

t 10/108

DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA

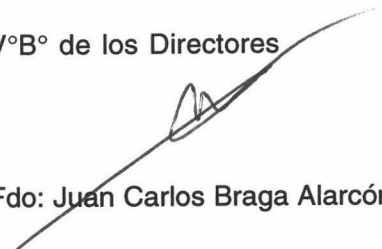
UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 27-2-95
ENTRADA NUM. 664

TAFONOMIA Y EVOLUCION SEDIMENTARIA DEL PLIOCENO MARINO EN EL LITORAL SUR DE ESPAÑA, ENTRE CADIZ Y ALMERIA

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
Nº Documento 515363946
Nº Copia L 16599470

Tesis Doctoral que presenta Julio Aguirre Rodríguez para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada.

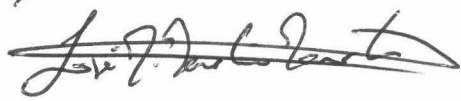
VºBº de los Directores



Fdo: Juan Carlos Braga Alarcón



Fdo: Julio Aguirre Rodríguez



Fdo: José Manuel Martín Martín

Universidad de Granada
1995

UNIVERSIDAD DE GRANADA
15 EB. 1995
COM: DOCTORADO

INDICE

INDICE

ANTECEDENTES

INTRODUCCION GENERAL	1
ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL	4
LA CORDILLERA BETICA	4
LA CUENCA DE ALBORAN	6
EL GOLFO DE CADIZ	8
METODOLOGIA	11
METODOS TAFONOMICOS	12
ANALISIS DE TAFOFACIES	20
BIOCRONOESTRATIGRAFIA Y MAGNETOESTRATIGRAFIA	22
BIOCRONOESTRATIGRAFIA PARA EL ATLANTICO	22
BIOCRONOESTRATIGRAFIA PARA EL MEDITERRANEO	23
EL PROBLEMA DEL LIMITE PLIOCENO INFERIOR-PLIOCENO SUPERIOR EN EL MEDITERRANEO	25
MAGNETOESTRATIGRAFIA Y EDADES ABSOLUTAS	27
PROVINCIA DE CADIZ	
INTRODUCCION	30
ANTECEDENTES	30
LOCALIZACION GEOGRAFICA DEL PLIOCENO EN LA PROVINCIA DE CADIZ	34
<u>SECCIONES ESTUDIADAS</u>	36
AREA DE ROCHE	36
<u>AFLORAMIENTO ROCHE</u>	36
Sección Roche I	37
Sección Roche II	39
Sección Cala del Aceite II	43
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	45
<u>AREA LA BARROSA</u>	57
Sección La Barrosa	57
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	62
<u>CUENCA DE JEREZ</u>	66
Sección Asta Regia	67
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	70
<u>ANALISIS DE TAFOFACIES</u>	75

TAFOFACIES 1: TAFOFACIES DE PLATAFORMA EXTERNA	75
TAFOFACIES 2A: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA DISTAL	76
TAFOFACIES 2B: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA PROXIMAL	77
TAFOFACIES 3: TAFOFACIES DE BAHIA PROTEGIDA NO ALIMENTADA	78
TAFOFACIES 4A: TAFOFACIES DE CORDON LITORAL	79
TAFOFACIES 4B: TAFOFACIES LITORAL PROTEGIDO	80
<u>ANALISIS SECUENCIAL</u>	82
DIVISIONES MAYORES DEL PLIOCENO DE CADIZ	82
CARACTERIZACION DE LOS CONTACTOS ENTRE UNIDADES	82
<u>CONTACTO UNIDAD I-UNIDAD II</u>	82
<u>CONTACTO UNIDAD I Y II-UNIDAD III</u>	84
<u>CONTACTO SUPERIOR DE LA UNIDAD III</u>	85
DIVISIONES INTERNAS DE CADA UNIDAD	85
<u>UNIDAD I</u>	85
Afloramiento Roche	85
Afloramiento La Barrosa	86
<u>UNIDAD II</u>	87
<u>UNIDAD III</u>	88
Afloramiento Roche	88
Afloramiento La Barrosa	89
Cuenca de Jerez	89
<u>BIOCRONOESTRATIGRAFIA DE LOS DEPOSITOS PLIOCENO EN LA</u>	
<u>PROVINCIA DE CADIZ</u>	90
DISCUSION DE RESULTADOS	93
TENTATIVA DE UNA JERARQUIZACION TEMPORAL DE LAS UNIDADES	
POLIOCENAS	95
<u>PALEOGEOGRAFIA</u>	97
UNIDAD I	97
UNIDAD II	98
UNIDAD III	99
PROVINCIA DE ALMERIA	
INTRODUCCION	101
ANTECEDENTES	101
LOCALIZACION GEOGRAFICA DEL PLIOCENO DE LA PROVINCIA DE	
ALMERIA	104
<u>SECCIONES ESTUDIADAS</u>	106
CUENCA DE ALMERIA-NIJAR	106

<u>AFLORAMIENTO PALMO DE SALAS</u>	106
Sección Palmo de Salas	106
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	112
<u>AFLORAMIENTO DE SACCARINO</u>	119
Sección Saccarino	119
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	122
<u>AFLORAMIENTO LAS CORRALIZAS</u>	126
Sección Las Corralizas	126
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	129
<u>AFLORAMIENTO RAMBLA DE LA SEPULTURA</u>	132
Sección Rambla de la Sepultura N	132
Sección Rambla de la Sepultura Centro	135
Sección Rambla de la Sepultura S	137
<u>AFLORAMIENTO RAMBLA QUEBRADA</u>	138
Sección Rambla Quebrada N-I y N-II	139
Sección Rambla Quebrada S-I y S-II	140
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	141
<u>AFLORAMIENTO POLIGONO INDUSTRIAL</u>	148
Sección Polígono Industrial	148
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	153
AREA DEL CAMPO DE DALIAS O PONIENTE ALMERIENSE	157
<u>AFLORAMIENTO DE BALERMA</u>	157
Sección Balerma	157
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	160
<u>AFLORAMIENTO DE BALANEGRA</u>	162
Sección Balanegra	163
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	164
<u>AFLORAMIENTO MATAGORDA-ALMERIMAR</u>	165
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	167
CUENCA DE CARBONERAS	168
Sección Rambla de Carboneras	169
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	171
Sección Barranco del Hondo	172
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	173
<u>ANALISIS DE TAFOFACIES</u>	175
TAFOFACIES 1: TAFOFACIES DE PLATAFORMA EXTERNA	175
TAFOFACIES 2A: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA DISTAL	176

TAFOFACIES 2B: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA PROXIMAL	178
TAFOFACIES 3: TAFOFACIES DE BAHIA PROTEGIDA ALIMENTADA	179
TAFOFACIES 4: TAFOFACIES DE CORDON LITORAL	180
<u>ANALISIS SECUENCIAL</u>	182
DIVISIONES MAYORES DEL PLIOCENO DE ALMERIA	182
CARACTERIZACION DEL CONTACTO ENTRE UNIDADES	183
DIVISIONES INTERNAS EN CADA UNIDAD	184
<u>UNIDAD I</u>	184
Rambla de la Sepultura	185
Afloramiento Polígono Industrial	186
<u>UNIDAD II</u>	189
<u>BIOCRONOESTRATIGRAFIA DE LOS DEPOSITOS PLIOCENOS EN LA</u>	
<u>PROVINCIA DE ALMERIA</u>	192
DISCUSION DE RESULTADOS	195
TENTATIVA DE UNA JERARQUIZACION TEMPORAL DE LAS UNIDADES	
PLIOCENAS	196
<u>PALEOGEOGRAFIA</u>	198
UNIDAD I	198
UNIDAD II	201
PROVINCIA DE MALAGA	
ANTECEDENTES	202
LOCALIZACION GEOGRAFICA DEL PLIOCENO EN LA PROVINCIA DE	
MALAGA	205
<u>SECCIONES ESTUDIADAS</u>	207
CUENCA DE NERJA	207
<u>AFLORAMIENTO BURRIANA</u>	207
Sección Burriana	207
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	209
CUENCA DE VELEZ-MALAGA	211
<u>AFLORAMIENTO VELEZ-MALAGA</u>	212
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	214
<u>AFLORAMIENTO DE ALMAYATE</u>	215
Sección Almayate	216
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	220
CUENCA DE MALAGA	225
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	228
CUENCA DE MANILVA	230

Sección Miraflores	231
<u>INTERPRETACION DE CONJUNTO</u>	231
<u>ANALISIS DE TAFOFACIES</u>	233
TAFOFACIES 1: TAFOFACIES DE PLATAFORMA EXTERNA	233
TAFOFACIES 2A: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA DISTAL	234
TAFOFACIES 2B: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA PROXIMAL	235
TAFOFACIES 3: TAFOFACIES DE CORDON LITORAL	236
<u>ANALISIS SECUENCIAL</u>	238
CARACTERIZACION DE LOS CONTACTOS ENTRE UNIDADES	238
DIVISIONES INTERNAS DE CADA UNIDAD	238
<u>UNIDAD I</u>	239
Cuenca de Málaga	239
Cuenca de Manilva	240
Afloramiento de Almayate	240
<u>UNIDAD II</u>	241
Cuenca de Nerja	241
<u>BIOCRONJOESTRATIGRAFIA DE LOS DEPOSITOS PLIOCENOS EN LA</u>	
<u>PROVINCIA DE MALAGA</u>	243
TENTATIVA DE UNA JERARQUIZACION TEMPORAL DE LAS UNIDADES	
PLIOCENAS	244
<u>PALEOGEOGRAFIA</u>	245
UNIDAD I	245
UNIDAD II	246
DISCUSION GENERAL	248
CORRELACION DE LAS UNIDADES PLIOCENAS	248
ORIGEN DE LA DISCORDANCIA INTRAPLIOCENA	249
EVOLUCION SECUENCIAL Y ANALISIS DE LA CICLICIDAD DURANTE EL	
PLIOCENO EN EL LITORAL SUR DE ESPAÑA	251
<u>PLIOCENO 1</u>	251
<u>PLIOCEO 2</u>	255
EVOLUCION SEDIMENTARIA Y CONDICIONES PALEOAMBIENTALES	
DURANTE EL PLIOCENO N EL LITORAL SUR DE ESPAÑA	259
<u>PLIOCENO 1</u>	259
<u>PLIOCENO 2</u>	261
ANALISIS DE TAFOFACIES	263
CONCLUSIONES	271
BIBLIOGRAFIA	274

AGRADECIMIENTOS

Qué menos que dedicarle unas palabritas a los directores de esta Tesis, Juan Carlos Braga y José Manuel Martín. Sin duda, ellos han sido los que me han guiado por esos «buenos» caminos de la Geología». Pero no sólo de Geología vive el geólogo. También han sido dos verdaderos amigos, que me han brindado su apoyo en los momentos difíciles. Por todo esto, y mucho más, estoy en deuda con los dos.

El segundo lugar, como no, debe ser para Antonio Pablo Jiménez, que ha sido mucho más que un amigo. Ha sido mi “segundo padre”. Con él he compartido larguísimas jornadas de campo por las inhóspitas tierras de Almería y por las, demasiado urbanizadas, tierras de Málaga.

Vaya este agradecimiento a Antonio Gerardo Checa, que también sufrió y padeció los calores de Almería, cuando casi no se encontraban escorpiones ni lagartos, y los únicos “bichos”, medianamente activos y casi vivientes, éramos nosotros.

José María Gómez, “er Rocka”, y Francisco Sánchez Piñero, “er sheriff”, han sido esos amigos y compañeros que uno necesita en todo momento. Con ellos he compartido toda clase de experiencias y largas horas de debates bastante instructivos.

