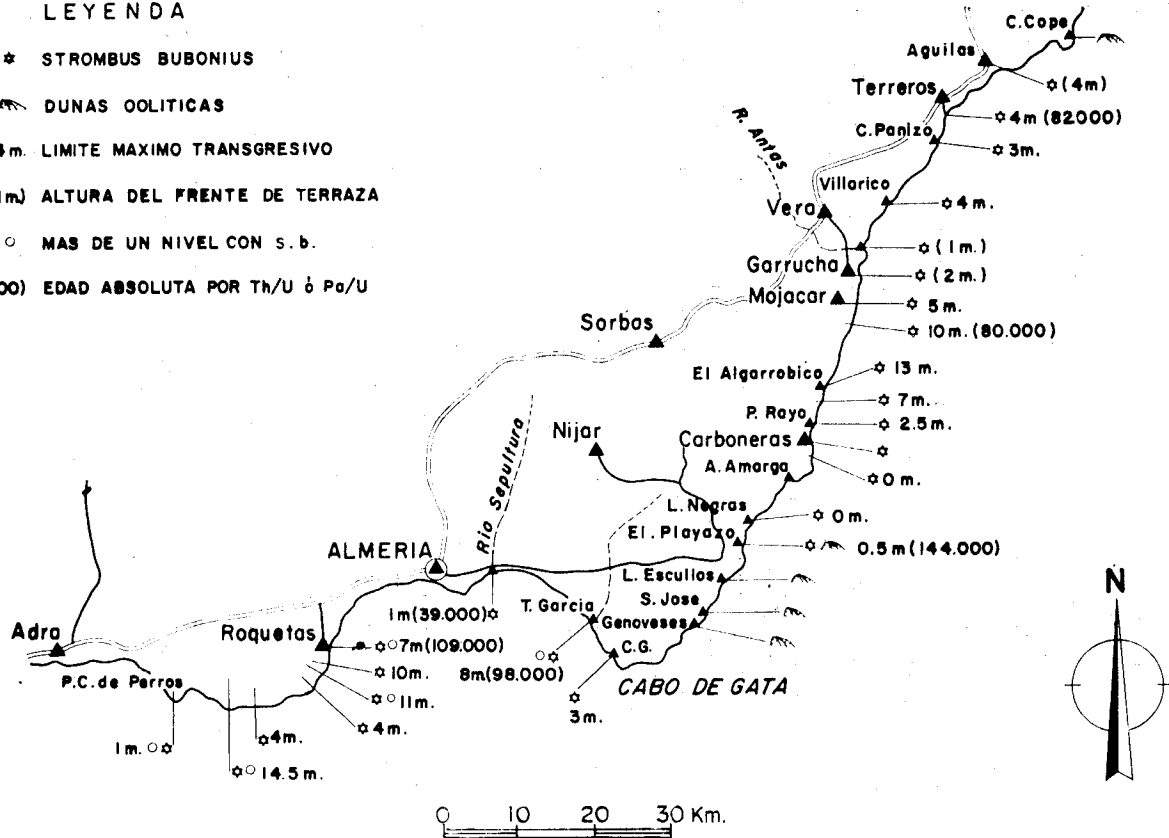


Figura 4

En 1975 FOURNIQUET realizó su Tesis en el Campo de Dalías, entre el Ejido y Adra, y señala los mismos niveles. Aporta algunos datos valiosos sobre la Neotectónica de este sector.

Posteriormente, durante la realización del MAGNA, BAENA completa la correlación de estos niveles a todo el Campo de Dalías, y resalta el verdadero alcance de la Neotectónica y sus efectos sobre los episodios más recientes (Tirreniense III).

Ultimamente, durante la excursión sobre el Tirreniense del Mediterráneo español, BAENA, GOY y ZAZO (1981) han podido demostrar no sólo la existencia de estos episodios, y la actividad de las fallas de dirección N-60° O durante la deposición en los mismos, sino el desdoblamiento del episodio con *Strombus* en dos niveles superpuestos en el labio hundido de la falla, escalonados en la parte elevada de la misma. La datación absoluta de uno de estos niveles arroja una edad de 98.000 años.

Al Este de Almería los niveles son menos claros, y se localizan en una franja fuertemente tectonizada, siendo a veces prácticamente imposible la distribución de niveles, a excepción del Tirreniense con *Strombus*.

En ninguno de los afloramientos entre Adra y Cabo de Gata se han localizado dunas oolíticas que tan frecuentes son en las costas del Levante español. A partir de Cabo de Gata y hacia Carboneras, estas dunas están presentes, tanto en la Bahía de Los Genoveses, como en S. José, Escullos, y sobre todo en el Playazo de Rodalquilar, donde se superponen a un nivel marino con *Strombus bubonius* y *Glycymeris glycymeris*. La datación absoluta de esta playa arroja la cifra de 144.000 años.

Cerca de La Garrucha el Tirreniense antiguo se encuentra afectado por una falla de dirección N-10° E, con un salto de 5 m., en relación con el accidente de Palomares. El Tirreniense reciente, que en la zona de Mojácar se mantiene a una cota de + 5 m., se eleva hasta + 15 m. en las proximidades del accidente de Carboneras (fallas de dirección N-40°-50° E) para descender hasta el nivel del mar en Carboneras.

Estos episodios cuaternarios no aparecen tan completos en el litoral de Levante. En el gráfico adjunto se da la distribución de los niveles con *Strombus bubonius*, su límite máximo transgresivo y las dataciones absolutas realizadas.

Por último, debe indicarse que existen pruebas indudables de que los niveles con *Strombus* se encuentran afectados por los sistemas de fallas más importantes del litoral almeriense: N-45° E, N-120° E, N-20° E y N-140° E.

QP_c — Pleistoceno continental

Se han distinguido aquí los glaciares y conos de deyección originados en relación con los episodios marinos ya descritos, y que presentan un entorramiento más o menos desarrollado.

Se distinguen varios glacis, situados a distinta altura y que presentan diferente madurez de compactación. En general se trata de abanicos aluviales o conos de deyección que pasan a glacis. Su potencia es variable y suelen estar constituidos en las partes proximales por bloques de dolomías, filitas, cuarcitas, etc., con cemento arcilloso-arenoso más o menos calcáreo. Su parte superior está más o menos cementada por una costra calcárea.

En algunas zonas se encuentra una acumulación de limos, en parte eólicos, pero fundamentalmente correspondientes a la zona distal de los abanicos aluviales, que a veces presenta más de 15 m. de potencia, posiblemente relacionada con el hecho de instalarse en depresiones tectónicas. Dichos limos se presentan carbonatados y contienen gasterópodos continentales, observándose pequeños canales, muy planos y discontinuos con cantos angulosos de costra, cuarzo, etc.

En relación con la regresión y el período fluvial que siguió al episodio marino más antiguo ya descritos, se originó un manto detrítico aluvial. Estos depósitos recubrieron los glacis erosivos de pie de monte y en parte los depósitos marinos de la etapa anterior inter-fluvial. Aparecen constituidos por conglomerados poco cementados, arenas y arcillas con estratificación regular. Los elementos del conglomerado son angulosos y heterométricos, siendo en su mayor parte de rocas cristalinas. Se diferencian claramente de los episodios marinos (subyacentes a veces) por el índice de redondeamiento de los cantos, que es mucho mayor en las terrazas marinas.

5.3.4.2 Holoceno

5.3.4.2.1 *Holoceno Marino*

Las formaciones acústicas más someras de la plataforma continental de la provincia de Almería —atribuibles en gran parte al Cuaternario— han sido individualizadas mediante registros sísmicos de reflexión continua en su modalidad de gran resolución («Uniboom» E. G. & G.).

La unión imaginaria de los cabos de Gata (España) y Fegalo (Argelia), límite convencional entre los mares Balear y de Alborán, permite distinguir en Almería una costa oriental o balear y otra meridional o alboranesa, situadas respectivamente a Levante y Poniente del Cabo de Gata.

La costa alboranesa, de amplio trazado sinusoidal, es por lo general poco accidentada y favorable al desarrollo de grandes playas, salvo allí donde las sierras de Gádor y Gata alcanzan el mar. El sector de costa balear investigado coincide largamente con las vulcanitas del Cabo de Gata, que condicionan una costa brava, de recorrido irregular, cuyas indentaciones de detalle suelen coincidir con playas interiores en pequeñas calas dispersas.

No disponiendo de otros datos, el criterio básico a la hora de establecer una cronología relativa entre las formaciones acústicas registradas en la pla-

taforma continental de Almería será geofísico: los fenómenos de erosión y sedimentación asociados en los registros con el actual punto de inflexión-plataforma externa-talud interno corresponderían al máximo descenso eustático del nivel del mar durante el último pleniglacial (Würm III: 20.000 a 18.000 años B. P.), i.e. Pleistoceno terminal, mientras que los depósitos y superficies erosivas que se van sucediendo hasta que el nivel del mar alcanza su presente cota formarían parte de un único ciclo sedimentario caracterizado por el progresivo calentamiento y fusión de las masas de hielo («Transgresión holocena» y «Holoceno s.a.»).

El substrato de la plataforma continental de Almería —contemplada bajo una óptica sísmica de gran resolución— es de interpretación directa. A partir de una serie de basamentos acústicos costeros —correlacionables con afloramientos subaéreos de los Complejos béticos, vulcanitas miocenas, y/o sedimentos neógenos— tuvo lugar una extensa regresión deposicional, cuya progradación mar afuera desarrollará los límites externos de la plataforma continental cuaternaria. La existencia de progradaciones en el Plioceno marino de tierra, así como la terraza pleniglacial implantada sobre el frente de la progradación, permiten asignar a ésta una posible edad pliocuaternaria.

Por su parte, el máximo regresivo atribuible al Würm III parece haber coincidido con un nivel marino de cierta persistencia, como sugiere la presencia de una terraza deposicional profunda, que situada en el actual límite plataforma-talud nos indica su emersión, prácticamente total, durante dicho episodio.

Escalonándose sobre el techo del substrato progradado se encuentran varios niveles de rasa que afloran como lecho marino, o están recubiertos por formaciones sedimentarias. Ni todos los escalones están igualmente bien entallados, ni la relación con los sedimentos suprayacentes es siempre clara. En estas circunstancias no es oportuno concluir cronologías más allá del hecho de que mientras más antigua sea una superficie erosional, mayores posibilidades ha tenido de ser obliterada por fases más recientes.

El lecho marino actual presenta asimismo una serie de escalones, que en principio indicarían líneas de costa sucesivas con alguna persistencia durante la transgresión holocena. En la costa alboranesa de Almería parecen apreciarse niveles no siempre indiscutibles, a profundidades de 25, 45, 60, 70 y 80 m., mientras que en la balear podrían generalizarse otros niveles aproximadamente a 20, 30, 40, 50, 60 y 70 m. Sin embargo, la existencia de una tectónica regional persistente —véase la variabilidad batimétrica de la línea de inflexión plataforma-talud en la zona— y las ambigüedades inherentes a la correlación lateral entre perfiles sísmicos, impiden definir inequívocamente los «saltos» de la transgresión holocena.

Además de las terrazas —erosionales y deposicionales—, la utilización de criterios mixtos morfológico-acústicos permite individualizar en los sedimentos de la plataforma continental almeriense: deltas actuales, deltas relic-

tos, prismas litorales, coberteras fangosas, barras o dunas submarinas, sedimentos del talud interno, relleno de cañones y fenómenos de «slumping».

En la zona estudiada, los deltas más obvios se encuentran frente a la desembocadura de los dos cauces principales del drenaje subárido local: los ríos de Andarax y Adra. Se trata esencialmente de deltas actuales en forma de abanico simétrico, con una zona frontal de su abanico recorrida por ondulaciones asimétricas que sugieren flujos gravitatorios.

A distancias de 5 a 7 km. frente a la costa del Campo de Dalías (entre Culo de Perros y Alemanes) se ha registrado un vasto prisma sedimentario cuya representación cartográfica parece tener forma arqueada. Confinado en el intervalo batimétrico de 40-110 m., su amplia convexidad frontal, se orienta hacia altamar unos 160°. Dadas las inconsistencias que según los distintos autores conlleva la interpretación «delta» en sismica de reflexión, se ha considerado este prisma como «forma deltaica» —CURRAY & MOORE, 1964— cuyas reflexiones internas evidencian estratificaciones cruzadas, estructuras de capas «bottomset», «topset» y «foreset», así como una actividad deposicional que va cubriendo las antiguas zonas de plataforma externa y talud interno mediante recrecimientos simultáneos frontales y en altura. La fuente de aportes más probable para desarrollar esta «forma deltaica» habría de situarse en el Campo de Dalías, posiblemente a través de un sistema de drenaje inexistente en la actualidad.

En la costa balear, por su parte, podría encontrarse otra posible zona de «formas deltaicas», aproximadamente al SE de la Punta de Loma Pelada, sobre el límite plataforma-talud.

Los prismas litorales son muy patentes en la costa balear de Almería, ocupando ampliamente la plataforma continental interna —sólo ocasionalmente rebasan la isobata de 60 m.—. Por lo general, a medida que se remonta dicha costa alejándose del Cabo de Gata, el volumen de sedimentos es menor, tendiendo a presentarse dos o más escarpes deposicionales, y un largo acúmulo frontal. Aunque su correlación lateral no sea obvia, parece probable una dirección de transporte NE, que coincidiría con los factores climatológicos de la zona cuyos vientos tienen una resultante neta del SO.

En cuanto a las coberteras fangosas, uno de los fenómenos que influye sobre ellas consiste en la implantación del clima mediterráneo en Almería. LECLAIRE (1972) atribuye el rápido recubrimiento del Golfo de Orán por una «vasiere», a la aparición del clima mediterráneo subárido hace 6.000-8.000 años, unida a la llegada del mar a su presente cota. En los registros sísmicos estos materiales aparecen fundamentalmente situados al abrigo del Golfo de Almería en la costa alboranesa, y en posición de plataforma externa entre las puntas de la Polacra y de la Media Naranja en la balear. En su registro típico, las coberteras fangosas aparecen como extensos recubrimientos alóctonos y semitransparentes —lo que se explicaría por no tratarse siempre de fangos «puros»: LECLAIRE encuentra 1 por 100 de arenitas en la «vasiere»

del Golfo de Bona—, con espesores medios de 2 a 6 m., siendo su relación con el drenaje actual determinable. Los perfiles de la margen occidental del Golfo de Almería indican la existencia de un «perfil de equilibrio sedimentario». (MOORE & CURRAY, 1964; CURRAY, 1969; SWIFT, 1970) en las coberteras fangosas entre el litoral y la ruptura de pendiente de la plataforma.

La proolngación meridional sumergida de las vulcanitas del Cabo de Gata aparece ocupada por un extenso sistema de barras que compone una superposición de crestas de arena, asimétricas y muy irregulares. Las ondas arenosas presentan longitudes de onda que llegan a los 2.000 m., y amplitudes máximas de 30 m. (medias en la plataforma de Almería: 600 m. y 5 m., respectivamente). El carácter relicto o activo del sistema, y su misma génesis, han sido muy discutidos (GARCIA-RODRIGUEZ y ALVAREZ, 1977).

Aunque por el momento sea necesario disponer de más datos, la hipótesis primitiva que contempla el sistema del Cabo de Gata como el resultado de la confluencia de dos corrientes procedentes del Mar de Alborán y del Mar Balear ha dejado de ser la única. Otra hipótesis —todavía por confirmar— consideraría la costa alboranesa de Almería como el principal suministro de arenas, desplazadas por la corriente litoral de dirección E activa desde Málaga (CANO, 1968) y recogidas por las corrientes de componente NE que operan sobre la costa balear de Almería. La corriente litoral alboranesa O-E, pudo además haberse intensificado durante el período de emergencia pleniglacial del Banco del Chella. Los efectos del transporte de arenas por una posible corriente de dirección SO, registrada frente a la costa NE de Almería (OSTERICHER et al., 1966) con velocidades medias de 13 cm/sg. y valores máximos observados de 26 cm/sg. para el intervalo batimétrico de 15-115 m. serían en cualquier caso drásticamente reducidos por los cañones existentes en la zona.

Otros sistemas de barras o dunas submarinas, asociadas horizontalmente en conjuntos de «megaripples», por lo general simétricos y regulares —a diferencia del sistema vertical del Cabo de Gata— pueden observarse en la zona. Tal es el caso del campo de dunas situado en posición de plataforma externa al SE de la Punta de la Polacra. Cuando las concavidades de estas dunas son colmatadas por terrígenos, el sistema dejaría de ser activo.

En la plataforma alboranesa de Almería aparecen barras asimétricas e individuales, fosilizadas por depósitos poco potentes de fangos —margen occidental del Golfo de Almería—, que podrían haber sido inmovilizadas por un rápido recubrimiento terrígeno tras la implantación del clima actual. A este respecto son importantes las observaciones de SCHWARTZ (1966) y SWIFT (1974). El primer autor indica que mientras bajo idénticos procesos pueden obtenerse indistintamente barras individuales o conjuntos del tipo megaripple, es la disponibilidad de arena el factor decisivo en la morfología dominante. El segundo autor, por su parte, nos indica que uno de los efectos

principales de una transgresión rápida es la retención de sedimentos en las zonas litorales, con lo que se produce un déficit de aportes al resto de la plataforma.

La consecuencia más importante de la estabilización del mar en su presente nivel es que la superficie anegada durante el ciclo transgresivo holoceno ofrece una amplia zona para la acumulación de sedimentos. Es así como la plataforma continental actúa como «trampa sedimentaria», restringiendo el volumen de aportes al talud, y favoreciendo una distribución granulométrica «normal» —grano más fino mar afuera— que sólo alterarían condiciones oceanográficas locales y la presencia de relictos.

Aunque el talud continental se halla en su gran mayoría fuera del alcance del equipo «Uniboom», se ha podido observar parcialmente el talud interno de Almería. La influencia de la sedimentación reciente es sobre todo visible en la parte central del Golfo de Almería, donde el flujo de los sedimentos del Andarax, favorecido por la pendiente de la plataforma, y los finos que rebasan la plataforma en suspensión, han dado lugar a pendientes «suavizadas» entre el punto de inflexión plataforma-talud y la isobata de 300 m., con valores de 1,5 por 100. En cambio, ambos márgenes del Golfo de Almería, presentan pendientes del 9 por 100 en el talud interno, que pasan al 12 por 100 frente a la línea de costa Adra-Alemanes, y en la costa balear de Almería.

En general, las variaciones que presenta el talud interno de Almería —en la medida en que éste es observable con sismica de gran resolución— parecerían deberse a: *a)* Subsistencia local de los substratos o movimientos de reajuste vertical. *b)* Aportes sedimentarios que escapan de la plataforma, tales como: slumps, flujos gravitatorios, transporte por corrientes, floculación de suspensiones, etc.

5.3.4.2.2 *Holoceno continental*

Q — Cuaternarios indiferenciados

Se trata de los aluviones de los ríos, o ramblas que ocupan amplios lechos, llegando a tener más de 60 m. de potencia. Están formados por arenas y gravas en matriz arenosa, casi sin intercalaciones arcillosas. En la parte superior pueden estar cubiertos por unos 5 m. de arcillas y limos de llanuras de inundación.

En otros muchos casos son coluviones o derrubios de ladera.

Qd — Deltas recientes

Se localizan en las desembocaduras de los grandes ríos (Adra, Andarax, etcétera). Algunos datos de prospección geofísica indican un hundimiento progresivo en el delta del río Andarax de las margas pliocenas, y un aumento correlativo del espesor del aluvión.

Así, a 1 km. al SE del puente de la carretera de Níjar, las margas pliocenas se encuentran ya a 120-160 m. de profundidad. El aumento en espesor del aluvión en dirección al mar, coincide, en líneas generales, con una disminución del tamaño de grano en los componentes, y a una mayor frecuencia de las intercalaciones arcillosas.

Q_{dn} — Dunas y arenas de playa

Además de flechas litorales, en las zonas costeras, tanto en el Campo de Dalías como entre Cabo de Gata y el Alquíán, y en una anchura máxima de 3 km., aparecen dunas de escaso espesor, que avanzan a favor del viento de poniente, produciendo en su avance estrías en las calcarenitas de su base. Estas arenas de las dunas pueden proceder de playas actuales, o de depósitos marinos cuaternarios más antiguos, hoy enterrados debajo de ellos.

En las zonas de Campo de Dalías las dunas llegan a vencer escarpes de más de 3 m. En el Alquíán, entre la playa actual y estas dunas suele existir un escarpe de unos 2 m., donde afloran los episodios marinos tirrenienses. Existe la posibilidad de que este escarpe represente el borde de la transgresión flandriense.

Q_{fc} — Flechas litorales

Se localizan en el litoral del Campo de Dalías, sobre episodios marinos del Tirreniense. Se trata de depósitos de arenas y cantos que presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo. En ellos son frecuentes los niveles con materia orgánica y acumulaciones de conchas, entre las que son frecuentes: *Cymation dolariuns*, *Murex trunculus*, *Thais haemastoma*, *Cancellaria cancellata*, *Arca sp.*, *Glycymeris glycymeris*, *Loripes lacteus*, *Acanthocardia tuberculata*, *Venus verrucosa*, *Chamelea gallinae*, etc.

Q_m — Marismas

En todo el litoral desde Adra hasta Cabo de Gata, son frecuentes las marismas, albuferas, charcas, etc., explotadas muchas de ellas como salinas. En general, responde a zonas deprimidas, o subsidentes en función de la neotectónica, o zonas aisladas por alguna flecha litoral.

En algunas de ellas (Roquetas) aparecen turberas, y su origen hay que buscarlo en la actividad de las fallas N-120° E que afectan a todo el Campo de Dalías.

Q_{tr} — Travertinos

Se ha distinguido la potente formación de calizas travertínicas de Alhama de Almería. Estas calizas se han originado a favor de los manantiales y sur-

gencias relacionadas con los acuíferos de la Sierra de Gádor, muy cargados de carbonatos.

5.4 SEDIMENTOLOGIA

5.4.1 CARACTERIZACION DE SEDIMENTOS Y FACIES

Los diversos análisis sedimentológicos realizados en los depósitos de la plataforma continental de Almería están orientados por una parte a la clasificación petrológica de los sedimentos y por otra a la identificación y definición de facies desde el punto de vista paleoambiental. El primer aspecto de clasificación presenta su mayor importancia para la descripción objetiva de los tipos de depósitos de los que se han tomado muestras, mientras que la identificación de facies adquiere su máxima expresión a la hora de interpretar los tipos de procesos geológicos que han dado lugar al depósito y de los factores que influyen en su evolución.

5.4.1.1 Definición de conceptos y establecimiento de criterios

Clasificación de los sedimentos

Los criterios seguidos para la clasificación de los sedimentos en este estudio se han basado en los contenidos o porcentajes de los siguientes parámetros: contenido total en carbonatos, porcentajes de las principales fracciones granulométricas y porcentajes de los componentes principales en la fracción arena.

A) *Contenido total en carbonatos*

El contenido total en carbonatos de los sedimentos, determinado por calcimetría, define los tres tipos principales de sedimentos: *a)* sedimentos carbonatados, con más del 60 por 100 de carbonatos; *b)* sedimentos calcáreos mixtos, con contenido de carbonato entre el 60 y 30 por 100 (se utiliza el cualificador de calcáreo); *c)* sedimentos terrígenos, con menos del 30 por 100 de carbonato.

B) *Composición granulométrica*

Los sedimentos se clasifican desde el punto de vista textural en base a su posición en los diagramas triangulares de tamaño de grano anteriormente descritos. Se emplean el diagrama triangular simétrico de SHEPARD (1954) para sedimentos sin fracción de gravas importante y el diagrama

triangular asimétrico de FOLK (1965) para sedimentos con una fracción importante de gravas.

C) Componentes principales de la fracción arena-grava

Estos componentes ayudan a clasificar petrológicamente los sedimentos. Principalmente se trata de caracterizar la relación biógeno/detrítico y la naturaleza de los componentes biógenos. Para la plataforma continental de Almería los componentes biógenos más importantes están representados por moluscos, equinodermos, foraminíferos bentónicos y planctónicos, algas calcáreas, equinodermos, briozoos y restos de plantas. Otros componentes significativos son glauconita, piritita y mica, además de los diferentes terrígenos que son de una gran variedad.

Identificación de facies sedimentológicas y definición de ambientes

La identificación de facies sedimentológicas está basada sobre la clasificación de sedimentos descrita, que se complementa con otros criterios de significado paleoambiental. Es muy importante distinguir en los componentes las diversas asociaciones de biógenos al objeto de caracterizar la thanatocenosis representada. Es así significativo diferenciar si existe más de una asociación paleoecológica en la muestra y los diversos ciclos sedimentarios a los que han podido ser sometidas estas asociaciones.

La clasificación de facies se orienta a definir dos aspectos básicos: A) Ambientes deposicionales de los sedimentos en la plataforma continental; y B) Ciclos y estadio de equilibrio del depósito en relación al medio deposicional en que se encuentra actualmente.

A) Ambientes deposicionales de la plataforma continental

Al objeto de la identificación de facies se han definido los siguientes ambientes deposicionales:

1. *Litoral*. Incluye la zona amplia de transición entre el continente y el medio marino. Se considera como litoral desde la zona terrestre más interna, donde ejercen alguna acción los temporales importantes, hasta la zona inferior donde influye la acción del oleaje y temporales. Se distinguen los siguientes medios: a) *Supralitoral*. Situada desde la línea superior de oleaje y mareas hasta la parte terrestre que afectan los temporales más importantes; b) *Interlitoral*. Zona comprendida entre el límite superior e inferior del oleaje y mareas, zona que puede estar caracterizada por la existencia de varias bermas sedimentarias y por concentraciones de minerales o bioclastos; c) *In-*

CLASIFICACION DE AMBIENTES

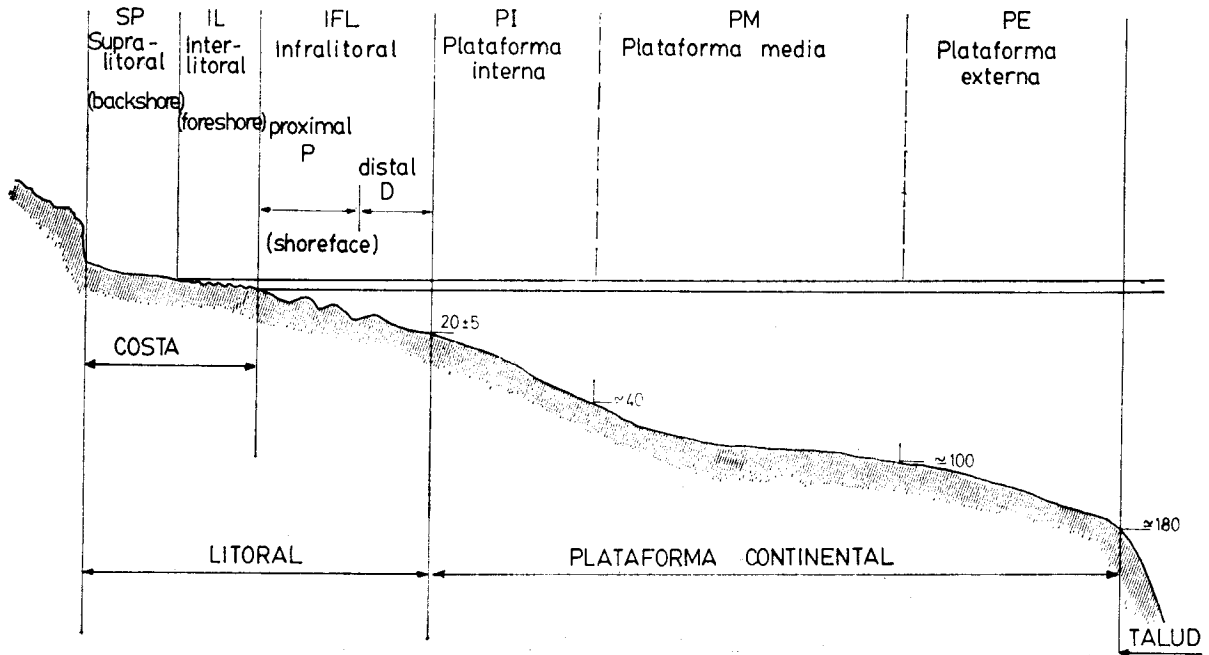


Figura 5

fralitoral. Continuación mar adentro a partir del interlitoral hasta el límite más inferior de acción del oleaje, situado en las costas mediterráneas a unos 20-25 metros. El infralitoral incluye una zona proximal, caracterizada por la existencia de barras sumergidas, siendo la zona de transporte de sedimentos más activa, y una zona distal con menor acción dinámica.

2. *Plataforma continental*. Se considera plataforma continental todo el dominio que se extiende entre el litoral y el borde de plataforma, caracterizado por la inflexión de pendiente que da paso al talud continental. Se distinguen tres ambientes principales: a) *Plataforma interna*, localizada a continuación de la zona infralitoral distal y se extiende hasta la batimetría de 30-40 metros; es una zona de una gran variedad morfológica y sedimentológica donde la influencia continental y la fuerte dinámica litoral disminuyen rápidamente; b) *Plataforma media*, que es la zona subhorizontal de la plataforma continental con pendiente más suave. La morfología de detalle, sin embargo puede ser bastante complicada y estar caracterizada por la presencia de terrazas, dunas y montículos de arena; en esta zona aparecen una gran cantidad de características heredadas de condiciones dinámicas diferentes de las actuales; c) *Plataforma externa*, que forma la parte más externa de la plataforma continental; suele estar caracterizada desde el punto de vista sedimentológico por una cobertera sedimentaria de lodos que hacen uniforme en gran medida el relieve; pueden, no obstante, aparecer ondulaciones superficiales, reflejo de morfologías fosilizadas o de fenómenos de deslizamientos gravitatorios que afectan a la parte superior del talud continental.

B) *Clasificación del depósito respecto al medio*

Los sedimentos de la plataforma continental pueden tener tres estadios diferentes respecto al medio deposicional sobre el que se encuentran en un momento determinado:

1. *Sedimentos modernos*. Se encuentran en equilibrio dinámico con el medio deposicional y se están desarrollando en este momento en función de los diversos factores ambientales.
2. *Sedimentos relictos*. Son depósitos formados bajo condiciones ambientales diferentes a las que están representadas en el ambiente actual de los que se han tomado muestras y que en gran parte conservan sus características deposicionales primitivas (EMERY, 1968).
3. *Sedimentos palimpsest*. Se trata de depósitos relictos parcialmente modificados bajo las nuevas condiciones ambientales que sucesivamente han ocupado el lugar deposicional (SWIFT et al., 1971).

5.4.1.2 Características texturales y de composición de los sedimentos superficiales

Estas características han podido ser establecidas a partir de los mapas de distribución de los sedimentos.

Mapas texturales de los sedimentos

El mapa de distribución textural pone de manifiesto que en la plataforma continental estudiada, existe a grandes rasgos un predominio de sedimentos groseros, arenas y gravas, que disminuyen de tamaño de grano hacia el borde del talud, donde predominan los limos y arcillas. Sin embargo, desde el punto de vista del predominio de las diferentes clases de tamaños, se pueden definir las siguientes áreas: *a)* tres áreas de gravas-arenas bordeadas por arenas limosas; *b)* un área de sedimentos de grano medio y fino, y *c)* un área constituida por una distribución en mosaico.

Las tres áreas de gravas-arenas se localizan en los siguientes sectores:

- a)* Frente a los Llanos de Almería, desde Adra hasta la Punta del Sabinal.
- b)* Frente al Cabo de Gata.
- c)* En el sector Rodalquilar-Carboneras, desde Punta de la Isleta hasta Punta de los Muertos, que además presenta en su porción central (entre el Islote de San Pedro y Punta de la Media Naranja), una zona de arenas limosas y limos arenosos.

El Golfo de Almería constituye un área donde dominan las arenas y sedimentos de grano fino. A grandes rasgos se distribuyen, desde la costa hacia el borde del talud, en tres grandes bandas más o menos irregulares y paralelas constituidas por un predominio de arenas limosas, limos arenosos y limos arcillosos respectivamente, a excepción de dos zonas recubiertas de limos, y otra al este de la desembocadura del río Andarax, con gravas.

Finalmente, la plataforma al norte de Carboneras está cubierta por sedimentos que presentan una compleja distribución textural, a modo de un mosaico de gravas, arenas, arenas limosas, limos arenosos, limos arcillosos y limos. Una distribución similar se presenta en el sector de la plataforma situado al oeste de Adra.

Distribución del porcentaje de carbonatos y relación textura-carbonatos

El contenido en carbonatos de los sedimentos en la plataforma continental es especialmente abundante en algunos sectores debido al predominio de los constituyentes biógenos (algas calcáreas, moluscos, briozoos,

equinodermos, foraminíferos y ostrácodos) que dan lugar a importantes acumulaciones de sedimentos calcáreos biogénicos.

El mapa de distribución de porcentajes de carbonatos pone de manifiesto que los sedimentos con porcentajes superiores al 60 por 100 se localizan en cuatro áreas principales. Estas áreas también se individualizan en el mapa de relación textura-carbonatos.

Existe una estrecha correlación entre la distribución de los sedimentos calcáreos biogénicos y la textura. En las áreas con predominio de gravas y arenas groseras (frente a los Llanos de Almería, Cabo de Gata y entre Rodalquilar y Carboneras) los constituyentes biógenos dominantes son algas calcáreas coralinas, moluscos y briozoos. Las algas coralinas se presentan tanto en forma de nódulos algales (rodolitos o pralinas de los autores franceses) como de fragmentos ramificados, siendo estas últimas morfologías las que más abundan en las fracciones arenosas (maerl). Las gravas y arenas de maerl predominan en la plataforma frente al Cabo de Gata y entre Rodalquilar y Carboneras. Estos depósitos son muy similares a los de otras áreas del Mediterráneo, las cuales también se caracterizan por una escasez de sedimentos terrígenos (JACQUOTTE-HIPPEAU, 1962; CAULET, 1972; LECLAIRE, 1972; MILLIAM et al., 1972; BLANC, 1972; BUROLLET et al., 1979).