También quisiera expresar mi agradecimiento a todos los miembros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Especialmente a Juan Antonio Vera, Director del Departamento, por el interés mostrado durante la elaboración de la tesis. A Pascual Rivas, por su apoyo, entusiasmo y por todas esas buenas ideas que ha aportado. A José Rodríguez Fernández, que fue todo una fuente de información bibliográfica, muchas veces imprescindible. A Jordi Martinell y Rosa Domenech, por sus comentarios sobre algunos de los problemas que plantea el Plioceno durante nuestra jornada de campo. A Jorge Cavis y Francisco Sierro, por sus contribuciones en el terreno de la micropaleontología. A Elvira Martín, por su disposición a colaborar siempre que ha sido necesario. A Serafín Montes, que preparó pacientemente numerosas láminas de rodolitos. A Francisco Javier Ferriz, compañero de “fatiga” y de despacho, con quién compartí fabulosos días de campo por Cádiz, que cristalizaron en algunos trabajos en colaboración. A Isabel Sánchez y Virginia, vecinas de pasillo, que me han animado en contadas ocasiones y han soportado más de un “arrebato pliocénico” en momentos de desesperación. Y, como no, a Socorro Aranda, por su disposición y entrega en todo momento.

A mis padres, hermanas y cuñados, a los que no les han faltado nunca palabras de ánimo y aliento, y cuyo respaldo ha sido pleno. Y, por supuesto, a Inmaculada Pineda, que también han padecido todos estos años de dedicación. Con ella he compartido todos los momentos de euforia y de desmoralización. A todos ellos, porque han sido los verdaderos sufridores de esta tesis.

Este trabajo ha estado financiado por una beca F.P.D. I. de la Junta de Andalucía; por el Grupo de Investigación "Paleogeografía de Cuencas Sedimentarias", subvencionado por la Junta de Andalucía; y por el Proyecto de Investigación PB90-0854.

Por último, quisiera expresar mi gratitud a todas aquellas personas que han colaborado y que han contribuido a que este trabajo haya salido adelante.

CAPITULO 1:

INTRODUCCION GENERAL

INTRODUCCION GENERAL

Los depósitos marinos pertenecientes al Plioceno están relativamente poco conocidos. Únicamente en Huelva y en las cuencas catalanas ha sido más intensamente estudiado, existiendo actualmente algunos trabajos de síntesis en ambas regiones (Dpto. Paleontología de la Universidad de Salamanca, 1987; Martinell, 1988; Civis *et al.*, 1994). En el resto de las localidades se carecía de un marco estratigráfico y biocronoestratigráfico adecuado y sólo se habían establecido los principales rasgos litológicos. Esta situación resulta sorprendente en algunos casos, como en las cuencas de SE peninsular, en las que el Plioceno está bastante bien representado.

Quizás esta falta de atención hacia el estudio del plioceno en nuestra región se debe a que es un periodo de tiempo "relativamente estable", entre dos épocas en las que ocurrieron una serie de acontecimientos "algo excepcionales": por un lado la desecación del Mediterráneo durante la "Crisis de Salinidad Messiniense", y, por otro, las oscilaciones climáticas y eustáticas durante el Cuaternario debido a la alternancia de periodos glaciares e interglaciares. Probablemente, estas sean situaciones "anómalas" que atraigan más el interés de los científicos.

No obstante, en los últimos años, el estudio del Plioceno ha cobrado un cierto interés, principalmente en los siguientes aspectos: a) evolución tectónica de las cadenas montañosas peri-mediterráneas y Mar de Alborán (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; van der Beek y Cloetingh, 1992; Janssen *et al.*, 1993). En este sentido, durante el Plioceno se produjeron importantes procesos tectónicos, de escala regional, e incluso global, que propiciaron la configuración geográfica actual del Mediterráneo (Maldonado, 1989; Comas *et al.*, 1992, entre otros). b) Evolución paleoclimática. En el Plioceno tuvo lugar la primera glaciación del Hemisferio Norte debido a la formación del casquete polar ártico (e.g. Shackleton *et al.*, 1984).

En cualquier caso, para abordar cualquiera de estos aspectos más detallados de la evolución pliocena, es aconsejable partir de un conocimiento estratigráfico y paleoambiental lo más detallado posible. En esencia, se trata de reconstruir la evolución de los medios sedimentarios y la arquitectura estratigráfica, bases del análisis de cuencas.

Plantear hoy en día el análisis y evolución de una cuenca pasa, casi necesariamente, por llevar a cabo un estudio integrado y multidisciplinar (Miall, 1984; Vera, 1994). No obstante, cuando se trata de realizar este tipo de investigación para desarrollar una Tesis Doctoral, el campo de investigación debe limitarse a alguna, o algunas, de las múltiples

parcelas de todo el amplio abanico de disciplinas que interactúan. Con esta limitación en mente, en este trabajo se ha realizado un estudio sedimentológico, estratigráfico y paleontológico integrado del Plioceno marino que aflora entre Cádiz y Almería. Esto ha servido para establecer las bases estratigráficas en dichas cuencas, y, a su vez, ha permitido comparar la evolución paleoambiental y secuencial entre los dominios atlántico y mediterráneo.

Con este planteamiento básico de partida se han marcado los siguientes objetivos:

- 1) Caracterizar estratigráfica, sedimentológica y paleontológicamente (asociaciones de fósiles y sus propiedades tafonómicas) los depósitos pliocenos estudiados.
- 2) Establecer el escenario paleoambiental durante el Plioceno a lo largo del litoral S de España, según las características sedimentológicas y tafonómicas.
- 3) Analizar las variaciones en las asociaciones de organismos, así como en las tafofacies, y sus posibles relaciones con los cambios paleoambientales.
- 4) Una vez conocida la evolución de los medios de depósitos, caracterizar las principales discontinuidades que delimitan ciclos sedimentarios de diferentes órdenes jerárquicos, para obtener la arquitectura estratigráfica.

Para cubrir estos objetivos, se han seguido los presupuestos de la Estratigrafía secuencial y de la tafonomía. La Estratigrafía secuencial tiene como uno de sus principales objetivos establecer ciclos o ritmos en las secuencias estratificadas, y estudiar las causas que los producen: tectónicas, eustáticas o sedimentaria. Si bien existe un acuerdo en admitir el carácter cíclico del registro sedimentario (Einsele *et al.*, 1991; Vera, 1994), no ocurre igual con las causas que producen dicha ciclicidad (Cloetingh *et al.*, 1985; Miall, 1986; 1991; 1992; Vail *et al.*, 1991; Hallam, 1992). No es el objeto de este trabajo discutir la validez de las diferentes posturas existentes, ni la metodología de la Estratigrafía secuencial desarrollada, fundamentalmente, por el Grupo EXXON, sino jerarquizar en ciclos sedimentarios el registro plioceno del litoral S de España y proponer cuales pudieron ser las causas que los originaron. Es decir, se ha realizado el estudio siguiendo la acepción analítica de la Estratigrafía secuencial (*sensu* Vera, 1994).

Para ello ha sido necesario establecer la evolución paleoambiental de las cuencas estudiadas, aspecto tratado desde el análisis de facies y de tafofacies. Habitualmente se hacen comparaciones con los medios actuales, tanto desde el punto de vista de procesos físico-químicos, como biológico (asociaciones de organismos), para determinar las condiciones paleoambientales de una cuenca (e.g. Hallam, 1981; Vera, 1994). No obstante, el estudio de las asociaciones de fósiles y de sus propiedades tafonómicas pueden aportar datos muy

valiosos en las interpretaciones paleoambientales (Brett y Barid, 1986). Esta es la contribución que ha aportado la tafonomía en las dos últimas décadas.

Tradicionalmente, los procesos tafonómicos se han considerado como agentes que conllevan una pérdida de información. Sin embargo, esta visión ha cambiado substancialmente en las dos últimas décadas, entendiéndose el registro fósil como algo dinámico, capaz de aportar información, "tafonomía positiva" (Behrensmeyer y Kidwell, 1985). El análisis de tafofacies ha sido un campo dentro de la tafonomía que ha abierto nuevas perspectivas en esta concepción dinámica del registro fósil.

El análisis de tafofacies parte del hecho de que diferentes tipos de organismos (en organización y en modo de vida) tienen comportamientos distintos dependiendo de las condiciones ambientales (Speyer y Brerrett, 1986; 1991). En definitiva, los restos que encontramos en las rocas son el producto de la interacción de los procesos biológicos y las condiciones físico-químicas del medio. En tal caso, se pueden individualizar diferentes conjuntos litológicos en función de las características tafonómicas que presentan los fósiles, que son las tafofacies. Estas se distribuyen en el espacio paralelamente a los gradientes ambientales, que son los gradientes tafonómicos (Speyer y Brett, 1988). De igual modo, puede suponerse que los cambios verticales en la distribución de tafofacies tienen una correlación con la evolución paleoambiental.

Como consecuencia, el análisis de tafofacies y de los gradientes tafonómicos son un complemento esencial para hacer interpretaciones paleoambientales en el análisis y evolución de cuencas. Esta es la aproximación tafonómica que se ha empleado en esta investigación para cubrir parte de los objetivos planteados anteriormente.

CAPITULO 2:

ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

Los materiales estudiados en este trabajo se encuentran situados en el litoral sur de España. Son depósitos formados en una fase relativamente reciente de la evolución y estructuración de la Cordillera Bética, del Mar de Alborán y del Arco de Gibraltar. Por ello, un conocimiento de la evolución geodinámica de estos tres grandes dominios estructurales es necesario para entender el contexto tectónico de la sedimentación durante el Plioceno del sur peninsular.

LA CORDILLERA BETICA

La Cordillera Bética está situada en el extremo occidental de la cadena Alpina peri-mediterránea. Se trata de un orógeno de colisión originado por los movimientos relativos de las placas Africana, Ibérica y Euroasiática (Vera 1988). En este proceso orogénico estuvieron involucrados distintos dominios paleogeográficos, como el Margen Sud-ibérico, la microplaca de Alborán o Dominio de Alborán y el Surco de los "Flysch". Estos dominios fueron, respectivamente, la patria de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, las Zonas Internas y las Unidades del Complejo del Campo de Gibraltar (Fig. 2.1) (Martín-Algarra, 1987; Vera, 1988).

Durante el Mesozoico, Trias superior-Cretácico medio (Coniaciense), las placas Ibérica y Africana se movieron hacia el E-SE con un movimiento transtensional sinestorso (Martín-Algarra, 1987; Vera, 1988), produciendo un régimen tectónico extensional (Kenter *et al.*, 1990). A partir del Cretácico superior el sistema dinámico cambió a una convergencia de las placas Africana e Ibérica, con una rotación de la segunda en el sentido contrario a las agujas del reloj. Como consecuencia de este contexto tectónico compresivo, tuvo lugar la colisión N-S de la placa Ibérica con la Euroasiática durante el Paleógeno, originando el levantamiento de los Pirineos (Guimera, 1984; Zoetemeijer *et al.*, 1990).

A partir del Cretácico superior, en una posición más oriental de la que aparece en la actualidad, se producía la estructuración de la microplaca de Alborán. La temporización de los procesos involucrados en la formación del dominio de Alborán es tema de debate. En cualquier caso, parece tratarse de un proceso pre-Mioceno (Balanyá y García-Dueñas, 1988; Vera, 1988; Sanz de Galdeano, 1993a). Según señalan Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano (1992) este proceso ocurrió hacia el final del Oligoceno.