En los sedimentos arenosos de grano medio suelen dominar los moluscos, briozoos y equinodermos y en menor proporción se presentan también algas calcáreas coralinas y foraminíferos bentónicos. Estas arenas bioclásticas predominan en el sector frente a los Llanos de Almería y en la zona de Garrucha Norte. También se presentan, aunque en menor proporción, frente al Cabo de Gata y entre Rodalquilar y Carboneras.

Las áreas calcáreas de grano fino están constituidas por foraminíferos, ostrácodos, moluscos y en menor proporción por fragmentos de equinodermos.

Distribución de los minerales arcillosos

La fracción arcilla está formada por una mezcla de varios minerales arcillosos: illita, caolinita, vermiculita, clorita, sepiolita, montmorillonita y los interestratificados montmorillonita-vermiculita, sepiolita-montmorillonita, illita-montmorillonita e illita-vermiculita. La caolinita y la illita son los más abundantes, por lo que únicamente se ha elaborado el mapa de distribución de porcentajes para estos dos minerales.

El mapa de distribución de la illita muestra que este mineral se presenta en porcentajes superiores al 70 por 100 en el área de plataforma del Golfo de Almería y frente a Rodalquilar, así como en el sector que abarca desde el borde del Golfo de Almería hasta el extremo Oeste del grupo de Hojas y en el sector al norte de Carboneras hasta el extremo Norte de la zona considerada. En estos dos últimos sectores constituye una franja continua bor-

deando la parte superior del talud. También existe en proporciones inferiores al 50 por 100, en la plataforma, desde el Cabo de Gata hasta el extremo Norte de la zona del grupo de Hojas y en el sector Oeste del Golfo de Almería bordeando la costa.

La caolinita presenta una distribución más restringida y a su vez es menos abundante. Se localiza, en proporciones del 20-30 por 100, en la plataforma del sector Este del Golfo de Almería y frente a Rodalquilar, así como en la parte externa de la plataforma desde los Llanos de Almería hasta el extremo Oeste de la Hoja. En porcentajes inferiores al 10 por 100 se presenta en la plataforma desde Carboneras hasta el extremo Norte de la zona estudiada.

Los mapas de distribución de estos tipos de arcillas, combinados con las características sedimentológicas de los depósitos, ponen de manifiesto la tendencia a la concentración de estos minerales arcillosos en los sedimentos detríticos más finos. Esto parece indicar el origen detrítico de estos minerales, probablemente aportado por el río Andarax dentro del Golfo de Almería y posteriormente distribuidos en función del régimen general de corrientes (cf., PIERCE y STANLEY, 1975; MALDONADO y STANLEY, 1981).

5.4.1.3 Tipos de facies

El análisis de los sedimentos superficiales de la plataforma continental en el área de estudio pone de relieve notables diferencias en los tipos de facies tanto en los distintos medios deposicionales como en los diversos sectores geográficos considerados. A grandes rasgos se observa una notable correlación entre los diversos parámetros sedimentológicos analizados y la clasificación de facies desde el punto de vista paleoambiental. Así, en las plataformas carbonatadas predominan las facies de tipo palimpsest y relictas, mientras que en el Golfo de Almería y plataforma de Garrucha, ambas terrígenas, hay una mayor abundancia de las facies de sedimentos modernos.

Asimismo, a grandes rasgos, esta plataforma continental se caracteriza por un predominio general de las facies de tipo relicto y palimpsest excepto en los ambientes litorales más proximales y en la plataforma continental más externa. Este fenómeno da lugar a que los diferentes tipos de facies paleoambientales no tengan relación directa con el medio deposicional en el que actualmente se encuentran.

Facies en los ambientes litorales actuales

Los ambientes litorales actuales se caracterizan por el predominio de facies modernas en la zona supralitoral, interlitoral e infralitoral proximal y de facies de tipo palimpsest en la zona infralitoral distal. Los diferentes tipos de sedimentos en estas zonas están en relación directa con el tipo de costa,

la presencia de descargas fluviales y su naturaleza, y en menor proporción, con las características de la plataforma continental interna en la zona considerada. En general predominan los sedimentos de tipo muy grosero constituidos por gravas, en muchos casos suministradas por un aporte muy local a partir de los acantilados costeros. Las playas arenosas son más frecuentes en las inmediaciones de los delta-abanicos que producen los ríos y torrentes en esta zona. Las gravas más groseras desaparecen mar adentro a partir de la zona infralitoral proximal, dando paso en primer lugar a arenas y posteriormente a limos orgánicos en las zonas con aportes terrígenos, y a gravas bioclásticas y arenas gruesas en el resto del área.

Facies en las plataformas carbonatadas

Las plataformas carbonatadas en el área de estudio se caracterizan por el predominio de facies de tipo relicto y palimpsest. La gran mayoría de las muestras de sedimentos en estas plataformas han sido atribuidas al ambiente infralitoral, ya sea proximal o distal, y en menor proporción al ambiente intralitoral. Los sedimentos de estas plataformas asimismo presentan una gran variedad, poniéndose localmente de manifiesto una zonación de sedimentos bioclásticos con predominio de algas calcáreas en las zonas proximales, que pasan mar adentro a facies de moluscos y briozoos.

El detalle de la distribución de los diferentes tipos de sedimentos revela un mosaico con gran variedad de tipos. En consecuencia, el desarrollo de estas facies ha debido estar influenciado por una serie de factores oceanográficos. A grandes rasgos, en la plataforma de Almería y Rodalquilar, hay una relativa abundancia de los sedimentos de tipo maerl, mientras que en las otras plataformas carbonatadas son más frecuentes los sedimentos de gravas bioclásticas de moluscos y equinodermos.

Facies en las plataformas terrígenas

Al contrario que en las plataformas carbonatadas, en las plataformas terrígenas predominan las facies modernas que presentan una estrecha correlación entre el medio deposicional actual y los tipos de sedimentos. La plataforma continental del Golfo de Almería y de Garrucha se caracteriza a grandes rasgos por una progresión uniforme mar adentro de las facies litorales a las de plataforma externa y posteriormente al talud continental. Esta progradación se manifiesta en los sedimentos por un descenso progresivo del tamaño medio de grano y un aumento de la relación biógeno/terrágeno en la fracción arena. Además, se observa un aumento progresivo de los microfósiles, especialmente foraminíferos, llegando a ser relativamente abundantes los foraminíferos planctónicos en las facies de plataforma externa.

Las áreas de influencia deltaica en estas plataformas terrígenas presentan unas características muy peculiares que no pueden ser comparadas con otros

ejemplos de deltas bien estudiados de mayor tamaño (cf., MALDONADO, 1972). Así, las facies de prodelta propiamente dichas se encuentran muy circunscritas a las partes más internas de la plataforma, debido al aporte terrígeno muy grosero de estos ríos y torrentes. Por el contrario, los sedimentos más finos transportados en suspensión escapan de la zona de prodelta y van a depositarse en la plataforma media y externa, para ser después transportados a través de los cañones submarinos hacia las zonas profundas del margen continental.

Facies de plataforma externa y talud continental superior

La plataforma externa y el talud continental superior están caracterizados por facies modernas constituidas por lodos terrígenos o calcáreos, con una fracción de arena relativamente baja y cuyos constituyentes más abundantes suelen ser los foraminíferos planctónicos y bentónicos. Estas facies son el resultado del depósito de los sedimentos finos en suspensión transportados mar adentro por procesos de advección y difusión (cf., McCAYE, 1972).

Al desarrollo de esta facies, asimismo puede contribuir una fracción importante de componentes marinos biógenos finos y sedimentos en suspensión de origen más lejano, transportados dentro del área por el régimen general de circulación de las masas de agua en esta zona.

5.4.14 Los afloramientos del basamento acústico

Los afloramientos del basamento acústico en la zona estudiada han sido objeto de toma de muestras principalmente en el área infralitoral, en los cañones submarinos entre Carboneras y Garrucha y en los pitones submarinos del Seco de los Olivos, al sur de los Llanos de Almería. Algunas muestras del basamento acústico subaflorante han sido obtenidas en la plataforma carbonatada del Cabo de Gata y frente a la Mesa de Roldán.

Los afloramientos en la zona infralitoral presentan la mayor variedad. Están constituidos desde conglomerados y arenas cementadas, atribuibles a terrazas del Pleistoceno sumergidas, hasta rocas metamórficas de las formaciones béticas. En general estos afloramientos forman un mosaico muy irregular en gran parte de la zona infralitoral, parcialmente cubiertos por una delgada cobertera de sedimentos no consolidados. Su naturaleza tiene una correlación directa con los tipos de afloramientos cartografiados en la zona inmediata emergida.

Los afloramientos de los cañones submarinos entre Carboneras y Garrucha han suministrado todos ellos fragmentos de rocas atribuibles a las formaciones béticas de esta zona. Por el contrario, los escasos afloramientos encontrados sobre la plataforma continental están constituidos por congló-

merados y areniscas muy cementadas que son atribuidas inicialmente al Pleistoceno, a falta de una datación más precisa. No se descarta que algunos de estos afloramientos representan materiales del Terciario.

En el Banco de Chella se han obtenido muestras en varios sectores de rocas volcánicas, por lo que estos pitones son atribuidos a aparatos volcánicos submarinos, tal como confirma su morfología.

5.4.2 SECUENCIAS ESTRATIGRAFICAS DEL CUATERNARIO SUPERIOR Y EVOLUCION

La estratigrafía del Cuaternario Superior en la plataforma continental considerada puede ser estudiada a partir de las secuencias sedimentarias representadas en los testigos continuos de pistón y en los testigos de roca. La unidad basal encontrada en la mayoría de los testigos de plataforma continental está constituida por sedimentos groseros, generalmente gravas y arenas muy gruesas, bioclásticas, que han sido interpretadas como pertenecientes a diferentes ámbitos litorales. Esta unidad basal llega a aflorar en numerosos sectores de la plataforma continental y principalmente se encuentra formando varios cinturones subparalelos a la costa en la plataforma medio-externa y en la zona infralitoral distal. En la plataforma externa y talud superior, por el contrario, esta unidad basal suele estar recubierta por una capa de lodos de plataforma que forman secuencias granodecrecientes. La plataforma interna por lo general está ocupada por secuencias sedimentarias intermedias, donde sobre los depósitos litorales basales aparece una delgada covertera de lodos de plataforma.

Las secuencias sedimentarias encontradas en los distintos sectores de la plataforma continental pueden ser diferenciadas de acuerdo con las asociaciones de los distintos tipos de facies en ellas representadas y al espesor de las unidades sedimentarias: 1) secuencias de sedimentos groseros, y 2) secuencias de disminución vertical de tamaño de grano. A continuación se describen tales secuencias sedimentarias, de las que se han tomado muestras en las partes distales del margen continental.

5.4.2.1 Secuencias de sedimentos groseros

Las secuencias de sedimentos groseros están compuestas por capas de arenas y gravas, o gravas y arenas que suelen presentar contactos nítidos, a veces erosionales, entre ellas. Localmente en estas secuencias aparecen asimismo intercalaciones de lutitas y limos arcillosos. Las capas de arenas y gravas pueden presentar estructuras internas, principalmente representadas por granoclasificaciones positivas o negativas, o ser homogéneas.

Se encuentran dentro de esta categoría dos subtipos principales. El subtipo más frecuente está representado por gravas arenosas, que pueden ser

bioclásticas o terrígenas y que representan generalmente deposición en los ambientes infralitorales. Las facies de tipo mar son características de estas secuencias y suelen alternar con otras facies bioclásticas de moluscos o briozoos. Las diferentes unidades de estas secuencias suelen estar separadas por contactos erosivos que representan la implantación de litotopos distales en la misma área deposicional. Dentro de cada unidad puede haber granoclasificación a gran escala, pero ésta suele estar difusa debido a una intensa bioturbación. Estadísticamente estas secuencias son las más abundantes en toda el área estudiada. Están generalmente representadas en la mayoría de la zona infralitoral distal y en gran parte de la plataforma medio-externa. Asimismo ocupan la mayor parte de las cuatro plataformas carbonatadas de Adra, Cabo de Gata, Rodalquilar y Garrucha Norte.

El segundo subtipo está constituido por una secuencia de arenas terrígenas en capas relativamente gruesas, que pueden presentar intercalaciones de lodos o gravas, o potentes unidades de lutitas uniformes. Este subtipo presenta análogas características de estructuras sedimentarias primarias que el anterior. Se diferencia básicamente por la escasez de bioclastos, groseros, que pueden llegar a estar totalmente ausentes. Este tipo de secuencias se localizan en los ambientes infralitorales proximales y más localmente llegan a estar representadas en las zonas actualmente atribuidas a la plataforma continental media.

El origen de ambos tipos de secuencias es interpretado según el modelo de desarrollo estratigráfico, generado como consecuencia de la migración hacia el continente de los ambientes litorales durante el último ascenso postglacial (cf., FIGUEREIDO et al., 1981). En consecuencia, las secuencias de este tipo encontradas en la plataforma medio-externa representan ambientes relictos depositados en esa zona durante el último mínimo eustático postglacial de hace unos 18.000 años (CURRAY, 1965; BLOOM et al., 1974).

5.4.2.2 Secuencias granodecrecientes

Estas secuencias de disminución vertical de tamaño de grano comprenden una gran variedad de tipos de sedimentos que muestran una clara tendencia desde depósitos litorales groseros en la base a depósitos de lodos de plataforma continental en el techo. En la plataforma continental considerada estas secuencias adquieren su máximo desarrollo en la plataforma externa actual, donde pasan progresivamente hacia afuera a los lodos uniformes del talud. Asimismo, se localizan secuencias granodecrecientes en la plataforma interno-media, aunque en algunos sectores pueden estar ausentes.

Se distinguen varios subtipos en función de las características y espesor de los dos términos principales que forman la secuencia. En la plataforma interno-media el término basal es muy potente y suele estar constituido por gravas y arenas bioclásticas formando asociaciones muy similares a las des-

critas para las secuencias de sedimentos groseros. El término superior de lodos en estas secuencias es, por el contrario, muy delgado y los ambientes deposicionales más distales en él representados, corresponden a la plataforma media.

El subtipo más abundante en la plataforma externa está, por el contrario, caracterizado por el gran desarrollo del término superior de lodos, que puede alcanzar unos pocos metros de espesor. Estos lodos en su parte superior incluyen asimismo predominantemente depósitos atribuidos a medios de plataforma externa, donde incluso puede ser predominante la influencia hemipelágica.

Igualmente en varios sectores de la plataforma continental de Almería, estas secuencias de plataforma externa presentan un término grosero basal relativamente delgado o pueden estar constituidas por la superimposición de varias secuencias gradodecrescentes.

Los contactos entre los depósitos groseros y finos suelen ser gradacionales, habiendo sido incluso posteriormente más homogeneizados debido a una intensa bioturbación. No obstante, localmente se pueden apreciar transiciones relativamente rápidas de unos tipos de depósitos a otros.

El desarrollo general de estas secuencias debe ser, asimismo, atribuido al modelo estratigráfico de migración de los diferentes litotopos durante el último ascenso postglacial. De esta manera, una misma zona, ha sido sucesivamente ocupada por ambientes deposicionales más distales al mismo tiempo que la línea de costa se desplaza hacia el continente.

5.4.2.3 Secuencias sedimentarias en el margen continental distal

Los sedimentos presentes en las partes distales del margen continental han sido objeto de toma de muestras principalmente en el Cañón de Almería y en algunos sectores al Este del Cabo de Gata, principalmente a lo largo de los cañones submarinos. Los testigos recogidos ponen de relieve dos tipos principales de asociaciones de facies o secuencias: a) lodos uniformes de talud, y b) secuencias turbidíticas.

Las secuencias de lodos uniformes de talud están compuestas por potentes capas de lodos calcáreos o terrígenos, generalmente desprovistos de estructuras sedimentarias primarias, excepto por la presencia de bioturbaciones. Estos depósitos, generados a partir de una combinación de procesos hemipelágicos y gravitativos, están formados en su mayoría a partir de los sedimentos finos en suspensión que escapan del borde de la plataforma continental (cf., CANALS y MALDONADO, 1982). Tales secuencias son más abundantes en los taludes continentales y en los márgenes de los cañones submarinos.

Las secuencias turbidíticas están constituidas, por el contrario, por sedimentos finamente laminados, formados por capas alternantes de arenas, limos

y lodos. Estas secuencias presentan la serie de estructuras sedimentarias clásicamente descritas para este tipo de depósitos. Las asociaciones de secuencia turbidíticas varían mucho de unos sectores a otros en función del medio deposicional (cf., MALDONADO y STANLEY, 1979). Se han encontrado secuencias turbidíticas en el Cañón de Almería y en los cañones submarinos que se extienden entre Carboneras y Garrucha.

5.4.2.4 Resumen estratigráfico y de evolución reciente de la plataforma continental

Los sedimentos marinos actuales están latitudinalmente distribuidos en cinturones, debido a la fuerte influencia del clima sobre las diferentes fases de la meteorización, transporte y depósito. La influencia climática, aunque complicada en el detalle, es bien conocida en la sedimentación profunda (cf., BISCAYE, 1965; LISITZIN, 1972; MALDONADO y STANLEY, 1981). Dicha influencia, por el contrario, no es tan conocida en las plataformas continentales, debido principalmente a estar éstas en gran parte cubiertas por sedimentos relictos que representan deposiciones bajo condiciones climáticas muy diferentes de las actuales.

Otro problema ligado al estudio de plataformas es que la información disponible se encuentra fundamentalmente concentrada sobre plataformas localizadas en climas húmedos, tales como Europa septentrional, Estados Unidos y Brasil (MILLIAM et al., 1972; KLUM et al., 1975; SWIFT, 1974, y otros). Los estudios detallados de plataformas en climas áridos son, por el contrario, mucho más limitados (cf. CAULET, 1972; LECLAIRE, 1972; SUMMERHAYES et al., 1976, 1978; y otros). La información de síntesis que se comienza, en general, a partir del análisis comparativo de todos estos estudios pone de relieve que además del aspecto climático, la sedimentación sobre la plataforma continental está regida por una serie de factores, entre los que indudablemente debe tener gran importancia la naturaleza y el modo del aporte detrítico por el sistema de drenaje existente.

De manera general se puede decir que la estratigrafía y distribución de sedimentos en la plataforma continental de Almería es similar en sus diferentes sectores a la de otras plataformas continentales desarrolladas bajo clima árido. Así, el sector del Golfo de Almería se puede comparar a grandes rasgos con la plataforma continental del delta del Nilo, debido a las condiciones particulares en este sector creadas por la presencia del delta-abanico del Andarax. Por el contrario, la mayoría del resto de la plataforma continental es más parecida a otras plataformas áridas con escaso aporte terrígeno, tales como Argelia o la del Sahara atlántico (cf. CAULET, 1972; LECLAIRE, 1972; SUMMERHAYES et al., 1976). Este tipo de plataforma continental contrasta netamente con las plataformas de

lodos, tales como la del noroeste del Golfo de Méjico (CURRAY, 1969) o del Níger (ALLEN, 1970), dado que en éstas una potente cuña de lodos modernos cubre todos los depósitos groseros basales de los ambientes litorales.

El término basal de todas las secuencias estratigráficas que han sido objeto de toma de muestras en la plataforma continental de Almería se interpreta como el resultado del retroceso erosional de la zona infralitoral (cf. SWIFT, 1976; FIGUEIREDO et al., 1981), donde el ascenso eustático del nivel del mar condiciona una traslación hacia tierra del perfil de la zona infralitoral. De este perfil, los 5-10 metros más someros son eliminados por la erosión ocasionada por los temporales marinos. Los detritus generados de esta manera son transportados mar adentro para acumularse sobre las gravas residuales como una capa detrítica de arenas transgresivas de plataforma continental interna. Este modelo ha sido originalmente propuesto para explicar la estratigrafía de la plataforma continental atlántica de Norteamérica, casi totalmente desprovista de depósitos de arenas (SWIFT, 1976).

Las secuencias granodecipientes se desarrollan sobre esta unidad basal litoral como resultado de la progresión de los litotopos más distales en el área deposicional a medida que la transgresión progresa. Las secuencias observadas en algunos testigos donde se superponen varios ciclos granodecipientes demuestran que la transgresión postglacial última no ocurrió de una manera continua, sino que fue interrumpida por breves períodos de progradación costera, tal como ha sido demostrado en otros sectores del Mediterráneo (cf. ALOISI et al., 1978; MALDONADO et al., 1980).

Sin dataciones absolutas en esta plataforma es difícil estimar los índices de sedimentación para los depósitos del recubrimiento más reciente. No obstante, sobre la base del modelo estratigráfico propuesto, el espesor observado del recubrimiento de lodos y la naturaleza palimpsest o relicta de la mayoría de los sedimentos superficiales, se pueden calcular índices de sedimentación muy bajos para la mayoría de esta plataforma. En general, estos índices para el Holoceno más reciente deben estar comprendidos entre cero y unos pocos centímetros por mil años en la mayoría de la plataforma continental interna y media. El único sector donde los índices de sedimentación pueden haber alcanzado unas pocas decenas de centímetros en este período, debe corresponder a algunas áreas de la plataforma continental externa, mientras que la plataforma media debe representar la zona de más bajo índice de acumulación.

La sedimentación más importante durante el Holoceno Superior se localiza en el área estudiada en el talud superior, donde se acumulan todos los sedimentos terrígenos en suspensión que escapan de la plataforma. Asimismo, en estos sedimentos, su composición demuestra que hay un aporte de partículas hemipelágicas, biogénicas finas y terrígenas importantes.

5.4.3 MAPAS SEDIMENTOLOGICOS

Los datos suministrados por el estudio sedimentológico han sido representados en varios tipos de mapas que reflejan las características texturales y composiciones de los sedimentos superficiales en la plataforma continental. Como parámetro composicional, además de la textura, se ha tomado el contenido total de la muestra en carbonatos, ya que estos últimos son un componente mayoritario en la zona estudiada.

Se han elaborado los siguientes mapas sedimentológicos a escala 1:200.000.

1. *Mapa textural de superficie.*

Para la elaboración de este mapa se ha utilizado la representación triangular de SHEPARD (1954), con los tres parámetros de tamaño medio de grano más comunes en los sedimentos marinos, arena, arcilla, limo, si bien ligeramente modificado, ya que se ha incluido en el vértice arena la fracción grava. Como límite de tamaño para la definición de las diferentes clases se ha utilizado la escala de Wentworth (1922), es decir, 1/256 mm. (3,9 micras) de diámetro medio de grano para el límite entre arcilla y limo, 1/16 mm. (62,5 micras) entre limo y arena y de 2 mm. para el límite entre arena y grava. Los porcentajes relativos de los tres parámetros (grava-arena, limo y arcilla) establecen dentro del triángulo la nomenclatura para los sedimentos constituidos por mezclas de varias clases de tamaños.

2. *Mapa de relación textura-carbonato*

En este mapa se ha tratado de reflejar la relación existente en los sedimentos de la plataforma continental entre composición y textura. Se ha construido un diagrama triangular en el que la base representa la relación arena-grava/lutita, y el vértice superior el porcentaje total de carbonatos en la muestra. Este porcentaje sirve para dividir los sedimentos de la plataforma en tres grandes grupos: a) sedimentos carbonatados; b) sedimentos mixtos, y c) sedimentos terrígenos, cuyos límites quedan así establecidos. Los porcentajes relativos de los dos parámetros situados en los vértices inferiores (arena-grava-pelita), delimitan dentro del triángulo diversas áreas que determinan la nomenclatura a utilizar para los sedimentos constituidos por mezclas de tamaños.

3. *Mapa de gravas.*

4. *Mapa de arenas-gravas.*

5. *Mapa de limos.*

En estos mapas adicionales se ha tratado de poner de relieve la distribución de los sedimentos desde el punto de vista granulométrico.

6. *Mapa de contenido en carbonatos.*
7. *Mapa de contenido en illita.*
8. *Mapa de contenido en caolinita.*
9. *Mapa de contenido en materia orgánica.*

Con estos otros mapas se pone de manifiesto la distribución de ciertos componentes de marcado significado sedimentológico.

En esta Memoria se han incorporado los mapas 1 y 2, a escala 1:400.000. El resto de los mismos forma parte de la documentación complementaria.

5.5 TECTONICA

La configuración estructural que actualmente presenta la zona que ha sido objeto de estudio queda reflejada en el Mapa Geológico y Mapa Morfoestructural elaborados, así como en los cortes incorporados al primero.

Los accidentes tectónicos del ámbito marino, deducidos del estudio de los registros sísmicos, han tenido una exacta correlación con los existentes en la zona terrestre, sobre todo en lo que se refiere a los más importantes.

Dos sistemas de fallas conjugados son claramente visibles y destacan en la cartografía. Sus direcciones más o menos aproximadas son la SO-NE y NO-SE. Predomina el primer sistema (SO-NE) por la longitud de las fallas y su mayor incidencia en la tectónica de bloques y pliegues de gran radio. Todos estos accidentes tectónicos aparecen claramente de manifiesto en los perfiles y su correlación entre los mismos en la mayor parte de los casos, es factible. En cuanto a las continuidades supuestas, se han basado en la presencia de singularidades morfobatimétricas asociadas a las fallas parcialmente comprobadas.

Algunas fallas afectan a formaciones o depósitos recientes, indicando la existencia actual de una actividad tectónica a la que anteriormente se hizo referencia y que corresponde a una fase compresiva relacionada con movimientos de aproximación de placas.

5.5.1 TECTONICA ALPINA Y PREALPINA

Las Cordilleras Béticas presentan en su conjunto tal grado de complejidad, que aún permanece en discusión su esquema general. Como se expuso anteriormente (5.1) comprenden un dominio interno, constituido por la Zona Bética y otro externo integrado por la «Zona Subbética» y «Zona Prebética».

En la Zona Bética, donde se sitúa la región considerada, resulta difícil una exposición resumida de su tectónica, al no coincidir las interpretaciones de los distintos autores que han trabajado en ella. Comprende (5.1) las tres conocidas unidades denominadas Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide.

Uno de los primeros problemas que se plantea se refiere a la existencia de una orogenia prealpina, sobre la que no se ha llegado a conclusiones definitivas. La consideración de una orogenia prealpina se ha basado en la presencia de una discordancia bastante generalizada, en el Complejo Nevado-Filábride y en el Complejo Alpujárride, probablemente equivalentes, sobre la que yacen formaciones del Devónico-Carbonífero. Esto podría hacer suponer una orogenia prehercínica, cuyas características no pueden conocerse por los efectos de las distintas fases de la orogenia alpina y los intensos procesos metamórficos asociados a la misma.

El Complejo Nevado-Filábride representa un conjunto alóctono, desplazado hacia el Norte en un recorrido del orden de 50 km., y se compone de distintos mantos, cuyo número varía de unos puntos a otros.

El Complejo Alpujárride es alóctono sobre el Complejo anterior y ha experimentado sucesivos movimientos gravitacionales sobre el mismo. Se compone igualmente de distintos mantos de corrimiento, cuyo número varía según la transversal considerada.

La vergencia de los mantos de corrimiento es hacia el N, de acuerdo con las directrices de los pliegues de arrastre y estrías de fricción que aparecen en determinadas formaciones.

En cuanto al Complejo Maláguide (igualmente alóctono), las pequeñas masas que se encuentran en la región se sitúan sobre el Complejo Alpujárride, si bien debe admitirse que han podido deslizarse en distintas épocas no determinables.

Una vez alcanzada la tectónica de corrimiento tienen lugar diversas fases de plegamiento, siendo la más importante la que se produce después del Mioceno Medio, de extensos pliegues, determinativa en gran medida de la actual configuración y morfología de Sierra Nevada.

Aparte de cierta inestabilidad, comprobada durante el Triásico en el dominio alpujárride, pueden reconocerse dos fases tectónicas alpinas principales y otras tres o cuatro posteriores. Estas fases son las siguientes:

- a) Fase tectónica que da lugar a una esquistosidad de flujo de plano axial, con pliegues isoclinales muy alargados. No origina grandes pliegues.
- b) Fase tectónica que origina una esquistosidad de flujos (S_2). Es de plano axial, con pliegues isoclinales muy apretados. La relación de estiramientos es frecuentemente 8:1 y los ejes de los pliegues se agrupan entre N-140° E, N-150° E y N-40°-50° E.

En estas fases se desarrollarían los fenómenos de metamorfismo sincinemático y posterior formación de gneis y migmatitas.

Más tarde tendrían lugar, al menos, otras tres fases tectónicas alpínicas:

- 1) Fase tectónica que deforma a S_2 con esquistosidad de crenulación. Sería subparalela a los planos axiales.
- 2) Fase tectónica con esquistosidad de crenulación y débil esquistosidad de plano axial.
- 3) Fase de deformación con pliegues N-S y N-10°-20° E.

Parece ser que no existen actualmente suficientes criterios para establecer una cronología relativa entre las deformaciones posteriores a S_2 , por lo que es arriesgado hablar de tres o cuatro fases de deformación posteriores a ella, considerando conveniente agruparlos dos a dos, en dos sistemas de pliegues conjugados.

La tectónica de corrimiento se sitúa con posterioridad a S_2 , siendo posible que algunos de los sistemas de pliegues que deforman otra esquistosidad sean ya posteriores al apilamiento de los mantos. Otra teoría consideraría la existencia de un apilamiento inicial entre la primera y la segunda fase tectónica, y unos cabalgamientos definitivos entre la tercera y la cuarta fase. La edad no está totalmente precisada. Para unos se situaría entre el Triás y el Burdigaliense, sin más precisión. Otras la fijan entre el Cretácico Superior y el Mioceno Inferior, y finalmente otros, entre el Cretácico Medio y Superior.

La última fase tectónica alpina podría considerarse como causante de plegamientos N-80° E, siendo en parte determinativa de las grandes alineaciones de Sierra Nevada, Sierra de Filabres, etc.

5.5.2 TECTONICA POST-ALPINA

La última etapa de colisión entre las «zonas internas» y las «zonas externas», que finalizó en el Mioceno Inferior, tuvo lugar según una dirección aproximada N-S o NNO-SSE, y dio origen a fallas sublongitudinales de dirección E-W, o más frecuentemente OSW-ENE, y a otras de componente horizontal según directrices aproximadas NO-SE y NE-SO, directrices que, por otro lado, están muy generalizadas en el Mediterráneo occidental.

A esta etapa pudo continuar otra de reajuste isostático, con elevaciones y hundimientos que fueron configurando las cuencas donde se depositaron los sedimentos del Burdigaliense Superior-Langhiense, los cuales constituyeron los primeros rellenos de las cuencas neógenas post-orogénicas. En ciertos sectores se habla de una etapa compresiva entre el Serravallense-

Tortonense, aunque en la Sierra de Gata esta etapa es difícil de admitir dada la existencia de volcanismo andesítico en aquella época.

A partir del Mioceno Superior comienza claramente una etapa distensiva en toda esta región, que comprendió muchas fases durante la sedimentación del Mioceno Superior y, al parecer, implicó un movimiento de carácter normal de las fallas con las direcciones ya existentes, en la fase primitiva de compresión. Así pues, las cuencas intramontañosas afectadas por las transgresiones tortonienses están hoy rodeadas por fallas normales de dirección E-O, OSE-ENE, así como otras NO-SE y NE-SO. En todos los casos estas fallas han actuado en varias épocas durante el Tortonense, dando lugar a distintos episodios de sedimentos detríticos discordantes, en relación con el rejuvenecimiento de los bordes o umbrales de las cuencas, o a la aparición de turbiditas o pliegues de slumping en las zonas subsidentes.

En simultaneidad con todos estos fenómenos parece ser que fue creándose una zona de «rifting» en la región considerada que se extiende hacia el Sur hasta el Mar de Alborán y norte de Marruecos y hacia el Norte hasta Murcia y este de Mallorca. En esta zona de «rifting», con cuyas fases de «desplome» debieron relacionarse los diversos episodios volcánicos, muestra directrices estructurales diferentes a las propiamente béticas. En esta región, su dirección principal es la N-45° E (Falla de Carboneras o de la Serrata), que se extiende a lo largo de más de 150 km., desde el ámbito de la plataforma hasta el norte de Carboneras. Otra importante dirección de este sistema, denominado «sistema de fallas de Almería», sería la N-20° E o de Palomares y la N-120° E del Campo de Dalías. En posteriores fases compresivas estas fallas actuaron como megacizallas dentro de la gran cicatriz separa las actuales placas europea y africana.

Está claramente demostrado que el funcionamiento de estas megacizallas alcanza hasta el Cuaternario, con alternancia de las fases de compresión y distensión.

Cuando estas fallas afectan a materiales relacionados en su origen con esta zona de «rifting» (caso de las rocas volcánicas), dan lugar a alineaciones de fractura continua y claramente visibles, tales como la falla de Carboneras o de la Serrata, con direcciones propias del Sistema. Igualmente ocurre cuando afectan a potentes formaciones neógenas, muchas de cuyas cuencas obedecen al funcionamiento de estos accidentes. Por el contrario, cuando esta zona de megacizalla se entronca con el sustrato bético, o con zonas donde es patente la presencia de corteza continental más antigua de la zona bética, parece ser que se rejuvenecen las fallas antiguas que ya afectaban a esta zona, sobre todo aquellas cuya dirección difiere muy

FALLAS ACTIVAS DURANTE EL NEOGENO Y CUATERNARIO

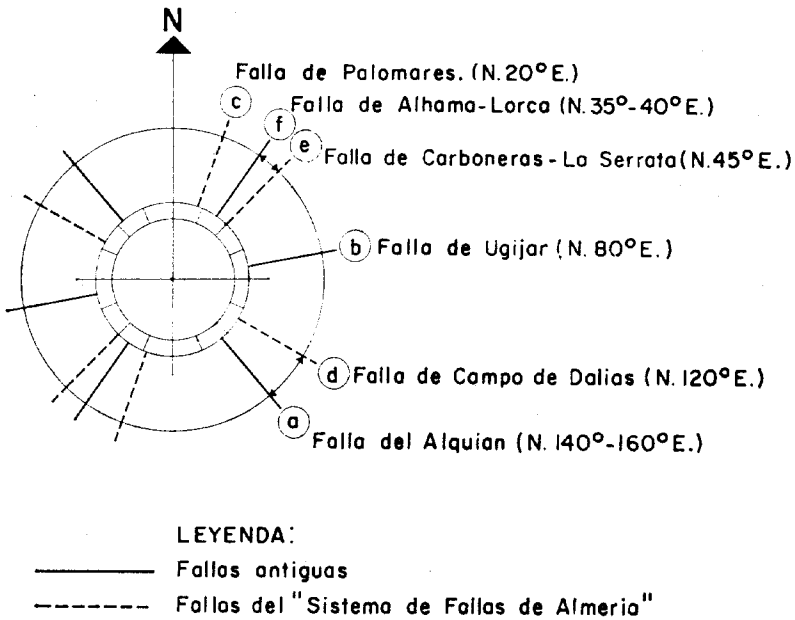


Figura 6

poco de las propias del sistema (caso de las fallas N-140°E o N-160°E del Alquian). Cuando los materiales de la zona bética están recubiertos por series neógenas y cuaternarias no muy patentes, el funcionamiento de estas fallas en el sustrato se revela en superficie por la aparición de multitud de pequeñas fallas de esa dirección, pasando a una zona de falla muy penetrativa (caso del Alquian).