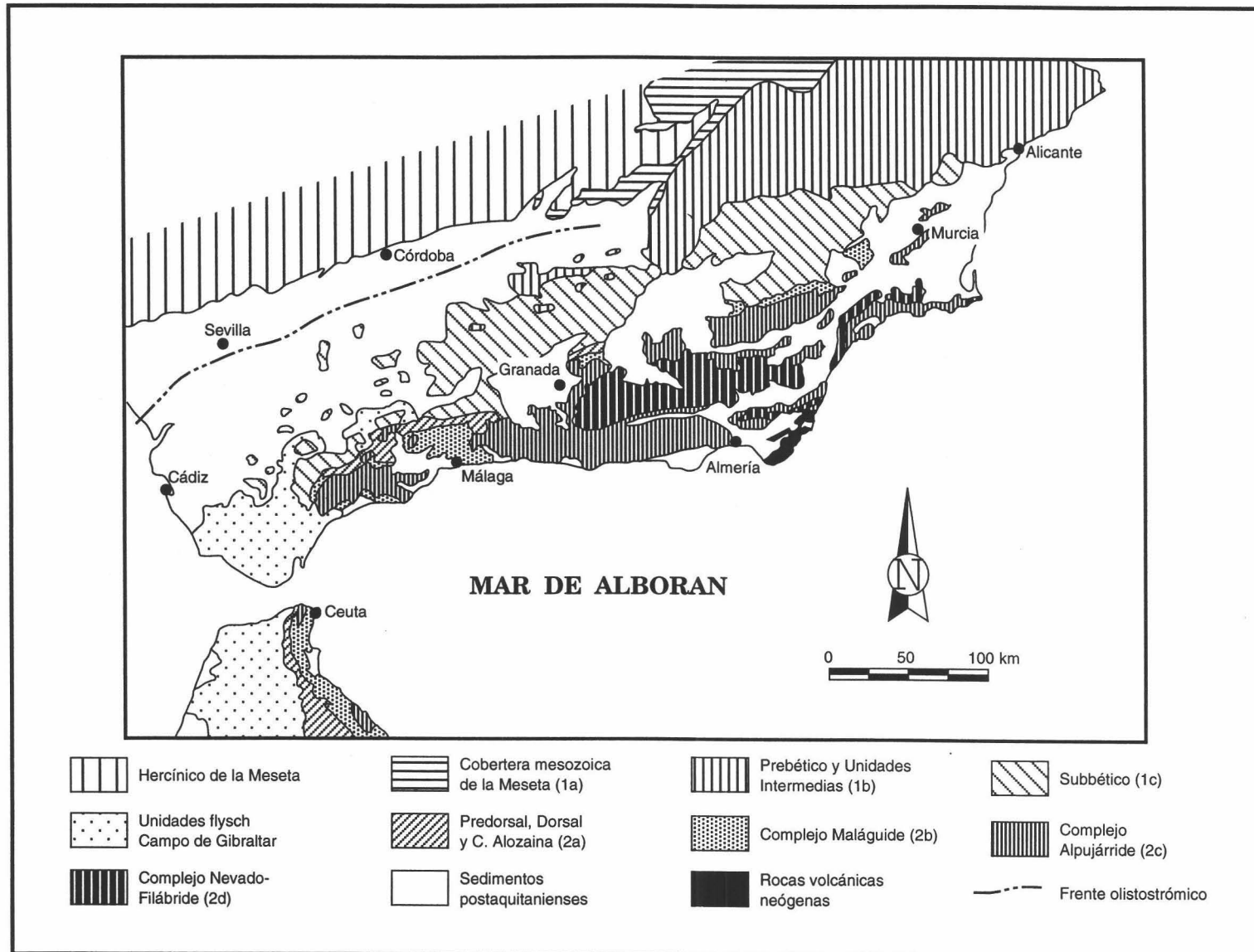


Fig. 2.1.- Mapa geológico de la Cordillera Bética. 1a-1c: Zonas Externas; 2a-2d: Zonas Internas.

Paralelamente a la estructuración de las Zonas Internas se produjo su migración hacia occidente, como producto del acercamiento de la placa Africana a la Euroasiática (Andrieux *et al.*, 1971; Andrieux y Mattauer, 1973; Martín-Algarra, 1987; Vera, 1988; Sanz de Galdeano, 1990; 1993a). Para este último autor, este desplazamiento sería coetáneo con la apertura de la cuenca Argelino-Provenzal. Según datos sismológicos, del análisis de ondas superficiales y de la tomografía sísmica, recopilados por varios autores, van der Beek y Cloetingh (1992) indican una subsidencia de la placa Africana bajo la microplaca de Alborán y la Euroasiática, con un plano de Benioff buzante hacia el norte. Este proceso de subducción se produjo junto con la deriva hacia occidente del dominio de Alborán. El Surco de los "Flysch" se vio sometido a intensas deformaciones debido a este desplazamiento del dominio de Alborán, formándose un frente de deformación o cuña de acreción (García-Dueñas *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992).

Durante el Mioceno inferior (Oligoceno terminal-Mioceno inferior según distintos autores) se inició el proceso de colisión continente-continente de las Zonas Internas y el frente de cabalgamiento del "Flysch" contra el Margen Sud-ibérico (Martín-Algarra, 1987; Boccaletti *et al.*, 1987; Vera, 1988; Sanz de Galdeano, 1990; van der Beek y Cloetingh, 1992; García-Dueñas *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992; Sanz de Galdeano, 1993a). Durante el Mioceno medio se configuró la cuenca del Guadalquivir, una cuenca marina de antepaís (Perconing y Martínez-Díaz, 1977; van der Beek y Cloetingh, 1992; Sanz de Galdeano, 1993a). Como consecuencia de la colisión, las Zonas Externas estuvieron sometidas a una intensa deformación de dirección WNW-ESE, que originó cabalgamientos y pliegues de vergencia N. Durante este proceso, se produjeron vertidas gravitacionales en la cuenca del Guadalquivir, como producto del desmantelamiento de los materiales subbéticos alóctonos que iban avanzando según se producía la colisión (Fig. 2.1) (Martín-Algarra, 1987; Roldán-García y García-Cortés, 1988; Gutierrez Mas *et al.*, 1991; Sanz de Galdeano y Vera, 1992). La fase de colisión continuó hasta el Tortoniense inferior, aunque los procesos de deformación han continuado hasta la actualidad (Sanz de Galdeano, 1990; 1993a).

Paralela y posteriormente a la colisión, el dominio de Alborán estuvo sometido a una serie de etapas de "rifting" y adelgazamiento cortical (García-Dueñas *et al.*, 1988; Platt y Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992). El primero de estos episodios extensionales (Oligoceno-Mioceno inferior o Aquitaniense superior-Burdigaliense según los autores) tuvo como consecuencia la formación de la cuenca de Alborán. El origen y la evolución de la cuenca de Alborán serán comentados en el siguiente apartado.

Una vez finalizado el proceso de colisión, a partir del Tortoniense superior se produjo un cambio en los sistemas de esfuerzos con una rotación del eje de mayor compresión (σ_1) desde aproximada y predominantemente E-W ó WNW-ESE a N-S ó NNW-SSE (Boccaletti *et al.*, 1987; Montenat *et al.*, 1987; De Larouzière, 1988; Sanz de Galdeano, 1990; Sanz de

Galdeano y Vera, 1992; Boorsma, 1993; Sanz de Galdeano, 1993a). Asimismo, se configuraron una serie de cuencas que fosilizaron el contacto entre las Zonas Externas e Internas de la Cordillera Bética. Se trata de cuencas post-orogénicas, ya que presentan orientaciones estructurales distintas a las que existieron durante el proceso orogénico de colisión (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Sanz de Galdeano, 1993a). A la compresión N-S ó NNW-SSE hay que añadir una componente importante de levantamiento vertical de la Cadena Bética, sobre todo a partir del Tortonense superior y Plioceno (Kenter *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; van der Beek y Cloetingh, 1992; Cloetingh *et al.*, 1992; Janssen *et al.*, 1993; Sanz de Galdeano, 1993a; 1993b).

LA CUENCA DE ALBORAN

El Mar de Alborán está situado en el extremo occidental del Mar Mediterráneo, limitada por la Cordillera Bética al N, por la Cadena Rifeña al S y por el Estrecho de Gibraltar al W (Fig. 2.1). La presencia de altos fondos morfoestructurales produce una compartimentación de la cuenca en otras subcuencas (Maldonado, 1992; Comas *et al.*, 1992; Bourgois *et al.*, 1992; Woodside y Maldonado, 1992). Contiene un relleno sedimentario cuyo espesor máximo puede alcanzar 5000 m aproximadamente (Comas *et al.*, 1992). Los sedimentos reconocidos como más antiguos en el sector occidental del Mar de Alborán corresponden a una unidad sismotectónica atribuida al Aquitaniense inferior-Burdigaliense superior (Unidad VI de Comas *et al.*, 1992; Jurado y Comas, 1992). Sin embargo, Nesteroff *et al.* (1972) citan depósitos de edad Langhiense-Serravaliense como los más antiguos conocidos en el sondeo 121, realizado frente a la costa malagueña.

El substrato de la cuenca de Alborán ha sido detectado en el sondeo 121. Está constituido por materiales metamórficos atribuibles a las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Maldonado y Comas, 1992). Esto indica que cualquier hipótesis que intente explicar el origen de la cuenca de Alborán debe tener en cuenta que se formó después de la estructuración en mantos del dominio tectónico de Alborán.

La cuenca de Alborán se localiza entre dos cadenas montañosas, el sistema Bético-Rifeño, que son el producto de una colisión. Esta es una posición un tanto peculiar ya que se trata de una zona deprimida y con corteza continental adelgazada (12 a 16 km según los autores) en el centro de un orógeno formado por apilamientos de mantos en un contexto regional compresivo (Hsü y Bernoulli, 1977; Weijermars *et al.*, 1985; Weijermars, 1985; 1988; 1991; Sanz de Galdeano, 1990; Maldonado, 1992; Comas *et al.*, 1992; García-Dueñas *et al.*, 1992; Cloetingh *et al.*, 1992; van der Beek y Cloetingh, 1992; Sanz de Galdeano, 1993a). Por todo esto, el contexto geodinámico en el que se origina la cuenca de

Alborán, y su evolución tectónica posterior, es aún tema de intensos y controvertidos debates. Recientemente, Maldonado (1992) ha presentado las distintas posturas más relevantes que se mantienen en la actualidad. A continuación expongo los planteamientos básicos de estas hipótesis sobre el origen y evolución de la cuenca de Alborán.

La hipótesis más aceptada para explicar el origen de la cuenca de Alborán es un adelgazamiento cortical por varias etapas de "rifting" producidas en un contexto tectónico regional compresivo, durante la estructuración en mantos de la Cadena Bética (García-Dueñas *et al.*, 1988; Platt y Vissers, 1989; Comas *et al.*, 1992; García-Dueñas *et al.*, 1992; Platzman, 1992). Según Comas *et al.* (1992) durante el Aquitaniense superior-Burdigaliense, Langhiense-Serravaliense y Tortoniense inferior se produjeron fases distensivas a favor de fallas normales de bajo ángulo. Mientras en el frente de colisión se producía el acortamiento y engrosamiento vertical durante el Mioceno inferior, en el dominio de Alborán se produjo la primera fase de tectónica extensional. Esta etapa consistió en desgarres extensionales en dirección ENE-WSW y fallas normales de bajo ángulo que provocaron un importante adelgazamiento de la corteza y subsidencia en el margen norte de la cuenca de Alborán. Con la extensión del Mioceno medio-Tortoniense inferior se acentuó el adelgazamiento cortical, generándose la Cuenca miocena de Alborán (Comas *et al.*, 1992). Este se considera el periodo de extensión más importante en la formación de la cuenca. Un diapirismo de arcillas y un vulcanismo están asociados a esta etapa de "rifting" (Comas *et al.*, 1992). Finalmente, la extensión post-Tortoniense configuró la morfología costera actual, principalmente durante el Plioceno inferior-Cuaternario por colapso extensional de la cuenca (Comas *et al.*, 1992).

Platt y Vissers (1989) sugieren también esta idea de extensión y adelgazamiento, aunque no consideran en su modelo la existencia de un desplazamiento hacia occidente del dominio de Alborán. Suponen la formación de un orógeno por la subducción de la placa Africana bajo la Euroasiática, en el contexto de acercamiento de ambas placas durante el Cretácico superior-Paleógeno (Fig. 2.2). Durante el Oligoceno superior se habría producido un desenraizamiento del orógeno como consecuencia de corrientes convectivas en el manto. La pérdida de la raíz del orógeno provocó una considerable elevación del mismo, que tuvo como consecuencia un aumento en la energía potencial. Debido a este aumento, durante el Mioceno inferior y Mioceno medio se produjo un colapso por desestabilización y caída gravitacional de distintos conjuntos rocosos (Fig. 2.2). Estos desplazamientos produjeron una deformación radial que fue la que condicionó la formación del arco de Gibraltar (Platt y Vissers, 1989).

Platzman (1992), en su estudio sobre la rotación de las direcciones paleomagnéticas en la Cadena Bético-Rifeña, apoya esta hipótesis, indicando que el modelo de la microplaca de Alborán migrando hacia el W carece de un mecanismo conductor o impulsor del movimiento. No obstante, van der Beek y Cloetingh (1992) y van Wees *et al.* (1992), en un estudio

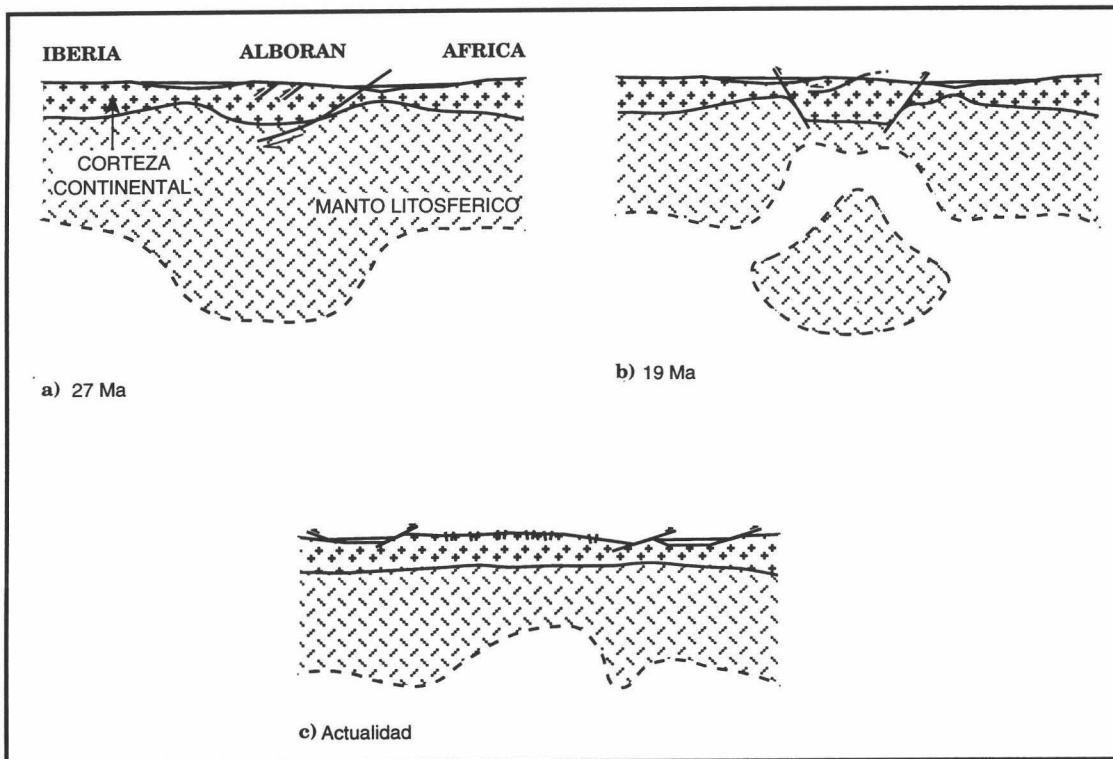


Fig. 2.2.- Modelo propuesto por Platt y Vissers (1989) para explicar el origen de la cuenca de Alborán. (Adoptado de los mismos autores).

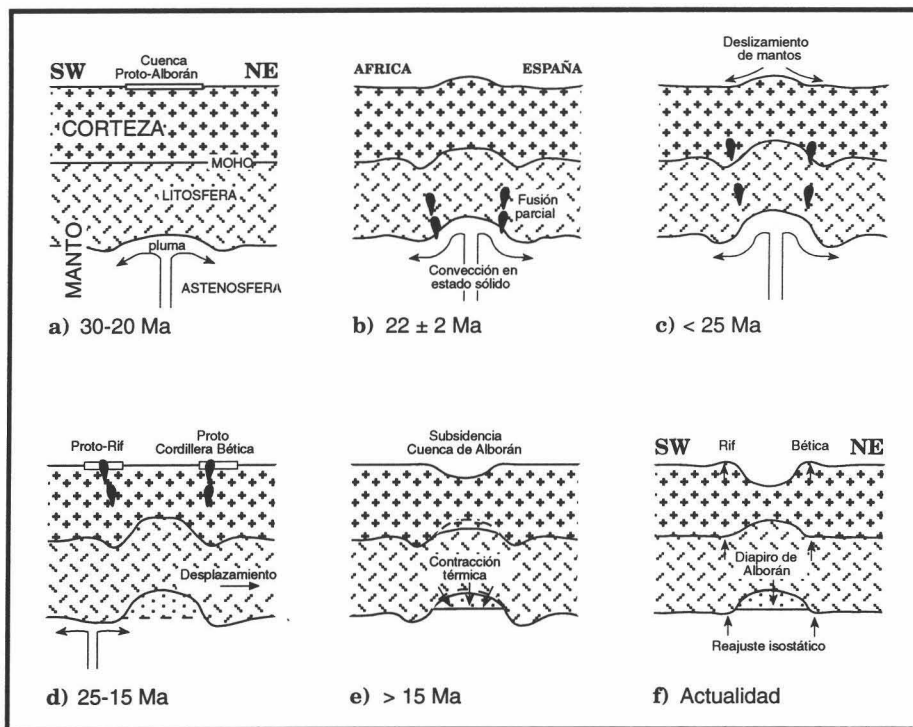


Fig. 2.3.- Modelo propuesto por Weijermars (1985) para explicar el origen de la cuenca de Alborán. (Adoptado del mismo autor).

integrado del flujo térmico bajo la cadena, las anomalías gravimétricas, la tomografía sísmica y el análisis de ondas superficiales, muestran que no parecen existir indicios de desenraizamiento de la litosfera.

Weijermars (1985; ver también Weijermars *et al.*, 1985; Weijermars, 1988; 1991) propone como origen para la cuenca de Alborán un proceso de hundimiento cortical por enfriamiento tras una subida diapírica del manto. Este ascenso mantélico ocurrió aproximadamente hacia los 30-25 Ma (Mioceno inferior). El posterior enfriamiento y subsidencia se habría producido hacia los 15 Ma; es decir, durante el Serravaliense (Fig. 2.3).

EL GOLFO DE CÁDIZ

El Golfo de Cádiz se encuentra situado en el extremo oriental de la línea de fractura Azores-Gibraltar. Esta zona corresponde al límite entre las placas Africana y Euroasiática, aunque no es fácil establecer de forma precisa un límite de placas neto (Araña y Vegas, 1974; Benkheilil, 1976; Udías *et al.*, 1976; 1978; G.R.N.L.G., 1977; Hatzfeld *et al.*, 1977; Weijermars, 1991; Maldonado, 1992; Maldonado y Comas, 1992). En una primera época, Drake *et al.* (1959) propusieron un origen para el Golfo de Cádiz en relación con los procesos sedimentarios ocurridos en la desembocadura del Guadalquivir. Actualmente, el origen del Golfo de Cádiz se supone ligado a la formación y evolución del Arco de Gibraltar. La formación del Arco de Gibraltar sigue siendo objeto de debates. Actualmente, existen cuatro modelos básicos para interpretar su origen (Platzman, 1992). El modelo más ampliamente aceptado es el que explica esta estructura como el resultado final de la colisión de la microplaca de Alborán contra los márgenes sud-ibérico y norteafricano en su migración hacia el oeste (Andrieux *et al.*, 1971; Andrieux y Mattauer, 1973; Araña y Vegas, 1974; Martín-Algarra, 1987; Vera, 1988).

Durante el proceso de formación del Golfo de Cádiz se produjo una importante actividad tectónica a favor de fallas transcurrentes e inversas que complicaron enormemente su estructura final (Maldonado y Nelson, 1988). Esta complicación estructural y tectónica, unida a los escasos estudios realizados en la zona, conlleva que no exista en la actualidad una síntesis sobre su origen y evolución tectónica (Maldonado, 1992).

Según datos de subsuelo (perfiles sísmicos y sondeos) se han podido diferenciar tres etapas importantes en la estructuración del Golfo de Cádiz (Malod y Mougénot, 1979): a) una primera etapa dominada por una tectónica regional compresiva durante el Mioceno inferior-medio; b) una segunda fase de distensión en la que se formó una amplia cuenca subsidente en el Golfo de Cádiz a favor de fallas NNE-SSW durante el Mioceno superior y Plioceno; y c)

finalmente, una nueva fase compresiva durante el Cuaternario en la que los movimientos tuvieron lugar a favor de fallas antiguas.

En el subsuelo del Golfo de Cádiz se pueden diferenciar, a grandes rasgos, tres grandes conjunto de materiales según los perfiles sísmicos (Malod y Didon, 1975; Malod y Mougén, 1979). Por un lado está el zócalo acústico, constituido principalmente por materiales de las unidades del Campo de Gibraltar y del Subbético. Se trata de la prolongación bajo el agua de los materiales que constituyen el Arco de Gibraltar (Roberts, 1970; Malod y Didon, 1975; Baldy *et al.*, 1977; Malod y Mougén, 1979). Cubriendo este basamento se encuentra un segundo conjunto de materiales que constituyen la cobertera sedimentaria. Por lo general, aparecen bien estratificados. En su interior se puede distinguir, a su vez, dos unidades separadas por una discordancia angular. La inferior es atribuida al Mioceno superior (Neógeno antiguo -n₁- según Malod y Didon, 1975) y la superior es considerada Plio-Cuaternario (Neógeno reciente -n₂- de los mismos autores). Finalmente, se diferencia una cubierta de sedimentos Holoceno-Reciente sin compactar que está afectada por estructuras sedimentarias que atestiguan la presencia de corrientes de fondo que removilizan el sedimento (Malod y Didon, 1975; Malod y Mougén, 1979; Maldonado y Nelson, 1988; Baraza y Nelson, 1992).

La cobertera neógena está deformada por la presencia de cuerpos diapíricos. Estos diapiros se atribuyen a material salino del Trias depositado como cuerpos olistostrómicos que presentan continuidad con las unidades emplazadas gravitatoriamente en la cuenca del Guadalquivir (Roberts, 1970; Malod y Didon, 1975; Baldy *et al.*, 1977; Malod y Mougén, 1979; García-Dueñas *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992; Sanz de Galdeano, 1993a). En afloramientos emergidos se pueden observar estructuras diapíricas similares, constituidas por yesos y arcillas atribuibles a las facies del "Trias Keuper" del Subbético de Cádiz, como el Cerro de Ceuta en Puerto Real; el Cerro de los Mártires en San Fernando; y en los alrededores de Chiclana (Viguié, 1974; Benkheilil, 1976; Baldy *et al.*, 1977; Malod y Mougén, 1979; Gutiérrez Mas *et al.*, 1991). No obstante, según datos de sondeos realizados recientemente, se ha llegado a constatar que algunos de estos cuerpos diapíricos corresponden a extrusiones de arcillas subcompactadas de edad Mioceno inferior-medio (Maldonado *et al.*, 1989 en Maldonado, 1992).