Todo esto es lo que se puede observar en tierra, y lo que tiene evidente repercusión en las observaciones de la plataforma como seguidamente se analiza.

En la figura 6 se presenta un esquema de las fallas cuya actividad se refiere al Neógeno-Cuaternario.

5.6 TECTONICA EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL

La investigación sísmica de la plataforma continental de la costa almeriense ha revelado la existencia de un sistema de fallas, de alcance regional, que corresponde al que hemos venido llamando «Sistema de fallas de Almería».

Las fallas de dirección N-45° E son las principales, y realmente las que definen el Sistema en la Bahía de Almería. Estas fallas se extienden a través de la plataforma continental penetrando en el Mar de Alborán o cuenca de Alborán. Existen numerosas fallas de esta dirección que dan lugar a bloques escalonados, concentradas principalmente en unos 8 km., y que separan dos zonas —estructural y litológicamente— diferentes. Precisamente estas fallas son las que han controlado el desarrollo del cañón submarino de Almería, el hecho morfológico dominante en el ámbito marino.

Las fallas prolongación de las de la Serrata parecen ser las más septentrionales dentro de este sector de la plataforma que con esa dirección inciden en la morfología de las cuencas. Al Norte de las mismas, donde el basamento es probablemente alpujárride, la estructura es compleja y consiste en bloques separados por fallas de dirección N-140-160° E, N-70-80° E, y N-120° E. Las dos primeras parecen responder a restos de un campo de esfuerzos más antiguo y la otra se encuentra asociada al «Sistema de fallas de Almería». Al Sur, la estructura es más simple y muestra siempre direcciones paralelas a la falla de Carboneras-La Serrata.

En los perfiles sísmicos de reflexión aparecen identificadas varias grandes cuencas sedimentarias, controladas estructuralmente. Las Cuencas de Nijar, Almería, Morales-Carboneras, y de Cabo de Gata se orientan paralela o sub-paralelamente a la dirección N-45° E. La cuenca de Roquetas-Adra o Campo de Dalías-Adra se encuentra condicionada por las fallas que dieran lugar al graben del Campo de Dalías. Esta cuenca parece extenderse hacia el Oeste, desde la plataforma cercana a la costa de Aguadulce, a través del interior del Campo de Dalías, y vuelve a aparecer sobre la plataforma, cerca de Adra, continuando paralelamente a la costa, y mostrando un creciente grado de subsidencia.

Aparentemente predominan los desplazamientos como fallas normales, siendo raras las fallas inversas. La mayoría de las identificadas en los perfiles sísmicos desplazan rocas neógenas, si bien algunas desplazan también el basamento alpujárride y así en las proximidades del Campo de Dalías parecen afectar a un basamento recubierto por una moderada secuencia vertical de sedimentos neógenos. Las fallas más recientes muestran las direc-

ciones N-120° E, y sobre todo las N-45° E que se encuentran asociadas al «Sistema de fallas de Almería». El resto pueden ser antiguas fallas reactivadas.

Dentro de la dirección N-45° E, se pueden distinguir dos zonas principales. Una, prolongación de las fallas que limitan la Serrata, y otra continuación de las que originan el «graben» de la cuenca de Morales y el «horst» de la Sierra de Gata.

La primera está compuesta principalmente por una falla muy continua y asociadas a esta falla existen algunas secundarias más cortas y escalonadas, solamente localizables a pocos kilómetros de la traza principal. La falla principal sugiere aquí un movimiento aparentemente normal. Sin embargo, su prolongación en tierra (Serrata) muestra evidencias de un movimiento rumbo-deslizante de carácter levógiico, como ya se ha indicado, tanto por las estrías que pueden observarse como por el desplazamiento de la red hidrográfica. Todo ello indica un movimiento alternativo, como falla normal y en dirección, que afecta a terrenos cuaternarios de la plataforma e igual constancia existe en cuanto a su efecto sobre el Pleistoceno marino que aflora en tierra. Se trata, pues, de una falla activa, que se extiende hacia el NE (falla de Carboneras) y, al parecer mediante un giro, enlaza con la falla de Palomares (N 20° E).

La segunda zona, correspondiente al Golfo de Almería, es la mejor desarrollada desde el punto de vista estructural y morfológico. Esencialmente consiste en un graben que condiciona el desarrollo de un cañón submarino. Dos largas fallas, de unos 50 km., constituyen los principales accidentes que continúan a lo largo de los bordes del graben y localmente forman las paredes del cañón, en las que probablemente aflora parte del basamento acústico. Existen además numerosas fallas poco importantes y discontinuas, derivadas de los procesos de tensión asociados al desarrollo del graben. Esta zona señala el límite meridional del «Sistema de fallas de Almería», siendo presumible una mejor definición en áreas más alejadas del ámbito marino, a lo largo de la pendiente y talud de la cuenca Este de Alborán.

En tierra se extiende este dominio al Noreste, demostrando algunos sondeos la evidencia de estas fallas en el Plio-Cuaternario, con salto de unos 250 m., afectando muchas de ellas a sedimentos recientes.

Los perfiles sísmicos obtenidos al oeste del Golfo de Almería, en la cuenca de Alborán, muestran que el sistema de fallas considerado ha sido probablemente determinativo de la tectónica más tardía de la Isla de Alborán, así como de muchos rasgos morfológicos de esta zona y, por supuesto, de la actual sismicidad de toda la región.

Dos diferentes basamentos acústicos parecen ponerse en contacto en el «Sistema de fallas de Almería». Las dolomías triásicas que predominan al

Norte del Sistema y las rocas volcánicas que parecen predominar al Sur. Aunque las rocas del basamento no volcánico probablemente existan al Sur del Sistema de fallas, su profundidad es desconocida, y quizá no presenten continuidad o correspondencia con las rocas del basamento al Norte, debido al importante rumbo-deslizamiento a lo largo del Sistema.

En los cortes que se presentan en el mapa geológico quedan de manifiesto las condiciones estructurales del basamento de las márgenes continentales e incluso de los grandes fondos marinos que comprenden el grupo de Hojas.

Así, en la sección I-I' se aprecia la continuación de la Cuenca del Campo de Dalías-Adra, constituida por un «graben» cuya subsidencia se hace mayor desde Adra hacia el Oeste. En este sector los perfiles sísmicos apuntan a la posibilidad de estructuras diapíricas. Más al Sur, el basamento alpujarride se eleva. Con este hecho está en relación el afloramiento en la Costa de Guardías Viejas de dolomías alpujarrides. Las fallas que han dado origen a estos movimientos de bloques han sido aquí los N-80° E, paralelas a la alineación orográfica de la Sierra de Gádor. Hacia el Sur otra cuenca más profunda separa esta elevación del basamento alpujarride, del Macizo volcánico de Chella. Esta cuenca continúa hacia el Este, y conecta con la Cuenca de Almería. No obstante, entre ambas existen fallas N-140° E, que posiblemente sean responsables del cambio de naturaleza del basamento a un lado y a otro de los mismos. Así, un sondeo de investigación petrolífera situado en esta cuenca, frente a Sabinar, y bajo una capa de agua de 92 m., después de 2.633 m. de depósitos neógenos y cuaternarios, localiza el substrato alpujarride.

En la sección II-II' aparece clara la cuenca de Almería, con considerable potencia de sedimentos neógenos. Esta potencia disminuye hacia el SE, cuando nos acercamos a la continuación de las alineaciones de la Serrata y Sierra de Gata. Estas alineaciones, afectadas por las fallas N-45° E se subdividen en varios bloques, entre los que más al SO se va estructurando el Gran Cañón de Almería. Existe la posibilidad de domos subvolcánicos en relación con estas estructuras, hipótesis que en el futuro podría confirmarse.

En la sección III-III' se hacen notar una serie de subcuencas alargadas, según dirección SO-NE, cuya potencia de sedimentos aumenta considerablemente al Norte de Garrucha. El substrato está en general constituido por rocas volcánicas, aunque no es descartable que sobre alguno de estos afloramientos del fondo marino existan facies arrecifales del Messiniense, tal y como se observa en tierra. La Cresta de los Genoveses presenta unos caracteres que la asemejan a la Sierra de Gata, tanto por su alineación como por el desarrollo de las rocas volcánicas.

5.7 EVOLUCION GEOLOGICA

El conocimiento de la evolución geológica de la región ofrece grandes dificultades en cuanto se refiere a las unidades béticas, como puede deducirse, al considerar la edad de los materiales y su complejidad estructural.

La determinación de las condiciones paleogeográficas de tales unidades exigen el conocimiento de la magnitud y sentido de los movimientos que han llevado a la actual configuración estructural, para los que se admite una vergencia septentrional. A grandes rasgos, puede decirse que el dominio más septentrional correspondería al Complejo Nevado-Filábride, situándose sucesivamente hacia el sur los correspondientes a los Complejos Alpujárride y Maláguide. Sin embargo, debe indicarse que no se ha establecido tal correspondencia de forma definitiva.

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

Como consecuencia del metamorfismo que afecta a las formaciones prepermicas resulta limitado el conocimiento sobre las características y ambientes de deposición de las mismas.

De acuerdo con la litología de las secuencias permo-triásicas de las Unidades Alpujárrides y Nevado-Filábrides el modo de deposición fue similar. Durante el Permo-Werfeniense tuvo lugar una sedimentación terrígena, predominantemente de facies continental (las cuarcitas tal vez indiquen episodios marinos de mar poco profundo y los yesos sugieren un medio hipersalino).

Durante el Triásico Medio y Superior se depositaron calizas y dolomías en un alto fondo, donde podrían quedar amplias zonas con sedimentación precaria y otras en que ésta alcanzaría grandes potencias, con un relieve irregular, bajo la influencia de mareas, y en un ambiente excepcional (condiciones pH/CH) que favoreció localmente la concentración de fluorita y sulfuros. Es en cierta época cuando probablemente se inicia el ciclo orogénico alpino, con la instalación de un régimen distensivo (DIAZ y otros, 1979) que determina la definición de las cuencas e inestabilidad del medio sedimentario, una actividad magmática con manifestaciones piroclásticas y un subvolcanismo básico.

Según el criterio de distintos autores, esta etapa distensiva alcanzó su máximo desarrollo en el período comprendido entre el Jurásico Medio y el Cretácico Inferior y es cuando aparecen indicios de un debilitamiento de la corteza continental en los dominios del Complejo Nevado-Filábride, como

parece demostrar la intrusión de materiales con afinidades ofiolíticas. El dominio Nevado-Filábride sufre, pues, en esta época, la inyección de magma básico y ultramáfico, constituyendo afloramientos de metabasita y ultramafita, alineados según la dirección N-40° E, que sugieren, por otra parte, la existencia de fracturas relacionadas con un rift intracontinental y quizá con la formación de una franja de suelo oceánico.

Si bien existen pocos datos para ir reconstruyendo la evolución geológica de la región puede decirse que durante el Cretáceo Medio-Paleoceno el régimen dominante es de carácter compresivo en los dominios de las unidades béticas, produciéndose los más importantes procesos metamórficos y estructurales. Es en este período en el que debió producirse la subducción hacia el Sur de la litosfera oceánica, previamente creada, y de parte del margen continental del Complejo Nevado-Filábride, bajo el dominio Alpujárride-Maláguide.

Las fuerzas compresivas debidas a la eventual colisión de los dominios Nevado-Filábride y Alpujárride-Maláguide pudieron haber provocado un primer empilamiento de mantos en los dominios últimamente mencionados, cuya existencia parece necesaria para alcanzar la presión que requiere la evolución metamórfica en dichos dominios. Este sobrecojimiento podría estar relacionado con la falta de sedimentación mesozoica en las secuencias alpujárrides, aunque la emersión podría ser otra explicación.

Durante el Paleoceno-Eoceno parece existir una disminución relativa en el estado compresivo de la región, sustituido por movimientos principalmente transcurentes. Grandes fallas de desgarre podrían haber causado la yuxtaposición actual de las zonas internas y externas en las Cordilleras Béticas. Durante esta etapa debió de producirse la surrección de parte de los materiales Nevado-Filábrides subducidos, siguiendo de cerca al metamorfismo eoalpino, gracias a lo cual se conservan reliquias de la paragénesis de alta presión.

Es probable que el proceso de surrección se produjera siguiendo planos oblicuos a la esquistosidad, que pudieron originar imbricaciones y superposiciones tectónicas precoces en el Complejo Nevado-Filábride. Este período de disminución de la compresión pudo haber hecho posible la intrusión en la corteza del dominio Alpujárride-Maláguide de material derivado del manto superior. Es también un testimonio la aparición de unas primeras manifestaciones de volcanismo calco-alcalino, como algunos diques dentro de ciertas unidades alpujárrides (61 ± 3 y 51 ± 3 m. a por K/Ar).

Durante este período se produciría un desplazamiento dentro de las zonas internas a lo largo de una falla situada en el límite con las zonas externas. La magnitud de este desplazamiento ha sido estimada como del orden de varios centenares de kilómetros, por ANDRIEUX et al. (1971), los cuales consideran la mencionada falla como el límite norte de la microplaca de Alborán por ellos postulada.

Otros autores mantienen una posición similar, pero señalando la desaparición, por subducción en el límite de las zonas internas y externas, de una porción de litosfera oceánica. DIAZ et al. (1979), son de la opinión de que se trata simplemente de una falla transcurrente sin consunción de suelo oceánico.

Desde el Eoceno al final del Oligoceno, DIAZ et al., 1979, postulan un nuevo proceso de subducción para explicar el segundo acontecimiento alpino de metamorfismo. Esta nueva etapa de subducción pudo haber tenido lugar dentro de la fase compresiva ocasionada por movimientos de Africa hacia el Norte con respecto a Europa.

En este mismo lapso de tiempo pudo haber tenido lugar una subducción en sentido inverso en el norte de Africa.

Una vez parada esta subducción y/o colisión se produce la recuperación isostática de parte de los materiales subducidos previamente, configurándose la actual superposición de unidades. Igualmente, unos magmas diferenciados, principalmente de origen en el manto, se introducen sobre los niveles superiores de la corteza en el centro de Alborán. Todo ello probablemente tiene lugar con anterioridad al Burdigaliense Superior-Langhiense.

A partir del Mioceno Medio, todo este conjunto comienza a colapsarse, a la vez que se creaba una zona de «rifting», con dirección transversal a las cicatrices mayores de los episodios alpinos. Esta zona de «rifting», que pudo atravesar antiguas zonas de subducción, dio origen al magmatismo y a la creación de la actual cuenca de Alborán. En sus episodios distensivos dio lugar al volcanismo calco-alcalino y a la configuración de las cuencas, que fueron ocupadas por los sedimentos neógenos marinos, sobre todo serravalienses y tortonienses. Quizá al final del Serravaliense se produjo una etapa compresiva fruto de la transformación de este rifting en una zona de colisión continente-continente con la creación de mega-cizallas, de las cuales forman parte el «Sistema de fallas de Almería». Estas fallas continuaron activas, predominantemente como normales, durante todo el Tortoniense, y en varias pulsaciones dieron lugar a las actuales cuencas, y al volcanismo de esta región. Tales cuencas se crearon a favor de importantes movimientos verticales, en la fase de relajación de esfuerzos que siguió a la compresión post-serravaliense. En el Tortoniense Inferior la invasión del mar coexiste con una activa erosión de los relieves emergidos, que producen gran cantidad de sedimentos detríticos. Los sedimentos del Tortoniense Superior son discordantes y reposan en disconformidad sobre estos materiales, debido a la aceleración de la distensión, que bascula las áreas marginales de la cuenca.

Durante el Tortoniense Superior continúa la subsidencia y los fenómenos transgresivos e igualmente persiste el volcanismo. La interferencia tectónica-sedimentación es muy acusada y se traduce en la aparición de turbidita y pliegues de «slump» en las zonas subsidentes, relacionadas con el funcionamiento de fracturas sinsedimentarias.

La situación no es ya tan homogénea durante el Messiniense y la evo-

lución de las depresiones sigue un camino diferente. Las cuencas interiores son abandonadas por el mar y correlativamente se produce el cambio de ambientes marinos a continentales. En las márgenes de los relieves levantados, o en los altos fondos volcánicos, cuya actividad en la Sierra de Gata parece haberse extinguido, se sitúan áreas de plataforma, a cuyo favor se desarrollaron los arrecifes formando franjas o barreras, que rodean los relieves y progredan hacia la cuenca.

La zona levantada de los arrecifes, al descender el nivel del mar durante la «crisis de salinidad», sufre un arrasamiento, mientras se depositan evaporitas en las zonas más profundas o en cuencas marginales. Una posterior pequeña elevación del nivel del mar da lugar a dominios de sedimentación carbonatada de plataforma sobre los arrecifes, o a sedimentos costeros con multitud de cambios de facies. Al final del Messiniense se acentúa la distensión, con el funcionamiento de fallas normales de gran salto. Estas fallas ya afectan claramente al volcanismo existente y condicionan la forma de las cuencas que posteriormente ocupa la transgresión del Plioceno, cuya costa se instala a una cota de alrededor de 300 m. sobre el nivel actual del mar. Durante la sedimentación del Plioceno y Cuaternario continúan actuando las fallas del «Sistema de fallas de Almería» (Serrata, Palomares y C. de Dalías) y asociadas (Alquíán), unas veces como normales, y otras como fallas en dirección de carácter levógiro (Serrata y Palomares), dentro de un conjunto que parece corresponder a una gran cicatriz transcurrente.

5.8 ESTRUCTURA CORTICAL Y SISMOTECTONICA DE LA ZONA DE ALMERIA

La estructura de la corteza en esta zona se ha obtenido a partir de la interpretación de los siguientes perfiles:

Perfil Almería-Málaga
(175 km)

Perfil directo siguiendo la línea de la costa. Atraviesa la zona interna de las Béticas.

Perfil Adra-Cartagena-Adra

Perfil directo e inverso atravesando la zona interna de las Béticas. Tiros en Adra y en Cartagena.

Perfil Adra-Ubeda
(180 km)

Perfil en dirección N-S con tiro en Adra, atravesando las zonas internas y externas de las Béticas.

Estos perfiles alcanzan una profundidad que permite estudiar la discontinuidad de Mohorovicic. Sus direcciones, junto con la del perfil Cádiz-Cartagena, forma un triángulo que hace posible el estudio detallado de la

estructura de la corteza en la zona oriental de las Béticas. De las características de la estructura de la corteza en la zona próxima a Almería cabe destacar la gran heterogeneidad que se presenta a un lado y a otro del sistema de fallas de Alhama de Murcia-Palomares-Carboneras, que indica cómo este sistema de fallas afecta a las estructuras más profundas de la corteza y no se trata de un fenómeno superficial.

El modelo de corteza ajustado para la zona al Este del sistema de fallas presenta un espesor para el basamento cristalino de 12 km., con una velocidad de 6 km/s. Bajo esta capa se encuentra una capa de alta velocidad (6,9 km/s), que no se ha registrado en ninguna otra zona del dominio bético. La velocidad media de la corteza es elevada, con un valor de 6,3 km/s., y la discontinuidad de Mohorovicic se encuentra a una profundidad de 23 km. Esta estructura de la corteza parece apuntar, si se comparan los valores obtenidos con los correspondientes a la zona de la cuenca Balear, a una transición de la zona de las Béticas hacia el ámbito de esta cuenca.

Al Oeste del sistema de fallas, bajo el basamento, parece existir las capas de velocidad 6,3 y 6,6 km/s., con un espesor creciente hacia el Oeste bajo el área de Granada.

Para la zona más próxima a la costa puede deducirse un aumento gradual de la velocidad con la profundidad, desde unos 4 km/s. en superficie hasta 6 km/s. a los 2-3, incluso 4 km. de profundidad, según los lugares. Bajo esta capa o sección parece existir, entre los 7 km. y 11 km., otra capa de velocidad menor (5,4-5,5 km/s.). Debe indicarse que esta capa de baja velocidad no queda de manifiesto en la parte oriental del sistema de fallas citado anteriormente, ni tampoco hacia el interior. Bajo la capa de baja velocidad, la corteza inferior está estructurada en dos secciones de 6,3 y 6,9 km/s., alcanzando la discontinuidad de Mohorovicic a una profundidad de 24 km. en las proximidades de Almería-Adra, profundidad relativamente baja si se compara con las profundidades obtenidas para el interior. Bajo esta discontinuidad la velocidad del manto es normal, es decir, de 8,1 km/s., en comparación con la velocidad relativamente baja observada en la zona del Mar de Alborán (7,8 km/s.). Podría resumirse la estructura de la corteza en la zona indicada de la siguiente forma: existencia de variaciones laterales entre las zonas Este y Oeste del sistema de fallas de Alhama de Murcia-Palomares-Carboneras, no sólo a nivel superficial, sino afectando a toda la estructura de la corteza. Las velocidades medias en ésta son de 6,0 km/s. en la zona Este, y más elevada, de 6,3 km/s., en la zona Oeste. En la parte Este se presenta una capa de baja velocidad que no se observa en la parte más al Oeste y la profundidad para la discontinuidad corteza-manto es, en la zona próxima a la costa, aproximadamente de 24 km., con una velocidad de 8,1 km/s. en el Manto Superior inmediatamente debajo de la discontinuidad de Mohorovicic.

La actividad sísmica de la zona de Almería se concentra en la región costera, tanto en la franja litoral como en el mar de Alborán. Aunque la determinación de epicentros no es muy exacta, se observa una tendencia E-W paralela a la costa y otra NNE-SSO. La primera alineación E-W queda separada claramente del área de concentración de terremotos en la zona de Granada, al Este, y en la de Huerca-Overa al Nordeste, y la mayoría de sus terremotos quedan situados en el mar cercanos a la costa. La segunda alineación NNE-SSW representa el borde oriental de la zona sísmicamente activa. Más al norte esta alineación coincide con la orientación del sistema de fallas Alhama de Murcia-Palomares-Carboneras. Estas fallas, que en los estudios de estructura de la corteza se ha visto que representan un accidente que afecta a toda la corteza, se prolongan hacia el SSW, a lo largo del mar de Alborán. La evidencia de esta prolongación la constituye el borde oriental de la zona sísmica en la Cuenca de Alborán. Uno de los episodios sísmicos más importantes es el terremoto del 22 de septiembre de 1522, en el que de acuerdo con las crónicas quedó destruida la mayor parte de la ciudad y al que siguió un fuerte maremoto.

Este terremoto se situó en el mar, frente a la costa de Almería. Más al Norte hay que destacar el episodio sísmico de 1863 (del 3 de abril al 23 de agosto), con diez terremotos de intensidad superior a V, el mayor de los cuales se produjo el 10 de junio con intensidad VII, en Huerca-Overa.

La tectónica de la zona se encuentra controlada por el borde suroriental del bloque ibérico, que puede situarse en el sistema de fallas Alhama de Murcia-Palomares-Carboneras y en la zona de transición entre la Corteza Continental de las Béticas y la Oceánica de la Cuenca de Alborán. En última instancia, las condiciones tectónicas de la zona se encuentran controladas por el contacto litosférico entre las placas de Eurasia y Africa, de dirección E-O y de carácter compresivo (con presiones horizontales N-S), produciéndose fallas inversas que implican el cabalgamiento de la placa europea sobre la africana. Por otro lado, la parcial independencia del bloque o placa ibérica, y la cuenca del mar de Alborán, complican el esquema, para el que todavía no se ha llegado a un modelo tectónico definitivo.

5.9 GEOLOGIA ECONOMICA

5.9.1 MINERIA

En el ángulo noroeste de la Hoja núm. 84, dentro ya de la provincia de Granada, se encuentra uno de los más importantes yacimientos de mineral de hierro de España (hematites fundamentalmente), sobre el que se

viene realizando una intensa labor de explotación a cielo abierto por parte de la «Compañía Andaluza de Minas, S. A.», con una producción anual que supera los 2 M. de T. En el entorno de este yacimiento el IGME ha llevado a cabo una amplia investigación de la zona y ha evaluado unas reservas del orden de los 40 M. de T. Se trata de yacimientos de tipo metamórfico, en calizas pertenecientes al Complejo Alpujárride (unidades béticas), que aparecen cubiertas por las formaciones continentales plio-cuaternarias de la cuenca de Guadix.

En las proximidades de Serón (provincia de Almería) se extrae mineral de hierro consistente en ilmenita-hematites y accesoriamente magnetita. El yacimiento es de tipo filoniano y de impregnación en roca.

En cuanto a los *sulfuros metálicos* las rocas de mayor potencial se encuentran en la Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla, donde las menas aparecen generalmente acompañadas de fluorita. Las mineralizaciones de plomo-zinc-fluorita han sido objeto de numerosas investigaciones y se encuentran asociadas a las formaciones carbonatadas del Trías Medio.

La mina de oro de Rodalquilar, próxima a la costa, se encuentra inactiva, si bien en el pasado hubo períodos con notable intensidad en las labores de explotación. En relación con este yacimiento, el IGME consideró la posible existencia de placeres auríferos en los sedimentos no consolidados del suelo marino y para la investigación de los mismos ha realizado en el presente año el proyecto denominado «Estudio básico de la red de paleocanales y formaciones acústicas asociadas en la plataforma continental del sureste de Almería para la investigación de minerales pesados (Primera Fase)». Para la ejecución de este proyecto se obtuvo una tupida red de perfiles geofísicos de alta resolución y se extrajeron muestras tanto de fondo marino como de las áreas costeras. Con un nuevo proyecto a desarrollar en 1982, que comprenderá la toma de numerosas muestras y la ejecución de vibrosondeos, se espera llegar al conocimiento de las posibilidades que ofrece la zona considerada.

Los indicios de distintos materiales metálicos (de Ag, Zn, Cu, Co, Mn, etcétera) son bastante numerosos.

Parecen existir importantes reservas de talco o esteatita, de origen secundario (Purchena y Sierra de Lucas).

Son abundantes los yacimientos de yeso en el Permotrías, Trías y Mioceno (Messiniense), de muy distintas características, que en algunos puntos son objeto de explotación.

La sal sódica (halita) se viene produciendo en las salinas de Roquetas y Cabo de Gata.

Respecto a la fluorita, han sido muy numerosas las investigaciones y estudios sobre las mineralizaciones de plomo-zinc-fluorita. Las mineralizaciones se hallan asociadas a las formaciones carbonatadas del Trías (Sierra de Gádor), encontrándose la fluorita en las rocas dolomíticas de «facies

bandeada» (piedra franciscana según la denominación local), que contiene minerales de plomo. En estas mineralizaciones la relación galena-fluorita es muy variable.

5.9.2 ROCAS INDUSTRIALES

Las rocas industriales constituyen un importante sector en la provincia de Almería, y se refieren a los siguientes recursos.

a) Rocas ornamentales

Son objeto de explotación en la vertiente septentrional de la Sierra de Filabres (Cuenca del Almanzora), por su excelente calidad. Se trata de calizas metamórficas granulares, que se presentan en grandes bancos y capas. Estas formaciones corresponden al paquete de calizas y dolomías triásicas que apoyan en un conjunto de micaesquistos y cuarcitas paleozoicas, del complejo Nevado-Filábride, encontrándose en la zona de Macael y Lubrín la mayor parte de las canteras. Se extraen las variedades «Blanco Macael», mármol blanco de gran pureza; «Anasol», mármol cipolínico, y «Gris Macael», de tonos gris-azulados. Las reservas son muy considerables.

La producción anual es del orden de 22.000 metros cúbicos.

El elevado número de pequeñas explotaciones, ± 200 (la mayor parte de las cuales actúan en régimen de cooperativas), impiden una racional explotación del conjunto del yacimiento, por lo que una racionalización y concentración de las mismas sería muy favorable, desde el punto de vista técnico-económico.

b) Serpentinias

Las serpentinias se presentan según una serie de yacimientos dispersos en la Sierra de Filabres, alineados según una dirección E-O, y aparecen según masas lenticulares o intercalaciones entre las formaciones de micaesquistos y calizas metamórficas del complejo Nevado-Filábride. Constituye un factor negativo en la mayor parte de los yacimientos, el grado de fracturación que presentan, y que impide la obtención de grandes bloques.

c) Bentonitas

Se trata de arcillas montmorilloníticas, producto de la acción hidrotermal de las rocas volcánicas, de la serie dacita-riolita, del Complejo de la Sierra de Gata. Los yacimientos son muy importantes, con potencias beneficiables de 10 a 12 metros.

Existen también yacimientos de esta clase en la Sierra de Gádor, en la localidad de Níjar y en algún otro punto, los cuales integran importantes reservas. La principal empresa productiva de bentonitas («Minas de Gádor, S. A.»), desarrolla sus actividades en distintas zonas del extenso yacimiento situado en la Sierra de Níjar.

En las zonas costeras de la provincia de Almería se viene realizando una intensa explotación de arenas y gravas (las primeras en su mayor parte para su utilización en las zonas de cultivos) que está afectando muy negativamente a determinadas zonas costeras por el desequilibrio producido en los procesos litorales. Un control y la correcta programación de tales actividades se hace necesaria y a tal fin debería tenerse en cuenta la cartografía sedimentológica y dinámica litoral.

Constituyen una fuente de áridos, de alta calidad, por sus características mecánicas, algunas de las rocas volcánicas, de las que existen grandes reservas en determinadas áreas. Otras fuentes de áridos se refieren a las ofitas y diabasas asociadas a las formaciones de Trías.

5.9.3 HIDROGEOLOGIA

En el apartado 2 se han expuesto las características climatológicas de la región considerada, las cuales determinan, junto con la litología y configuración estructural del subsuelo, las condiciones hidrogeológicas.

Debe indicarse en primer lugar que, si bien los conjuntos de formaciones permeables de la zona suponen una cierta regulación natural y existe frecuentemente un exhaustivo aprovechamiento de los acuíferos, son importantes las pérdidas de agua al mar, de forma subterránea, y sobre todo cuando tiene lugar un régimen torrencial de escorrentía.

Casi la totalidad de los acuíferos de la franja costera se encuentran en contacto con el mar, salvo aquellos casos excepcionales en que las condiciones litoestructurales existentes suponen la presencia de una barrera impermeable que aísla los acuíferos interiores del mar, como ocurre, por ejemplo, en la zona de Entinas-Sabinar.

La sobreexplotación de los acuíferos en la franja costera determina el progresivo descenso del nivel piezométrico y del gradiente hidráulico, produciéndose la invasión del agua marina. Esta situación se da en distintas zonas, cuyos negativos efectos son prácticamente irreversibles.

Entre los distintos tipos de afloramientos que aparecen en la Hoja podemos distinguir:

1. *Afloramientos permeables*

- Calizas y dolomías triásicas, donde la infiltración es importante; son las que proporcionan la mayor parte de la recarga de los acuíferos existentes.

- Conglomerados, arcillas, arenas, etc., del Pliocuaternario, de permeabilidad variable.
- Depósitos aluviales, asociados a la red fluvial.
- Calcarenitas y microconglomerados del Mio-Plioceno, de importancia sólo en el Campo de Dalías.

2. Afloramientos impermeables

- Las grandes depresiones miocenas, generalmente recubiertas de materiales impermeables, como arcillas y margas.
- Filitas triásicas y afloramientos paleozoicos, que forman el sustrato impermeable general de la zona.
- Afloramientos volcánicos, cuando no existen redes de fracturas y diaclasas, pero aun en estos casos, en profundidad, las formaciones volcánicas son impermeables.

Principales barreras impermeables:

La serie paleozoica presenta grandes alineaciones montañosas de dirección sensiblemente E-O, que forman barreras impermeables, independizando diferentes áreas situadas alrededor de las mismas. Tales alineaciones corresponden a:

- Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. Separan la cuenca del Almanzora, al N. de las de los ríos Aguas y Andarax, al Sur. Entre ambas sierras queda situada la cubeta aluvial permeable del Nacimiento.
- El núcleo paleozoico del anticlinal de Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera separa la cuenca del río Aguas y la zona alta de la rambla de Tabernas, de la cuenca de la Rambla de Carboneras.

Existen otras barreras paleozoicas de dirección sensiblemente N-S, como son:

- La parte oriental de la Sierra de Cabrera, que separa la cuenca del río Aguas del mar.
- Sierra Almagrera, que separa la margen izquierda del valle del río Almanzora del mar.

Definición de las principales facies acuíferas

Las formaciones que por su facies constituyen los acuíferos en la zona son las siguientes:

1. Calizas y dolomías triásicas

Actúan como principales zonas de recarga debido a la elevada infiltración que tiene lugar en las mismas, y en ellas se encuentran las

mayores reservas. La potencia de los acuíferos saturados supera los 250 m.

La explotación directa de estos acuíferos no ha sido importante por encontrarse sus áreas de afloramientos en zonas de acusado relieve y siempre distantes de las principales áreas de riego, situadas generalmente en los valles y depresiones y donde las calizas y dolomías se hallan a profundidades considerables. No obstante, en el borde septentrional de la Sierra de Gádor es notoria la proliferación de sondeos sobre esas formaciones, cuyo yacente impermeable suele estar constituido por filitas y micaesquistos.