Además de las estructuras diapíricas, el subsuelo del Golfo de Cádiz está afectado por una serie de fallas normales de dirección ENE-WSW que complican enormemente la fisiografía del fondo (Malod y Didon, 1975; Baldy *et al.*, 1977; Malod y Mougén, 1979; Maldonado y Nelson, 1988; Maldonado, 1992). A favor de estas fracturas se producen las salidas diapíricas (Malod y Didon, 1975; Baldy *et al.*, 1977; Malod y Mougén, 1979). Este patrón estructural de fallas se sigue en tierra emergida, dando el aspecto escalonado que presenta la costa occidental de Cádiz (Mac-Pherson, 1873; Viguié y Magné, 1972; Viguié,

1974; 1976; Benkhelil, 1976; Benkhelil y Guiraud, 1976; Baldy *et al.*, 1977; Boccaletti *et al.*, 1987; Gutierrez Mas *et al.*, 1991). Asimismo, se constata la presencia de fallas NNW-SSE que afectan a la cobertera neógena y reciente del fondo del Golfo de Cádiz (Malod y Didon, 1975; Baldy *et al.*, 1977; Malod y Mougén, 1979). Esta dirección es coincidente con la dirección de las fallas que delimitan la tendencia NNW-SSE de la costa Atlántica de Cádiz (Boccaletti *et al.*, 1987).

CAPITULO 3:

METODOLOGIA

METODOLOGIA

En una primera fase de trabajo de campo, se han reconocido los depósitos pliocenos a lo largo del litoral sur de España, en las provincias de Cádiz, Málaga y Almería. Seguidamente se han seleccionado aquellas áreas con mejor calidad de exposición y mayor desarrollo vertical y horizontal de afloramientos. Tras esta selección, los estudios se han centrado en diferentes cuencas dentro de cada provincia (Fig. 3.1):

- 1) Cádiz: Cabo Roche-La Barrosa, Bahía de Cádiz y cuenca de Jerez.
- 2) Málaga: Cuencas de Nerja, de Vélez-Málaga, de Málaga y de Manilva.
- 3) Almería: Poniente Almeriense o Campo de Dalías, cuenca de Almería-Níjar y cuenca de Carboneras.

En cada área o cuenca se han realizado secciones y columnas estratigráficas de detalle. En la medida en que ha sido posible, se han hecho transectos proximal-distales para establecer los cambios laterales de facies existentes y las relaciones geométricas entre los distintos cuerpos sedimentarios reconocibles. Desafortunadamente, esto no ha sido factible en cada una de las cuencas seleccionadas, ya que el Plioceno no presenta igual calidad de exposición en todas ellas.

Los procedimientos que se han seguido para el estudio de las secciones son los que se han usado clásicamente en los trabajos de campo. Las observaciones litológicas, sedimentológicas y paleontológicas se han realizado en cada sección estratigráfica a escala centimétrica. De esta forma, han quedado registrados todos los posibles niveles diferenciables a la escala mínima de trabajo, así como cualquier posible cambio en la vertical dentro de cada sección. En los casos en los que no se han podido realizar secciones continuas, se han elaborado secciones sintéticas a partir de otras parciales, obtenidas en continuidad de afloramiento a lo largo del transecto seleccionado.

En determinadas áreas, las condiciones de afloramiento son de baja calidad y no se han podido estudiar secciones con la precisión requerida. En estos casos se ha establecido el esquema estratigráfico general para obtener una visión global de la evolución litológica, estratigráfica y paleontológica del Plioceno. De esta forma, aunque no se haya procedido con la precisión de otras áreas, las observaciones pueden servir para contrastar resultados.

En cada sección se han realizado muestreos puntuales de macrofauna y flora para tener una aproximación del contenido paleontológico. Los invertebrados fósiles han sido

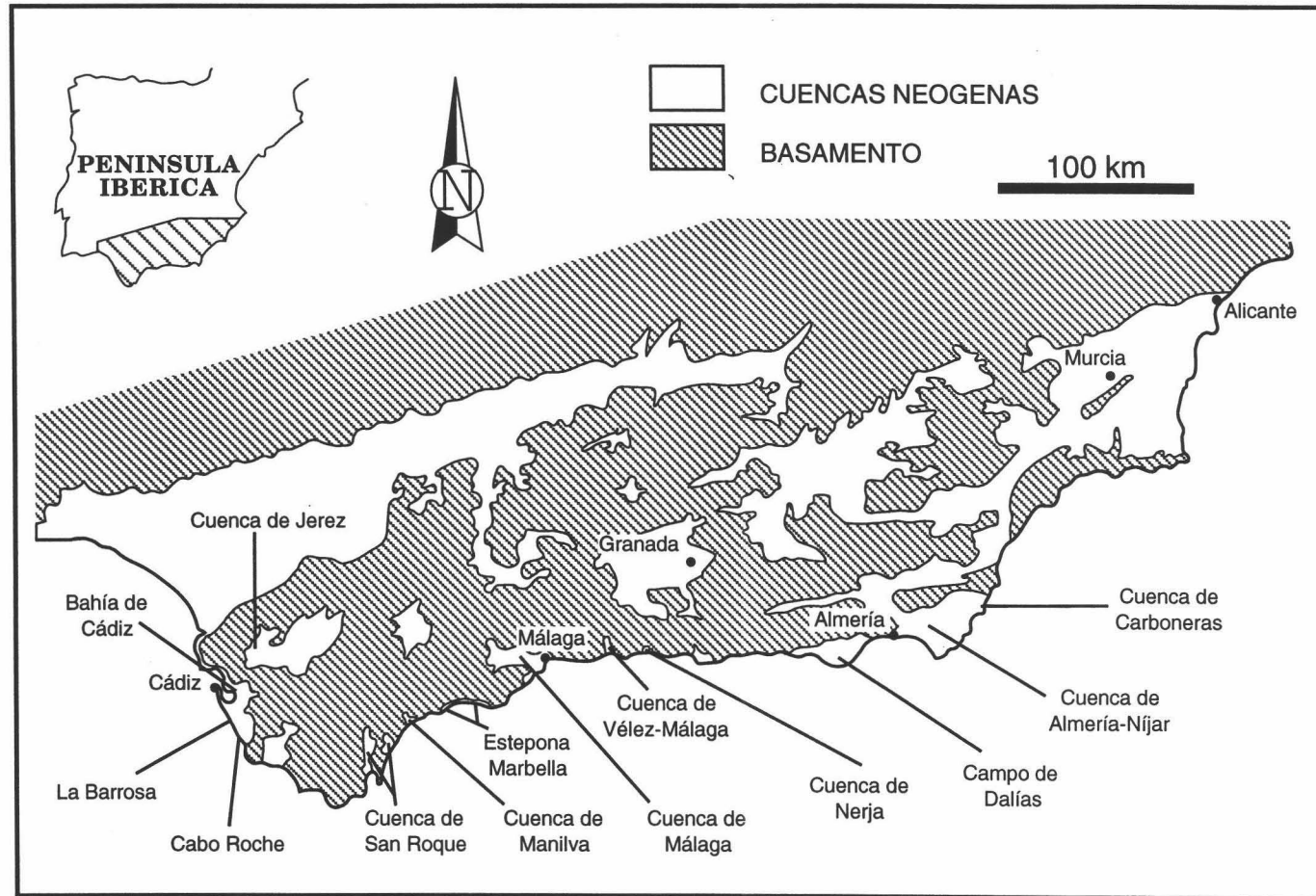


Fig. 3.1.- Localización de las cuencas neógenas estudiadas en este trabajo.

determinados a nivel de especie, siempre que ha sido posible. Para ello, se ha contado con la colaboración del Dr. Antonio P. Jiménez. El estudio de la flora (algas corallináceas) se ha realizado mediante observación al microscopio petrográfico de láminas delgadas de las algas y al microscopio electrónico (SEM). Para su identificación se han usado los criterios taxonómicos propuestos para algas corallináceas actuales por Woelkerling (1988) aplicados a las algas fósiles (Braga *et al.*, 1993; Braga y Aguirre, en prensa).

Asimismo, se han tomado muestras para el estudio de foraminíferos planctónicos con objeto de obtener el mayor control biocronoestratigráfico posible. La metodología de muestreo se detallará en los apartados de Biocronoestratigrafía correspondientes a los Capítulos 5, 6 y 7. La preparación y estudio de las muestras ha seguido el tratamiento habitual de tamizado y observación de la microfauna con una lupa binocular. Las muestras se han cribado con tamices de luz de malla de 1 mm, 0,250 mm y 0,125 mm. De cada muestra se han estudiado los residuos de la fracción fina (0,125 mm) e intermedia (0,250 mm). Para la determinación de las especies se han usado principalmente los tratados de Stainforth *et al.* (1975), Serrano (1979) y Kennett y Srinivassan (1983), así como artículos específicos sobre biocronoestratigrafía del Plioceno, la mayoría de los cuales están referidos en el capítulo de Biocronoestratigrafía.

METODOS TAFONOMICOS

Una vez levantadas las secciones estratigráficas en detalle, se inició la recogida de datos para el estudio tafonómico de las asociaciones de fósiles. Para ello se ha aplicado una metodología combinada, en la que se usan criterios visuales cualitativos, semicuantitativos y cuantitativos. Por medio de criterios visuales cualitativos se ha establecido una primera clasificación descriptiva de los diferentes tipos de acumulaciones de fósiles, basada en la composición taxonómica, la ordenación tridimensional de los bioclastos (biofábrica, Fig. 3.2), su geometría (Fig. 3.3) y su estructura interna (Kidwell *et al.*, 1986). En la Tabla 3.1 se pueden observar los distintos tipos que diferencian estos autores y que han sido adoptados en este trabajo.

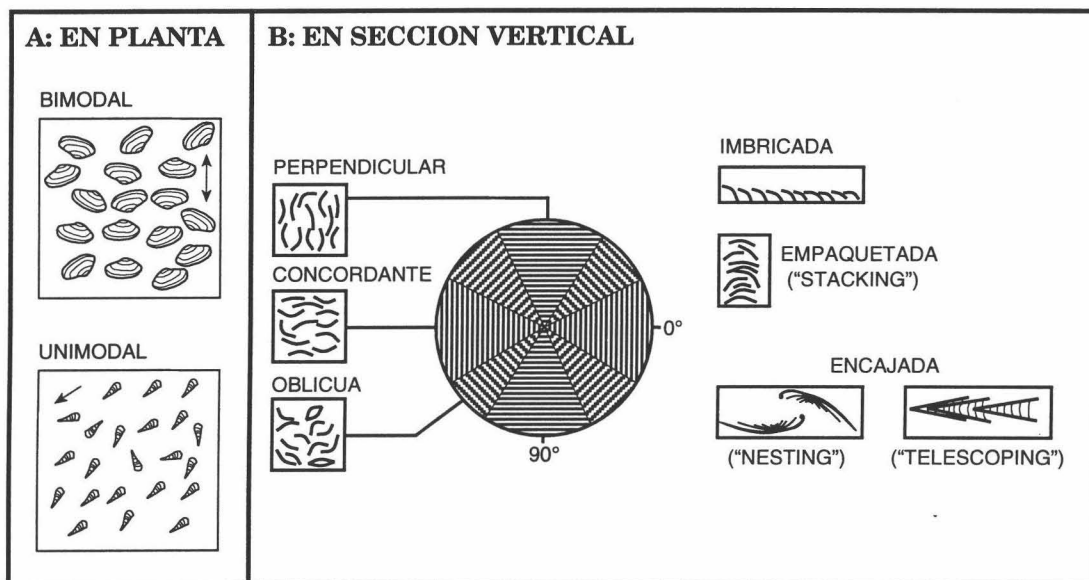
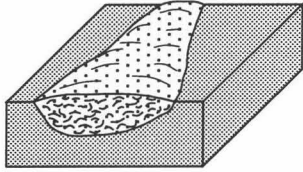


Fig. 3.2.- Tipos de biofábricas usadas en este trabajo. (Adoptado de Kidwell et al., 1986).

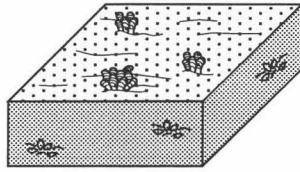
A: TRIDIMENSIONAL

LENTICULAR



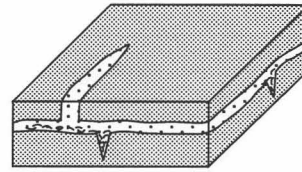
1 m

AGRUPADA
("CLUMP")



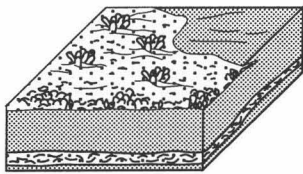
20 cm

RELLENO DE
FISURAS



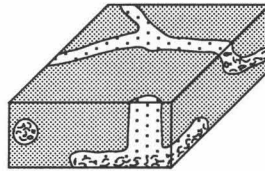
20 cm

EN NIVEL



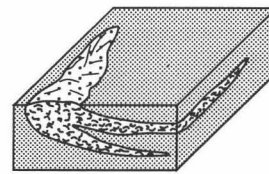
100 m

EN VAINA
("POD")



10 cm

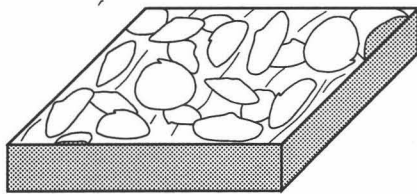
CUNEIFORME



5 km

B: EN SUPERFICIE

EN PAVIMENTO



EN CORDON
("STRINGER")

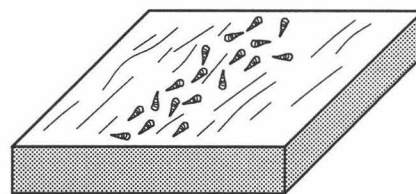


Fig. 3.3.- Tipos de geometrías de acumulaciones de fósiles. (Adoptado de Kidwell et al., 1986).

CRITERIO	ACUMULACION
Composición taxonómica	Monotípica Politípica Pauciespecífica
Biofábrica En superficie En sección vertical	Unimodal Bimodal Concordante Oblicua Perpendicular Imbricada Empaquetada ("stacking") Encajada ("telescoping" o "nesting")
Geometría En superficie Tridimensional	En pavimento En cordón ("stringer") Lenticular En vaina ("pod") Cuneiforme Agrupada ("clump") En niveles Relleno de fisuras
Estructura interna	Simple Compleja

Tabla 3.I.- Esquema de clasificación de las acumulaciones de fósiles según Kidwell *et al.* (1986).

Los criterios semicuantitativos se han usado para obtener una estimación del grado de empaquetamiento de los bioclastos, del grado de selección por tamaño de grano ("sorting") y del porcentaje de restos por volumen de roca. Para ello, Kidwell y Holland (1991) establecieron unas tablas que, por medio de una aplicación visual en el campo, permiten dar valores cuantitativos aproximados de estas características (Figs. 3.4 y 3.5). De cada una se proponen diversas categorías (Tabla 3.II). En este trabajo se usan únicamente los criterios definidos por Kidwell y Holland (1991) para el empaquetamiento y el volumen, ya que para la selección por tamaño de grano se han medido directamente las dimensiones de los bioclastos, aspecto que se explicará más adelante.

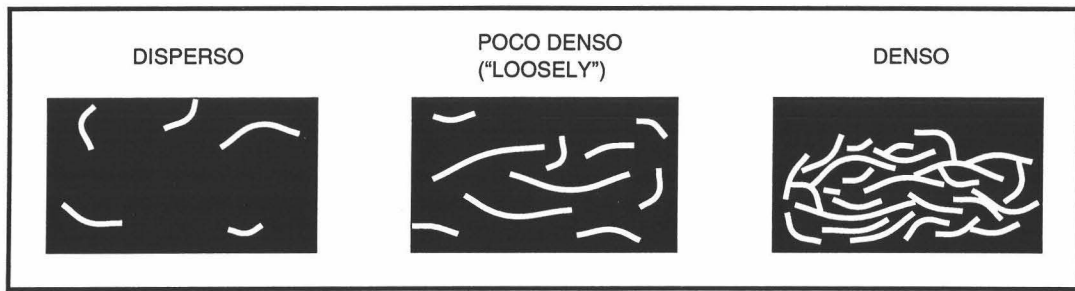


Fig. 3.4.- Rasgos semicuantitativos del tipo de empaquetamiento. (Adoptado de Kidwell y Holland, 1991).

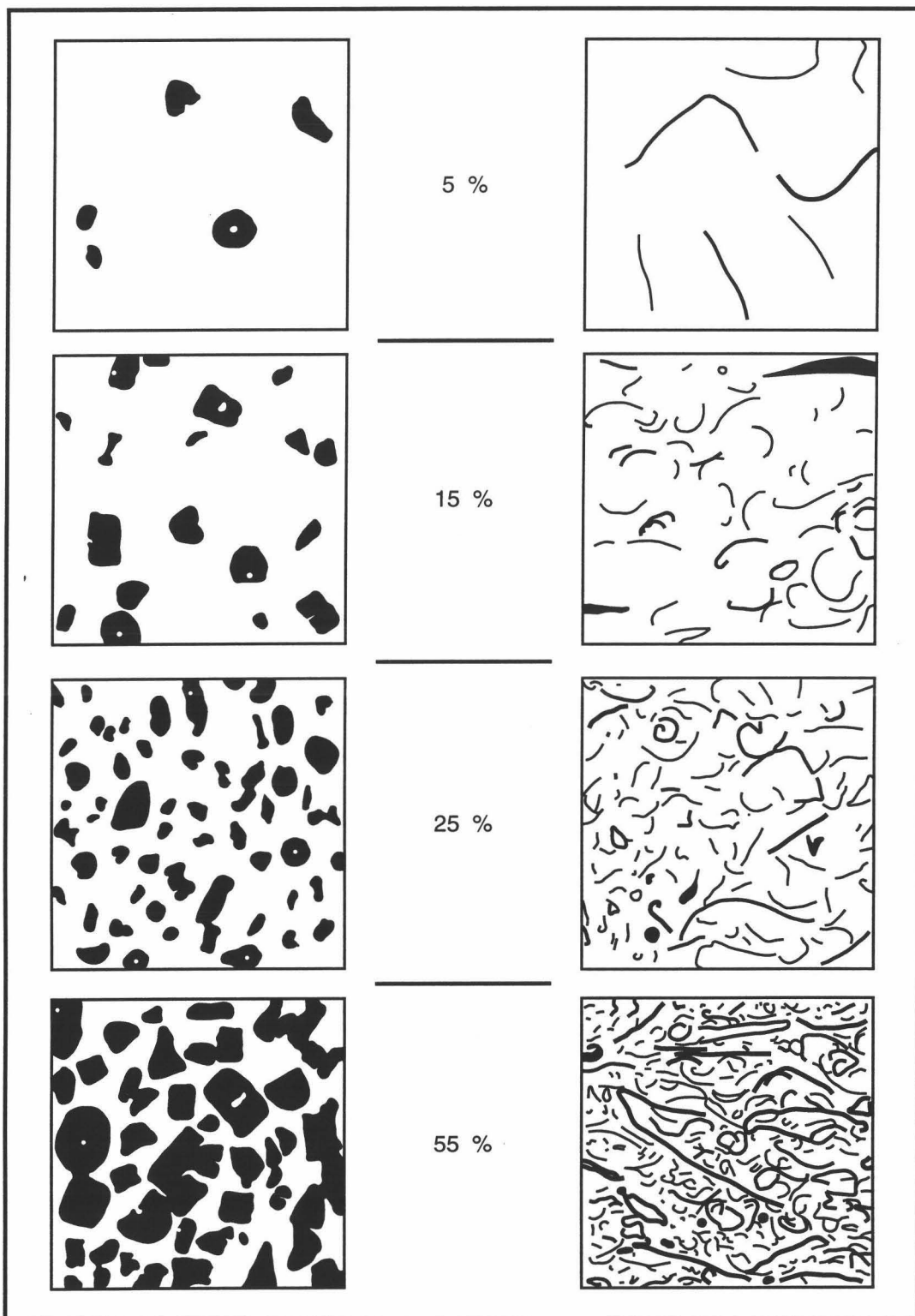


Fig. 3.5.- Tabla visual para estimar los valores de porcentaje de bioclastos por volumen de roca. (Adoptado de Kidwell y Holland, 1991).

PROPIEDADES	CATEGORIAS
Empaquetamiento	"Barren" (*) Disperso Poco denso ("loosely") Denso
Selección ("Sorting")	Pobre Bimodal Bueno

Tabla 3.II.- Categorías diferenciadas por Kidwell y Holland (1991) para hacer una valoración semicuantitativa de la biofábrica de los sedimentos. (*) según Kidwell (1991a).

Para la obtención de datos cuantitativos se han seguido las directrices metodológicas marcadas por Davies *et al.* (1990). Según estos autores, lo que se persigue es caracterizar las asociaciones de fósiles y los conjuntos de rocas en función de los rasgos o atributos tafonómicos que presentan los fósiles. Una forma objetiva de abordar el problema es cuantificar aquellas propiedades tafonómicas que puedan ser medibles. Esta metodología está desarrollada para trabajar en medios actuales, por lo que no todos los atributos ni categorías definidos por estos autores pueden ser usados en el registro fósil, bien porque se necesite aplicar técnicas complejas, bien porque no pueden ser diferenciados con facilidad (los propios autores reconocen la dificultad de medición que ofrecen algunos atributos en restos actuales o subactuales). En otros casos, no queda registro alguno de las propiedades tafonómicas, lo que imposibilita cualquier tipo de medición. De todos los rasgos utilizados por Davies *et al.* (1990; Tabla 1), tan sólo se han considerado la abundancia, el grado de fragmentación, la articulación, el tamaño de los restos, el ángulo de inclinación con respecto a la horizontal, la orientación de las concavidades, la preservación de la mineralogía original de la concha, el tipo de mineralogía, el tipo de aristas que presentan los fragmentos y las interacciones biológicas. En la Tabla 3.III se pueden observar las categorías consideradas para estos atributos, que serán descritos a continuación.

PROP. TAFONOMICA	CATEGORIA
Abundancia	
Articulación	Si No
Fragmentación	Fragmentos Completos
Concavidad	Arriba Abajo Plano
Preserv. esqueletal	Original Molde Recristalizado
Aristas	Aguda Redondeada
Interacciones	Bioperforaciones Encostrantes

Tabla 3.III.- Propiedades tafonómicas y categorías adoptadas en este trabajo.

La toma de datos en el campo se ha realizado en 5 “quadrats” de 30 cm de lado en cada estación de muestreo. Las estaciones se han distribuido a lo largo de las distintas secciones estudiadas, tanto en niveles de acumulación de fósiles bien definidos como en el resto del sedimento. Estas estaciones de muestreo serán denominadas niveles en lo sucesivo. Los quadrats se han marcado en secciones verticales en cada nivel considerado, dispuestos perpendicularmente a la estratificación. Las medidas se han tomado del total de restos presentes en cada unidad de medida, sin discriminar entre organismos masivos, bivalvos o multiesquelatales (las algas corallináceas son los únicos organismos excluidos de las medidas). Esto ha condicionado que alguno de los atributos tafonómicos considerados no ha podido ser medido en todos los restos presentes en cada quadrat. Se han medido todos los restos con tamaños superiores a 0,5 cm, considerando el resto del material bioclástico como matriz en el sentido de Kidwell (1991a). Este límite de medida, aunque arbitrario, lo considero el límite para poder identificar a simple vista la mayoría de los restos y asignarlos a un grupo taxonómico de alto nivel (Clase, Orden, etc.). Todos los resultados obtenidos han sido expresados en porcentajes.