2. *Formaciones calizo-arenosas del Mioceno Superior y Plioceno.*

Por encontrarse estas formaciones a escasa profundidad y en la zona de mayor desarrollo agrícola, estos acuíferos son los más explotados. La mayor parte de los pozos del Campo de Dalías y Campo de Níjar extraen el agua de los mismos, los cuales reciben su recarga de las formaciones calcáreas triásicas, por contacto lateral o bien a través de algún accidente tectónico, si bien es también importante la infiltración directa. La potencia de estas formaciones no suele ser elevada, generalmente de unos 10 m., por lo que las reservas son limitadas.

3. *Formaciones plio-cuaternarias.*

Constituyen acuíferos que podrían contener reservas importantes pero generalmente se encuentran separados de las principales fuentes de recarga o bien se encuentran aislados por formaciones impermeables del Mioceno. Dentro del área considerada, la mayor explotación de estos acuíferos se encuentran en Ballabona, donde se viene registrando un progresivo descenso de nivel, sin que se observen recuperaciones importantes, incluso en épocas de lluvia.

4. *Formaciones aluviales.*

Los depósitos aluviales, generalmente asociados a la actual red hidrográfica, constituyen los acuíferos más explotados, por la escasa profundidad que precisan las obras de captación y por su gran capacidad. La recarga procede de los cursos fluviales y por los aportes laterales.

5. *Otros acuíferos.*

Existen una serie de acuíferos de menor importancia, asociados tanto a formaciones paleozoicas como a rocas volcánicas, determinados por diaclasas y fracturas y zonas de alteración de estos materiales.

5.9.4 RECURSOS ENERGETICOS

a) **Hidrocarburos**

Fueron solicitados y se encuentran vigentes varios permisos de investigación de hidrocarburos offshore en el Mar de Alborán (plataforma continental y zonas profundas adyacentes) de los cuales es titular la empresa francesa ELF-AQUITAINE.

Los trabajos realizados hasta la fecha han consistido en la ejecución de campañas de prospección geofísica (sísmica por reflexión) y de dos sondeos profundos: «Roquetas» y «Andalucía A», cuya ubicación se indica en el mapa geológico. Los trabajos se continuarán con la implantación de un tercer sondeo.

Las profundidades de los sondeos indicadas fueron de 1.314 y 3.090 metros, respectivamente, habiéndose alcanzado en el segundo el basamento bético.

De manera general debe indicarse que los objetivos en el Mar de Alborán se refieren a las cuencas terciarias (Mioceno-Plioceno) en cuyo conjunto alternan formaciones de facies marina y continental, que implican la existencia de rocas generadoras de hidrocarburos y de posible almacenamiento de los mismos. Las estructuras vendrían determinadas por la orogenia alpina y neotectónica, en la que cabe incluir deformaciones de carácter diapírico. Como factor favorable cabe señalar también el considerable espesor de los sedimentos terciarios que yacen sobre el basamento bético o volcánico.

b) **Energía solar**

Es sabido que las mayores posibilidades de aprovechamiento de la energía solar en la península se encuentran en la provincia de Almería y por ello se vienen desarrollando aquí distintas investigaciones en tal sentido, algunas de ellas a nivel internacional.

Recientemente ha entrado en funcionamiento la central solar SSPS de 500 kilovatios, dependiente de la OCDE, con la participación de nueve países y para 1983 está prevista la terminación de la central de Tabernas, de 1.000 kilovatios.

Las posibilidades que se ofrecen vienen determinadas por el elevado coeficiente de irradiación solar que en muchas zonas es de 200.000 calorías/cm²/año y en algunos áreas alcanza la cifra de 250.000 calorías/cm²/año.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADDICOT, W. O.; SNAVELY, P. D.; DUBRY, D., y POORE, R. Z. (1978).—«Neogene stratigraphy and paleontology of southern Almería province; Spain»: *An overview U.S. Geol. Survey Bull.*, 1454, 49 p.
- AGUADO, J. (1973).—«Estudio de la sedimentación actual en la plataforma continental al Noreste de Cabo de Gata (Almería)».
- ALDAYA, F. (1968).—«Sobre la posición tectónica de la Sierra de Lujar (provincia de Granada)». *Acta Geol. Hisp.*, III, pp. 87-92.
- (1969).—«Los Mantos Alpujarrides al Sur de Sierra Nevada». *Tesis Univ. de Granada*, 527 p.
- ALDAYA, F.; BAENA, J., y EWERT, K. (en prensa).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 1.043 (Ugijar)». *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (segunda serie)*. IGME, Madrid.
- (en prensa).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 1.057 (Adra)». *Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (segunda serie)*. IGME, Madrid.
- ALIAS, L. J., y ALBALADEJO, J. (1978).—«Mineralogía y génesis de suelos con horizonte B textural sobre rocas volcánicas en el sureste de España». *Univ. Murcia, Fac. Cienc., Dep. Geol. An. Edafol. Agrobiol.*, núms. 1-2, vol. 37, pp. 165-185.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J. M., y MATTAUER, M. (1971).—«Sur un modèle explicatif de L'arc de Gibraltar». *Earth Planet. Sc. Lett.*, v. 12, pp. 191-198.
- ANSORGE, J.; BANDALE, E., y MUELLER, S. (1978).—«Crustal structure under the Cordillera Bética-Preliminary results». *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán, 1976 (Granada. Swiss Federal Inst. Technol. Zurich.*, v. 0, pp. 9-17.
- ARAÑA, V., y VEGAS, R. (1974).—«Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar arc». *Tectonophysics*, 24, pp. 197-212.
- ARMSTRONG, K. (1980).—«Porosity evolution of upper miocene reefs, Almería province, southern Spain». *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 64, núm. 2 (february, 1980), pp. 188-208.

- AUZENDE, J. M., y REHAULT, J. P. (1975).—«Les bassins sédimentaires de la mer d'Alboran». *B. S. G. F.* (7), XVII, 1975, núm. 1.
- AUZENDE, J. M., y OLIVET, J. L.—«Structure of the western Mediterranean basin». *Continental Margin*, pp. 723-731.
- BAENA, J.; FERNANDEZ-VARGAS, E.; GARCIA-RODRIGUEZ, J., y GREEN, H. G. (1977).—«Active faulting in coastal Almería (SE Spain) and adjacent continental shelf». *A paper given at 1 st. Simposio de Tectónica global. Fundación Gómez-Pardo (Madrid)*.
- BAENA, J.; GOY, J. L., y ZAZO, C. (1981).—«El Tirreniense en el litoral de Almería». Excursión. *Mesa redonda sobre el Tirreniense del litoral mediterráneo español*. Libro-guía.
- BAENA, J., y EWERT, K. (en prensa).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 1.058 (Roquetas de Mar)». *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (segunda serie)*. IGME. Madrid.
- BAENA, J., y VOERMANS, F. (en prensa).—«Memoria y Hoja Geológica número 1.044 (Alhama de Almería)». *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (segunda serie)*. IGME. Madrid.
- (en prensa).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 1.045 (Almería)». *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (segunda serie)*. IGME. Madrid.
- BANDA, E., y UDIAS, A. (1979).—«Sondeos sísmicos profundos en España. Estructura de la región Bética oriental». *Tecniterrae*, v. 5, pp. 34-41.
- BELLON, H. (1976).—«Séries magmatiques néogènes et quaternaires de pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique —implications géodynamiques—». *These Univ. Pris-Sud Centre D'Orsay*, 363 p.
- BELLON, H., y LETOUZEY, J. (1976).—«Volcanism related to platectonics in the western and eastern mediterranean». *International symposium on the structural history of the Mediterranean basins, 25-29 October, 1976. Editions Technip*, pp. 165-177.
- BELLON, H., y BROUSSE, R. (1977).—«Le magnetism périmediterranéen occidentale. Essai de synthèse». *Bull. Soc. Geol. France*, 19, pp. 469-480.
- BEMMELEN, R. W. VAN (1927).—«Bijdrage tot de geologie der Betische ketens in the province Granada». *Tesis E. T. S. Delft.*, 176 p.
- BERNET ROLLANDE, M. C., y MAURIN, A. F. (1980).—«Volcanismo-related reefs, Miocene of SE Spain». *Congres Geologique International 26/1980. Paris*, v. 2, p. 434.
- BIJU-DUVAL, B.; LETOUZEY, J., y MONTADERT, L.—«Variety of margins and deep basins in the Mediterranean».
- BISCAYE, P. E. (1965).—«Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans». *Geol. Soc. America*, 76, pp. 803-832.
- BLANC, J. J. (1972).—«Observations sur la sédimentation bioclástica en quelques points de la marge continentale de la Méditerranée». *In: Stanley*,

- J. D. (Ed.), *The Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchinson and Ross, pp. 225-240.
- BONIFAY, R. (1969).—«Le quaternaire littoral et sous-marin de cotes françaises de la Méditerranée». *Etudes francaises sur le Quaternaire présentées a l'occasion du Ville Cong. Int. de L'INQUA*.
- BOURROUILH, R., y GORSLINE, D. S. (1979).—«Pre-Triassic fit and Alpine tectonic of Continental blocks in the western Mediterranean». *Geological Society of America, Bulletin* núm. 90 (11), I, pp. 1074-1083, Nov. 1979.
- BOUSQUET, J. C., y PHILLIP, H. (1976).—«Observations microtectoniques sur la compression Nord-Sud Quaternaire des Cordilleres Bétiques Orientales (Espagne meridionale-Arc de Gibraltar)». *Bull. Soc. Geol. de France*, V, XVIII, pp. 211-224.
- (1976).—«Observations tectoniques et microtectoniques sur la distension plio-pleistocene ancien dans l'est des Cordilleres Bétiques (Espagne Meridionale)». *Univ. Sci. Techn. Languedoc Lab. Geol. Struct., Montpellier 34060 FRA. Cuad. Geol. or. Esap.*, núm. 7, 1976, V. 0000, pp. 57-67.
- BOUSQUET, J. C. (1979).—«Quaternary strike-slip fault in southeastern Spain». *Univ. Sci. Tech. Languedoc Lab. Geol. Structurale Montpellier, Fra. Tectonophysics, or NDL*, núm. 1-4, V. 52 pp. 227-286.
- BRITISH STANDARDS 1377 (1967).—«Methods of testing soils for Civil engineering purposes». *British Standards Institution*, London, 234 pp.
- BRUNNACKER, K.—«Observaciones sobre terrazas marinas y glaciares de pie de monte en el sudeste de España». *Publicaciones extranjeras sobre temas de geografía española*.
- BRYDEN, H. (1975).—«Source of the Mediterranean outflow». *American Geophysical Union*, 56 (6): pp. 376-377. Junio, 1975.
- BURK, C. A., y DRAKE, C. L. (1974).—«The geology of continental margins». *Springer-Verlag. Berlin*, p. 1009.
- BUROLLET, P. F.; CLAIREFOND, P., y WINNOK, E. (1979).—«La mer pélagienne». *Annales Univ. Provence Géol. Méditerranéenne*, t. 6, núm. 1, pp. 1-345.
- BUSSON, G. (1980).—«Les grandes cuvettes évaporitiques en milieu détritico comment elles se creusent, comment elles se remplissent». *Bull. Centres. Rech. Explor.-Product.*, V. 4, pp. 557-588.
- CADET, J. P.; FOURNIQUET, J., y GIGOUT, M. (1978).—«Sur la neotectonique des litoraux quaternaires entre Málaga et le Cabo de Gata (Andalousie-Espagne)». *Univ. Orleans, Orleans 45045*, V. 0000, pp. 163-164.
- CALDERON Y ARANA, S.—«Estudio petrográfico sobre las rocas volcánicas del Cabo de Gata e Isla de Alborán».
- CANALS, M., y MALDONADO, A. (1982).—«Caracterización de los sedimentos recientes del margen continental sur-Balear (Mediterráneo occidental)». *Acta Geol. Hispánica*. In press.
- CANO LUCAYO, N. (1968).—«Contribución al conocimiento del Mar de Albo-

- rán: I. Superficie de referencia». *Bol. del Instituto Español de Oceanografía*, núm. 135, pp. 3-27.
- CAULET, J. P. (1972).—«Recent biogenic calcareous sedimentation on the Algrian continental shelf». In: Stanley, D.J. (Eds.), *The Mediterranean Sea. Dowden, Hutchinson and Ross*, pp. 262-278.
- COPEIRO, E. (1980).—«Sobre la progresiva ruina de nuestras costas arenosas». *Rev. Obras Públicas*, 1980, V. 127, pp. 307-319.
- CURRAY, J. R. (1969).—«History of continental shelves». In: Stanley, D.J. (Eds.), «The New Concepts of Continental Margin Sedimentation: Application to the Geological Record». *American Geological Institute, Washington D.C.*, pp. JC-6-1-JC-6-7.
- (1965).—«Late quaternary history, continental shelves of the United States». In: Weight, H.E. and Frey, D.G. (Eds.), «The Quaternary of the United States». *Princeton Univ. Press, Princeton*, pp. 723-735.
- DABRIO, C. J.; ESTEBAN, M., y MARTIN, J. M. (1981).—«The coral reef of Níjar, Messinian (uppermost Miocene), Almería province, SE Spain»: *Jour Sed. Petrology*, V. 51, pp. 521-539.
- DE BOTELLA, F. (1982).—«Reseña física y geológica de la región SO de la provincia de Almería».
- DIAZ DE FEDERICO, A. (1971).—«Estudio geológico de un sector de Sierra Nevada situado al sur de Jerez del Marquesado (Zona Bética, Granada)». *Cuad. Geol. Universidad de Granada*, núm. 2, pp. 89-114.
- DIAZ, A.; GOMEZ-PUGNAIRE, M. T.; PUGA, E., y TORRES-ROLDAN, R. (1979). «Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain)». *Cuad. Geol.*, 8-9, pp. 37-60.
- DILLON, W. P.; ROBIN, J. M.; GREEN, H. G., y LUCENA, J. C. (1980).—«Evolution of the Continental Margin in southern Spain and the Alboran Sea». *Marine Geology*, V. 36, pp. 205-226.
- DONAYRE, F. M. (1877).—«Datos para una reseña física y geológica de la región SE de la provincia de Almería». Madrid, junio, 1877.
- DRONKERT, H. (1977).—«Excursión to the evaporites of the Sorbas basin». *Fieldtrip guidebook, Messinian Seminar III*, Oct., 1977, Málaga.
- DRONKERT, H.; VAN DER POEL, H., y GEERLINGS, L. P. A. (1979).—«Gypsum deposits in the province of Almería. Consequences for the western mediterranean». *Ann. Geol. Pays. Hellen. Tome hors série*, 1979, fasc. 1, pp. 345-354. *VIIth International Congress on Mediterranean Neogeno*.
- DUANE, D. B. (1976).—«Placer mineral resources». In: Stanley, D.J. and Swift, D.J.P. (Eds.): «Marine sediment transport and environmental management». *John Wiley and Sons, Inc. New York*, pp. 535-556.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la Zone Bétique». *Verh. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. Afd. Natuur, Serie I*, parte XXV, núm. 3, Amsterdam, 90 p.

- EMERY, K. O. (1978).—«Relict sediments on continental shelves of the world». *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, V. 52, pp. 445-464.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordilleres Bétiques». *Estudios geológicos*, V. 8, pp. 83-172.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A., y FONTBOTE, J. M. (1961).—«Estudio sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mishongzone». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, V. LXXII, pp. 347-557.
- FIGUEIREDO, A.; SANDERS, J., y SWIFT, D. J. P. (1981).—«Storm graded layers on inner continental shelves: Examples from southern Brazil and the Atlantic Coast of the Central United States». *Sedimentary Geology* (In press).
- FONTBOTE, J. M. (1970).—«Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 71-78.
- FOURNIGUET, J. (1975).—«Néotectonique et quaternaire marin sur le litoral de la Sierra Nevada, Andalousie (Espagne)»: *Theses 3éme cycle, Univ. Orleans*, 234 p.
- (1977).—«Sur le quaternaire marin et la neotectonique du Campo de Da-lías (Andalousie, Espagne)». *Acta Geológica Hispánica*, V. XII, pp. 90-97.
- FUSTER, J. M.; AGUILAR, M. J., y GARCIA, A. (1965).—«Las sucesiones volcánicas en la zona del Pozo de Los Frailes dentro del vulcanismo cenozoico del Cabo de Gata (Almería)». *Estudios Geológicos*, 21, pp. 199-222.
- FUSTER, J. M.; IBARROLA, E., y MARTIN, J. (1967).—«Las andesitas piroxénicas de la Mesa de Roldán (Almería, sureste de España)». *Estudios Geológicos*, 23, pp. 1-13.
- GARCIA-RODRIGUEZ Y ALVAREZ, J. (1977).—«Estudio de la plataforma continental cuaternaria del Sur de la provincia de Almería». En *Estudio de ambiente y recursos geológicos de la zona costera y plataforma continental del SE de España*, tomo II, pp. 34-104, ENADIMSA-INI.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M. T. (1976).—«El conjunto nevado-filábride en el sector de la Calahorra (SE de GUADIX)». *C. S. I. C. FAC. CI Granada Cuad. Geol.*, núm. 7, pp. 5-25.
- GREENE, H. G. (1980).—«Transform tectonics of the western mediterranean». *Congres Géologique International J.S. Geol. Survey, Menlo Park, USA*, v. 1, p. 344.
- HARD, C., y PALMER, H. D. (1976).—«Sedimentation and ocean engineering ocean dumping». In: *Stanley, D.J. and Swift, D. J. P. (Eds.): «Marine sediment transport and environmental management». John Wiley and Sons, Inc. New York*, pp. 557-580.
- HEDBERG, M. D.; MOODY, J. D., y HEDBERG, R. M. (1979).—«Petroleum prospects of the deep offshore». *Am. Ass. Petroleum Geol. Bull.*, 63, pp. 286-300.
- HEEZEN, B. C. (1974).—«Atlantic-type continental margins». In: *Burk, C.A. and drake, C.L. (Eds.). «The geology of continental margins». Springer-Verlag, New York*, pp. 13-24.