Los datos de los atributos tafonómicos tomados en el campo han sido recopilados en tablas, confeccionadas siguiendo los criterios metodológicos de Brett y Baird (1986), Kidwell *et al.* (1986), Davies *et al.* (1990) y Kidwell y Holland (1991) (Fig. 3.6).

REGION - AREA:
 ZONA:
 NOMBRE DE LA COLUMNA:
 POSICION EN LA COLUMNA:

MATRIZ	EMPAQUETAMIENTO	VOLUMEN	CEMENTACION	ESPESOR	EXTENSION LATERAL	GEOMETRIA	CONTACTOS			TIPO ACUMUL.				GRADACION	
							Base	Techo	Lateral	I	II	III	IV		

OBSERVACIONES Tafonómicas (disolución; corrosión; abrasión vs ornamentación; tipos de encrustaciones)
 Sedimen. - Estrat. (niveles significativos o asociadas a superficies concretas; posición dentro de la secuencia; no en niveles; complejidad interna -evento de acumulación, evento múltiple de concentración, concentración condensada o hiatal, lag-).
 Bioturbación (tipo -dibujo-; orientación; localización -niveles, superficies características-)

TAXON (N°)	FRAGMENTACION		ARTICULACION			ORIENTACION				MINERALOGIA				ARISTAS		INTERACCIONES		
	Compl.	ø Frag.	Si	No	V. derech.	V. izq.	Vida	Angulo	∩	∪	Original	Recrist.	Molde	Geopetal	Redondas	Agudas	Borings	Encrustación

Fig. 3.6.- Tabla confeccionada para la recogida de datos tafonómicos en el campo.

A continuación se exponen las propiedades tafonómicas y sus respectivas categorías tal como han sido usadas en este trabajo (Tabla 3.III).

Abundancia.- Se ha estimado como la densidad de restos en cada quadrat, es decir número de bioclastos por unidad de medida ($n/900 \text{ cm}^2$). Se ha promediado la abundancia de los cinco quadrats en cada nivel para tener una estimación de la abundancia media por nivel.

Tamaño.- En cada quadrat se han medido las dimensiones de los bioclastos mayores de 0,5 cm, obteniendo así una cuantificación directa de la distribución de tamaños, o lo que es lo mismo, del "sorting". Este atributo se ha expresado en histogramas de barras de frecuencias de tamaños de bioclastos. Las medidas se han realizado en secciones verticales y para cada bioclasto se ha medido la dimensión mayor aflorante. Así no se obtienen los tamaños máximos de los bioclastos, pero se puede estimar la distribución real de tamaños (Jiménez y Braga, 1993). Para las valvas completas e individuos articulados (explicación más adelante) de organismos con dos valvas se ha tomado la dimensión dorso-ventral (bivalvos) y antero-posterior (braquiópodos). En el caso de los gasterópodos completos se ha medido la altura de la concha (dimensión ápice-base de la apertura). Para los equinodermos completos se ha considerado la dimensión del diámetro mayor. En el caso de los esclafópodos y *Ditrupa* (poliqueto serpúlido muy similar a los esclafópodos) se ha tomado la longitud de la concha. En las colonias completas de briozoos masivas [hemiesféricas *sensu* Balson y Taylor (1982) y esféricas] se ha medido el diámetro máximo; en las colonias con un hábito de crecimiento erecto se ha considerado la dimensión entre la base de fijación y el extremo distal de la colonia; y en las de vida libre se ha tomado el diámetro máximo de la base de la colonia. Finalmente, en los balánidos se ha medido la altura del individuo, desde la placa basal hasta el extremo opercular.

Articulación.- Esta propiedad sólo ha podido aplicarse a aquellos restos constituidos por varias piezas esqueléticas, como bivalvos, braquiópodos, equinodermos, balánidos y esqueletos de vertebrados marinos. Un resto se ha considerado articulado cuando aparece con todos sus elementos constituyentes, o parte de ellos, en contacto físico y en su posición relativa original. En el caso de bivalvos completos pero desarticulados se han identificado, siempre que ha sido posible, las valvas derecha e izquierda. De igual forma, para los braquiópodos se han diferenciado las valvas braquiales y las pedunculares. A veces se encuentran individuos fragmentados pero con los fragmentos casi en contacto, delimitando el organismo completo y con clara evidencia de pertenecer al mismo individuo. Esta fracturación se atribuye a la presión por carga, por lo que estos restos se consideran también dentro de la categoría de articulados. Asimismo, los bivalvos conservados con las valvas articuladas, pero ligeramente abiertas (preservación en mariposa, "butterflied

bivalves” según Allmon, 1985), o desplazadas lateralmente, se han incluido en los restos articulados.

Fragmentación.- En este atributo se han considerado dos categorías, los restos completos y los fragmentos. Siguiendo el esquema de Davies *et al.* (1990), se ha tomado un bioclasto como completo siempre que preserve aproximadamente más del 90 % del esqueleto original del organismo.

Orientación.- Davies *et al.* (1990) han distinguido, por un lado, la orientación de los bioclastos como su posición dentro de la matriz y, por otro, su relación con otros restos (fábrica). En este apartado sólo se considera la primera acepción, ya que para la fábrica se ha tomado como referencia el esquema de clasificación cualitativo de Kidwell *et al.* (1986), comentado anteriormente (Tabla 3.1). Igual que para el tamaño, la orientación se ha medido en las secciones verticales aflorantes de los bioclastos, por lo que se obtiene una aproximación de la distribución de orientaciones de restos (Jiménez y Braga, 1993). En cuanto a la posición de los restos dentro del sedimento se consideran tres atributos:

a) El ángulo menor que forma el bioclasto con la estratificación, supuesta como la superficie deposicional. Este atributo se ha representado gráficamente en diagramas de rosas de los vientos a intervalos de 10°. No obstante, en la descripción se ha expresado siguiendo el esquema de clasificación de Kidwell *et al.* (1986), quienes diferencian tres tipos de orientación preferencial (Fig. 3.2): concordante (ángulo de inclinación inferior a 30°), oblicuo (entre 30° y 60°) y perpendicular (superior a 60°).

b) La orientación de la concavidad, bien hacia arriba o hacia abajo. Para medir esta propiedad tafonómica deben considerarse sólo aquellos restos que muestren una curvatura. No obstante, también se han tomado datos del resto de los bioclastos, añadiendo otras dos categorías. Una de ellas incluye los restos planos, es decir, fragmentos demasiado pequeños, o de determinadas partes de los organismos, que no presentan una curvatura distinguible (fragmentos “platy” según Davies *et al.*, 1990). La otra incluye aquellos restos en los que no se puede medir u observar esta propiedad tafonómica. Entre estos se encuentran individuos articulados, restos orientados verticalmente y organismos masivos o constituidos por una pieza esquelética (escafópodos, foraminíferos bentónicos, *Ditrupa* y otros serpúlidos, gasterópodos, briozoos, corales solitarios, etc).

c) El tercer atributo referido a la orientación es la posición de vida. Se han considerado sólo los individuos conservados *in situ* frente a los que no lo están.

Preservación esquelética.- Dentro de este atributo tafonómico se han considerado tres categorías en función del grado de conservación de la mineralogía original de la concha:

a) Bioclastos que conservan aún la composición mineralógica original, calcítica o aragonítica. Dentro de esta categoría se han incluido también los restos que presentan algunas de las capas de la concha con la mineralogía original. En algunas secciones se han encontrado individuos calcíticos con la concha parcialmente destruida, con aspecto pulverulento. Estos restos también se han considerado como elementos con la concha original conservada.

b) Restos preservados como moldes tras la disolución de la concha. Fundamentalmente se trata de restos de organismos con una concha original aragonítica, aunque en algunos casos la disolución ha afectado a individuos de concha calcítica.

c) Por último, se han distinguido los moldes rellenos de cemento, normalmente de calcita en diente de perro, tras la disolución de la concha original.

Aristas.- Dentro de este atributo tafonómico se han incluido tan sólo dos categorías, combinando el grado de redondeamiento que presentan las aristas de los fragmentos y el grado de pérdida de la ornamentación original de los organismos. Por un lado están los fragmentos con aristas agudas y cortantes, que conservan la ornamentación prácticamente intacta. Por otro, están los fragmentos con las aristas redondeadas y/o la ornamentación parcial o totalmente perdida. No se han considerado niveles intermedios. Esta propiedad es exclusivamente observable en los restos que conservan la concha original.

El redondeamiento de las aristas o la pérdida de la ornamentación puede producirse por abrasión mecánica o por disolución, con resultados muy similares (Flessa y Brown, 1983; Brett y Baird, 1986; Davies *et al.*, 1990; Parsons y Brett, 1991; Glover y Kidwell, 1993). En la mayoría de los casos es muy difícil, a veces incluso imposible, diferenciar la disolución y la abrasión, ya que habitualmente se produce un gradiente entre los dos procesos (Brett y Baird, 1986; Davies *et al.*, 1990). Normalmente lo que ocurre es un proceso combinado de abrasión, de bioerosión y de disolución química (Brett y Baird, 1986). Por tanto, Brett y Baird (1986) proponen el término *corrasión* para referirse a dicho proceso. No obstante, se ha establecido como criterio distintivo la dureza de los restos, de tal forma que los fragmentos afectados por disolución presentan la concha degradada y pulverulenta, mientras que los fragmentos redondeados por abrasión se conservan como elementos duros, resistentes y con una cierta integridad (Flessa y Brown, 1983; Davies *et al.*, 1990; Parsons y Brett, 1991). En este trabajo se han diferenciado estas dos posibilidades en los casos muy evidentes, adoptando el término *pulverulento* (referencia al término "chalkyness") para los bioclastos afectados por disolución.

Interacciones biológicas.- Dentro de este rasgo tafonómico se han incluido únicamente dos categorías referidas a la relación entre el organismo huésped y el hospedador.

En primer lugar, siguiendo la terminología propuesta por Walker y Miller (1992), se han considerado los organismos endobiontes; es decir, aquellos que se alojan en el interior de otros. De su actividad resultan las bioperforaciones, término que será usado junto con el de endobionte indistintamente. En segundo lugar se han considerado los epibiontes, que son los que viven sobre la masa corporal o esquelética de otros. Estos se cementan o se fijan por medio de un bisco al substrato orgánico como encostrantes, término que también será usado a lo largo del trabajo.

Otra característica importante en los materiales estudiados es la bioturbación, ya que en muchos casos es la única evidencia registrada de la actividad orgánica. Habitualmente se han usado sólo las trazas individuales para hacer interpretaciones paleoambientales y paleoecológicas (Droser y Bottjer, 1993). Sin embargo, Droser y Bottjer (1986; 1989; 1993) y Bottjer y Droser (1991) han desarrollado una metodología que considera tanto las trazas individuales como la fábrica producida por la bioturbación de fondo. Consiste en asignar un valor, denominado índice de icnofábrica, por medio de un análisis semicuantitativo, basado en el grado de destrucción de las estructuras sedimentarias primarias. Esta será la metodología usada en este trabajo para valorar la bioturbación. La asignación de cada índice se ha realizado visualmente, con unas tablas confeccionadas por estos autores a tal efecto (Fig. 3.7). Se han utilizado sólo las tablas para sedimentos de plataforma (Droser y Bottjer, 1986) y depósitos someros dominados por *Ophiomorpha* (Droser y Bottjer, 1989). En ambos casos se diferencian seis índices que van desde la preservación de las estructuras hasta su total destrucción por la bioturbación (Fig. 3.7). Así, un sedimento con un índice de icnofábrica 1 (ii1) presenta las estructuras sedimentarias preservadas en su totalidad. Un ii2 hace referencia a unos depósitos con algunas trazas aisladas en el sedimento (hasta el 10 % de las estructuras originales alteradas). Con un ii3, entre un 10 % y un 40 % de las estructuras están destruidas. Aquí se observan trazas individuales y algunas pueden solaparse. Según progresa el grado de bioturbación y quedan algunos vestigios de las estructuras (40-60 % destruida) se alcanza un ii4, donde las trazas se solapan y no siempre están bien definidas. Un ii5 indica que la estratificación queda totalmente alterada pero aún son discernibles algunas trazas individuales. Con un ii6 el sedimento queda total o casi totalmente homogeneizado por la bioturbación. Los índices de icnofábrica se han obtenido en observaciones a lo largo de las secciones estudiadas. Se han usado como elementos puramente descriptivos, que sirven de apoyo a la interpretación global.