- IACCARINO, S.; MORLOTTI, E.; PAPANI, G.; PELOSIO, G., y RAFFI, S. (1975). «Litostratigrafía e biostratigrafía di alcune serie neogeniche della provincia di Almería (Andalusia orientale, Spagna)». *Ateneo Parmense, Acta Naturalia*, V. II, pp. 273-313.
- I. F. P. (1972).—«Donées actuelles sur l'histoire tertiaire et la structure de la méditerranée». *Centre National pour l'exploitation des Océans*. Avril, 1972.
- IGME.—«Estudio de los sedimentos no consolidados (superficiales) de la plataforma continental española del Mediterráneo y su relación con las formaciones costeras y del interior». Memoria y Planos.
- «Mapas de rocas industriales 1:200.000, Hoja y Memoria 85, 6/11. Almería-Garrucha».
 - «Mapa geológico de España E: 1/50.000, 997, 25-40. Aguilas».
 - «Mapa geológico de España E: 1/200.000 (84-85). Almería-Garrucha».
 - «Mapa geológico de España E: 1/50.000, Carboneras» (núm. publicación 437).
 - «Mapa geológico de España E: 1/50.000, 997, 26-40. Cope».
 - «Mapa geológico de España E: 1/50.000. El Cabo de Gata», número publicación 435.
 - «Mapa geológico de España E: 1/50.000. El Pozo de Los Frailes» (número publicación 436).
 - «Mapa geológico de España E: 1/50.000, 1015, 25-41. Garrucha».
 - «Mapa geológico de España E: 1/50.000, 1032, 25-42. Mojácar».
 - «Mapa geológico de España E: 1/50.000, 1031, 24-42. Sorbas».
 - «Mapa Metalogenético de España E: 1/200.000, 84-85. Almería-Garrucha».
 - «Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur (Almería)». Memoria-Resumen.
 - «Mar Mediterráneo. ADARO (Cátedra Geología E. T. S. I. M.), 1971».
- JACQUOTTE-HIPPEAU, R. (1962).—«Etude des fonds de maerl en Méditerranée». *Recueil Tray. Station Marine Endoume*, 26, pp. 41-50.
- LECLAIRE, L. (1972).—«Aspects of Late Quaternary sedimentation on the Algerian precontinent and in the adjacent Algiers Balearic Basin». En *The Mediterranean sea: a natural sedimentation laboratory*, compilado por D. J. STANLEY, editorial Dowden, Hutchinson & Ross Inc, pp. 561-582.
- (1972).—«La sédimentation Holocene sur le versant méridional du bassin Algero-Baléares (Precontinent Algerien)». *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. m. ser*, Ser. C, *sciences de la Terre*, t. 24, París.
- LE FLOCH, J., y ROMANOVSKY, V. (1954).—«Circulation superficielle des eaux dans la partie orientale du bassin occidental de la Méditerranée». *Centre de Recherches et d'Etudes Oceanographiques*, V. I, núm. 1, enero, 1954.
- LISITZIN, A. P. (Eds.) (1972).—«Sedimentation in the world ocean». *Soc. Econ. Paleont. Mineral Spec.*, Pub. núm. 17, Tulsa, pp. 1-218.

- LOPEZ RUIZ, J., y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980).—«La región volcánica neógena del Sureste de España». *Estudios Geológicos*, 36, pp. 5-63.
- MALDONADO, A., y STANLEY, D. J. (1981).—«Clay mineral distribution patterns as influenced by depositional processes in the Southeastern Levantine Sea». *Sedimentology*, 28, pp. 21-32.
- (1979).—«Depositional patterns and Late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: A comparison». *Marine Geology*, 31, pp. 215-250.
- MALDONADO, A. (1972).—«El delta del Ebro. Estudio sedimentológico y Estratigráfico». *Bol. Estratigrafía. Univ. Barcelona*, V. 1, 486 p.
- MALDONADO, A., y STANLEY, D. J. (1976).—«Late Quaternary sedimentation and stratigraphy in the strait of Sicily». *Smithsonian contributions to the earth sciences*. Number 16.
- MARTIN-VIVALDI, J. L., y CANO RUIZ, J. (et al.) (1956).—«The bentonites from the volcanic region of Cabo de Gata (Almería)». *National Academy of Sciences-National Research Council*. Publication 456, pp. 181-184.
- MASSE, J. P. (1980).—«Reflexions sur la signification des biophases carbonatées neritiques recents». *Cent. Univ. Luminy Marseille, FRA.*, V. 2, p. 512.
- MAUFRET, A. (1979).—«Etude géodinamique de la marge des iles Baléares». *Mém. Soc. Géol. France*, n. ser., t. LVI (1977), núm. 132, pp. 1-94.
- MAUFFRET, A., y FRAIL, J. P. (et al.) (1973).—«Northwestern Mediterranean sedimentary basin from seismic reflection profile». *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 57, pp. 2245-2262.
- MAY, P. W. (1975).—«Geographic calculations for the Alboran sea Transactions». *American Geophysical Union*, 56 (6), p. 377, junio 1975.
- McCAYE, I. N. (1972).—«Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas», pp. 225-278. In: *D. J. P. Swift, P. B. Duane, and O. H. Pilkey* (Eds.), «Shelf Sediment transport and patterns», *Stroudsberry, PA, Dowden Hutchinson and Ross*, 656 p.
- MENDEZ CECILIA, M. A. (1971).—«Nota sobre el Plioceno de la costa de Almería». *Acta Geológica Hispánica*, t. VI (1971), núm. 5, pp. 147-148.
- MILLIAM, J. D.; WILER, Y., y STANLEY, D. J. (1972).—«Morphology and carbonate sedimentation on shallow banks in the Alboran Sea». In: *Stanley, D. J. (Ed.), The Mediterranean Sea, Dowden, Hutchinson and Ross*, pp. 241-259.
- MINISTERIO DE INDUSTRIA.—«Mapa Geológico general Almería-Garrucha. Hojas 6-11 (84), 7-11 (85)».
- «Síntesis de las investigaciones geológico-mineras realizadas por el IGME en Andalucía (1968-1979)».
- MONTADENT, L.; MAUFFRET, A., y LETONZEY, J. (1978).—«Messinian event: seismic contribution, in initial reports of the deep sea drilling project»: *Washington, D. S., U. S., Government Printing Office*, V. 42, pp. 1037-1050.

- MONTENAT, C. (1973).—«Les formations Neogene et Quaternaires du Levant Espagnol (prov. d'Alicante et de Murcia)». *These Sc. Orsay*, 1170 p.
- MONTENAT, C., y BIZON, G. (1976).—«A propos de l'evolution géodynamique mio-pliocène en Méditerranée occidentale. L'exemple du bassin de Vera (Cordilleres bétiques, Espagne méridionale)». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1976, fasc. 1.
- (1975).—«Remarques sur la Néogène du forage joides 121 en mer d'Alboran (Méditerranée occidentale)». *B. S. G. F.* (7), XVII, 1975, núm. 1.
- MOORE, D. G., y CURRAY, J. R. (1964).—«Wave-base marine profile of equilibrium and wave-built terraces: discussion». *Geol. Soc. America Bulletin*, V. 75, pp. 1267-1274.
- M. O. P. N. (1976).—«Plan Indicativo de Usos del Dominio Público Litoral. Tramo de costa de las provincias de Granada y Almería».
- MULDER, C. J., y PARRY, G. R. (1976).—«Late tertiary evolution of the Alboran sea at the eastern entrance of the straits of Gibraltar». *International Symposium on the structural history the Mediterranean basins*, 25-29 October, 1976, pp. 401-410.
- NAVARRO-ALVARGONZALEZ, A. (1967).—«Mapa Geológico de la provincia de Almería». *IGME*.
- NIHJUIS, H. J. (1964).—«Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de Los Filabres, south of Lubrin. SE Spain». *Tesis Univ. Amsterdam*, 151 p.
- OSTERICHER, C.; BURGER, J. A.; STILES, N. T., y BURNS, D. A. (1966).—«Environmental conditions during aircraft Salvops Med (Appendix 7)». *US Naval Oceanographic Office*, Open-file report 4420, 59 p.
- OVEJERO, G. (1969).—«Línea de costa entre Adra-Culo de Perros (Almería)». *Tesis de Licenciatura*.
- OVEJERO, C., y ZAZO, C. (1971).—«Niveles marinos pleistocenos en Almería (SE de España)». *Quaternaria*, V. XV, pp. 145-159.
- PAEZ, A., y SANCHEZ SORIA, P. (1965).—«Volcanología del Cabo de Gata, entre San José y Vela Blanca». *Estudios Geológicos*, 21, pp. 223-246.
- PASTOURET, J., y OLIVET, J. L. (et al.) (1975).—«Remarques complémentaires sur le Néogène de la mer d'Alboran». *B. S. G. F.* (7), XVII, 1975, núm. 6.
- PERCONIG, E. (1976).—«Estudio de algunos cortes del Neógeno de Sierra de Gádor y del Campo de Dalías (Almería, España)». *Revista Española de Micropaleontología*, V. 8, pp. 141-178.
- PEREZ MATEOS, J., y ALEIXANDRE, T. (et al.) (1973).—«Mineralogía de los arenales costeros del sureste español, tramo Málaga-Aguilas». *Estudios Geológicos*, V. XXIX, pp. 265-279, junio, 1973 (C. S. I. C.).
- PIERCE, J. W., y STANLEY, D. J. (1975).—«Suspended-Sediment concentration and Mineralogy in the Central and western Mediterranean and mineralogic comparison with bottom sediment». *Marine Geology*, 19: M-15-M25.
- POSTMA, G. (1979).—«Preliminary note on a significant sequence in con-

- glomeratic flows of a mass-transport dominated fan delta (Lower Pliocene, Almería Basin, SE Spain)». *Sedimentology*. Serie B, V. 82.
- PUGA, E. (1971).—«Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental (Cordilleras Béticas, España)». *Tesis Univ. de Granada*.
- REVISTA DE LA SOCIEDAD DE ESTUDIOS ALMERIENSES.—«Bosquejo geológico de la actual provincia de Almería».
- ROEP, J. M.—«The Mediterranean coast of Spain and the Alboran sea». In: *The Ocean Basin*. Mairm, A. E. M., Kanés, W. H., Stehli, F. G. Eds., V. 4B: *The Western Mediterranean*, Plenum Press, pp. 1-65. New York.
- RODRIGUEZ-BADIOLA, E. (1973).—«Estudio petrogenético del vulcanismo Terciario de Cartagena y Mazarrón (Sureste de España)». *Tesis Univ. Compl. de Madrid*, 177 p.
- ROEP, T. B., y BEETS, D. J. (1977).—«An excursion to coastal and fluvial sediments of Messinian-Pliocene age (Sorbas Member and Zorreros Member) in the Sorbas basin, SE Spain». *Field trip guidebook Messinian Seminar III*. Oct., 1977. Málaga.
- ROEP, T. B.; BEETS, D. J.; DRONKERT, H., y PAGNIER, H. (1979).—«A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age. Sorbas. Almería-Spain». *Sed. Geol.*, V. 22, pp. 135-163.
- RONDEEL, H. E. (1965).—«Geological Investigations in the western Sierra Cabrera and Adjoining Areas, Southeastern Spain». *Thesis Univ. Amsterdam*, 161 p.
- RUEGG, G. J. H. (1964).—«Geologische onderzoekingen in het bekken van Sorbas. SE Spanje» (unpub.). *Geol. Univ. Amsterdam*.
- RUPKE, N. A., y STANLEY, D. J. (1973).—«Distinguishing turbiditic and hemipelagic muds in the Balearic basin, western Mediterranean». *Smithsonian Inst., Washington DC 20560, USA*, V. 5, p. 789.
- SCHWARTZ, M. L. (1966).—«Subaqueous sand dunes». En *Encyclopedia of Oceanography*, compilada por R. W. Fairbridge, editorial Reinhold Publishing Corp., V. 1, pp. 861-866.
- SERRA-REVENTOS, J.; MALDONADO, A., y RIBA, O. (1980).—«Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares». *Act. Geol. Hispánica, Libro Homenaje al Prof. Luis Solé Sabarís*, Universidad de Barcelona (en prensa).
- SHEPARD, F. P. (1973).—«Submarine Geology». *Harper and Row Publ.* New York, 517 p.
- STANLEY, D. J., y GOT, H. (et al.) (1976).—«Catalonian, eastern Betic and Balearic margins: structural types and geologically recent foundering of the western Mediterranean Sea». *Smithsonian Contrib Earth. Sci.*, V. 20, pp. 1-67.
- STANLEY, D. J., y MALDONADO, A. (1979).—«Levantine sea Nile one lithostratigraphic evolution: quantitative analysis and correlation with paleoclimate».

- tic and eustatic oscillations in the late quaternary». *Sedimentary Geology*, 23 (1979), pp. 37-65.
- STANLEY, D. J. (1977).—«Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean». In: *Nairn, A. E. M., Kanes, W. H., and Sthli, F. G. (Eds.). The Ocean Basins and Margins*, V. 44. Plenum Press, New York, N. Y., pp. 77-150.
- STERANS, C. E., y THURBER, D. L. (1965).—«Th²³⁰ - U²³⁴ dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and marine littorals». *Quaternary*, V. VII, pp. 29-42.
- SWIFT, J. P. (1970).—«Quaternary shelves and the return to grade». *Marine Geology*, V. 8, núm. 1, pp. 5-30.
- SWIFT, D. J. P. (1976).—«Costal sedimentation». In: D. F. Stanley and D. F. P. Swift (Eds.). «Marine sediment Transport and Environmental Management». *New York, John Wiley and Sons, Inc.*, pp. 255-310.
- (1974).—«Continental shelf sedimentation». In: *Burk, C. A. and Drake, C. L. (Eds.). «The Geology of Continental Margins». Springer-Verlag*, pp. 117-136.
- SWIFT, D. J. P.; STANLEY, D. J., y CURRAY, J. R. (1971).—«Relict sediments of continental shelves: a reconsideration». *Jour. Geology*, 79, pp. 322-346.
- TORRES-ROLDAN, R. L. (1979).—«The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic cordilleras, southern Spain) its significance and one possible geotectonic scenario for the western most alpine belt». *Univ. Granada Dep. Geotecton, Granada*, V. 279, pp. 19-51.
- UDIAS, A. (1978).—«The program of deep seismic soundings in Spain. Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán», 1976, Granada. *Univ. Barcelona, Dep. Fis. Tierra Cosmos*, pp. 3-7.
- VANNEY, J. R., y GENNESSEAU, M. (1979).—«Propositions relatives a la toponymie marine de la méditerranée occidentale». *Ann. Inst. Océanogr.*, París, 1979, 55 (2), pp. 185-194.
- VAZQUEZ GUZMAN (1978).—«Depósitos Minerales de España». *IGME*.
- VOLK, H. R. (1966).—«Aggradational directions and biofacies in the youngest postorogenic deposits of southeastern Spain. A contribution to the determination of the age of the east Mediterranean coast of Spain». *Paleogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 2, pp. 313-331.
- VOLK, H. R. (1967).—«Zur geologie und Stratigraphie des Neogenbakkens von Vera, Südost Spanien». *Thesis Universiteit van Amsterdam*, 164 p.
- VRIES, W. C. P. de., y XWAAN, K. B. (1967).—«Alpujarride succession in the central part of the Sierra de Las Estancias, province of Almería, SE Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Serie 13*, 70, pp. 443-453.
- WATSON, A. J., y LEONARD JOHNSON, G.—«Mediterranean diapiric structures». Dallas, Texas 75222.
- WENTWORTH, C. K. (1922).—«A scale of grade and class terms for clastic sediments». *Jour. Geology*, 30, pp. 377-392.

- WEZEL, F. C. (1977).**—«Widespread manifestations of oligocene-lower miocene volcanismo around western mediterranean». *International Symposium on the structural history of the Mediterranean basins*, 25-29 October, 1976. *Editions Technip*, Paris, 1977, pp. 287-302.
- WONG, H. K., y ZARUDZKI, E. F. K. (et al.).**—«Newly discovered group of diapiric structures in western Mediterranean». *Woods Hole*, Massachusetts 2543.