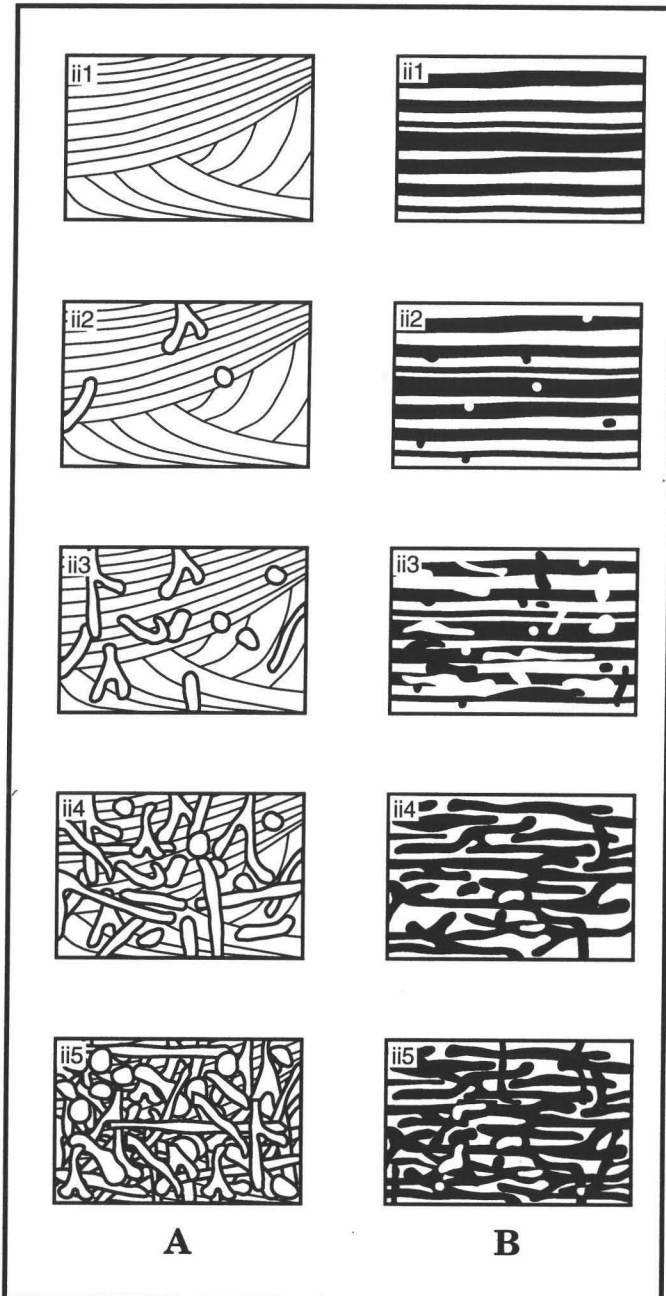


Fig. 3.7.- Tabla para la estimación visual de los índices de icnofábrica (ii) en el campo. A: Para sedimentos someros dominados por **Ophiomorpha**; B: Para sedimentos de plataforma. (Adoptada de Droser y Bottjer, 1993).

ANALISIS DE TAFOFACIES

Una vez analizadas las asociaciones de fósiles siguiendo el esquema metodológico propuesto anteriormente, y realizadas las interpretaciones paleoambientales, se ha establecido un modelo de tafofacies. El análisis de tafofacies supone que distintos conjuntos litológicos pueden caracterizarse por los atributos tafonómicos de los fósiles que contienen (Speyer y Brett, 1986; 1988; 1991). Los modelos propuestos por estos autores se basan en aproximaciones cualitativas, mediante las cuales caracterizan diferentes ambientes sedimentarios en la plataforma nerítica del Devónico medio de Nueva York. Diversos autores han aplicado las bases conceptuales del análisis de tafofacies en medios actuales, mostrando su validez y su uso potencial para caracterizar los diferentes medios sedimentarios del pasado (e.g. Davies *et al.*, 1989; Staff y Powell, 1990a; 1990b; Callender *et al.*, 1992). Estos autores han aplicado una metodología cuantitativa de los atributos tafonómicos para caracterizar diferentes tafofacies. Jiménez y Braga (1993) aplicaron esta metodología cuantitativa para definir una serie de tafofacies en construcciones arrecifales del Mioceno superior de Níjar (Almería). El análisis de tafofacies puede utilizarse como una metodología independiente, o complementaria a otro tipo de aproximaciones (sedimentológicas, estratigráficas y/o paleoecológicas), para interpretar medios sedimentarios del pasado.

En este trabajo se describen diversas tafofacies que representan, a grandes rasgos, los distintos ambientes sedimentarios reconocidos. Se ha usado una aproximación cualitativa, ya que no ha sido posible un estudio tafonómico numérico de todas las secciones estudiadas. No obstante, cada tafofacies descrita tiene un apoyo cuantitativo en los casos en que se han realizado medidas tafonómicas. Las distintas tafofacies descritas muestran transiciones laterales graduales entre sí, poniendo de manifiesto la variación de los atributos tafonómicos a lo largo de gradientes de profundidad, turbulencia y alimentación de terrígenos.

En cada tafofacies descrita se ha analizado la importancia relativa de los procesos tafonómicos que acontecen durante las condiciones normales y de los relacionados con fenómenos episódicos (Speyer y Brett, 1991). Según estos autores, de la interacción de ambos tipos de procesos resultan una serie de señales tafonómicas que caracterizan las diferentes tafofacies: discretas, compuestas o constructivas, conflictivas y de cooperación ("discrete", "compounded-constructive", "conflicting" y "cooperating" según Speyer y Brett, 1991). Una vez caracterizadas las diferentes tafofacies, y estudiado la importancia de los procesos episódicos frente a los normales, se han inferido las señales tafonómicas más representativas de cada tafofacies.

Como se ha comentado anteriormente, existe una relación lateral entre diferentes tafofacies. Esto ofrece la oportunidad de estudiar la evolución vertical y lateral de los diferentes conjuntos litológicos según sus atributos tafonómicos y la importancia relativa de

los fenómenos episódicos frente a los normales. De aquí, surge el concepto de gradientes tafonómicos de Speyer y Brett (1988). El análisis de tafofacies y el estudio de los cambios en el tiempo y en el espacio que experimentan las tafofacies pueden servir como una herramienta de apoyo en el análisis de cuencas. Estos aspectos serán tratados en el capítulo de Discusión General, donde se tratará la interacción del análisis de tafofacies y del análisis secuencial en el estudio de la arquitectura estratigráfica y la evolución de las cuencas pliocenas del litoral S español.

CAPITULO 4:

**BIOCRONOESTRATIGRAFIA Y
MAGNETOESTRATIGRAFIA**

BIOCRONOESTRATIGRAFIA, CRONOLOGIA Y MAGNETOESTRATIGRAFIA USADAS EN ESTE TRABAJO

En este apartado describiré las escalas biocronoestratigráficas usadas en este trabajo, tanto para la vertiente Atlántica como para la Mediterránea del litoral S de la Península Ibérica, así como los indicadores biozonales usados en su definición original. Una vez descritas las escalas biocronoestratigráficas se plantea su correlación, y su relación con la escala paleomagnética. Las edades absolutas de los límites de las distintas inversiones paleomagnéticas están basadas en la escala geocronológica revisada de Cande y Kent (1992).

BIOCRONOESTRATIGRAFIA PARA EL ATLANTICO

Blow (1969) propuso una zonación para el Neógeno establecida en regiones tropicales. Estudios posteriores señalaron el limitado uso que presentaba dicha escala fuera de estas latitudes (Berggren, 1973; Berggren y Van Couvering, 1974; Berggren *et al.*, 1983). Con el fin de salvar esta dificultad, Berggren (1972) propuso una nueva escala para latitudes medias en el Atlántico sur. En trabajos posteriores aparecen sucesivas modificaciones y precisiones sobre esta escala (Berggren, 1973; Berggren y Van Couvering, 1974; Berggren, 1977a; 1977b; Berggren *et al.*, 1983). En el presente trabajo, para el área de Cádiz, se usará la escala biocronoestratigráfica de Berggren *et al.* (1983), ya que las asociaciones de foraminíferos planctónicos encontradas se ajustan muy bien a esta zonación. Además, es la escala usada por la gran mayoría de los investigadores y la más refinada en cuanto a los "datum events" considerados, recogidos en la Fig. (4.1).

Según la biozonación de Berggren *et al.* (1983), la primera biozona del Plioceno, PL 1, está subdividida en tres subzonas, denominadas desde más antigua a más moderna PL 1a, PL 1b y PL 1c. El límite Mioceno-Plioceno, límite inferior de la subzona PL 1a, está marcado por la desaparición de *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) y las primeras apariciones de *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermúdez, *G. cibaoensis* Bermúdez y *Globigerinoides conglobatus* (Brady). No obstante, en algunos testigos de sondeos profundos se ha detectado la coexistencia de *Globoquadrina dehiscens* y *Globorotalia margaritae* (por ejemplo Saito *et al.*, 1975 en Berggren, 1977b; Kennett y Srinivasan, 1975), por lo que *G. margaritae* debe tener su primera aparición en la parte final del Mioceno superior (Berggren, 1977b). La presencia de *G. margaritae* en sedimentos del Mioceno superior es un hecho que ha sido registrado por numerosos autores en diferentes lugares (Berggren, 1977a; 1977b; Keigwin, 1982; Weaver y Clement, 1987; Channell *et al.*, 1990; Benson *et al.*,

1991; Benson y Rakic-El Bied, 1991). Por ello, en este trabajo consideraré los restantes "datum events" señalados anteriormente como indicadores del límite Mio/Plioceno (Fig. 4.1). El límite entre las subzonas PL 1a y PL 1b está marcado por la primera aparición de formas primitivas atribuibles a *Globorotalia puncticulata* (Deshayes). Berggren *et al.* (1983) consideran este evento coetáneo con la desaparición de *Globorotalia cibaoensis*. El inicio de la subzona PL 1c está determinado por la primera aparición de formas primitivas pertenecientes a *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler) (Fig. 4.1).

La desaparición de *Globigerina nepenthes* Todd marca el límite entre las zonas PL 1 y PL 2 (Fig. 4.1).

El principal evento que determina el límite entre las zonas PL 2 y PL 3 es la extinción de *Globorotalia margaritae*. El límite entre estas dos zonas se hace coincidir con el límite entre el Plioceno inferior y el Plioceno superior (Fig. 4.1).

El límite superior de la zona PL 3 viene marcado por la desaparición de *Sphaeroidinellopsis* spp. y el primer registro de *Sphaeroidinella dehiscens* s. s. (Parker & Jones). *Globorotalia inflata* D'Orbigny tiene su aparición en niveles ligeramente más antiguos, coincidiendo con las desapariciones de *G. conoidea* Walters y *G. conomiozea* Kennett (Fig. 4.1).

La zona PL 4 tiene un rango cronológico muy restringido, cuyo techo está marcado por la desaparición de *Globoquadrina altispira* (Cushman & Jarvis) y de *Globorotalia multicamerata* Cushman & Jarvis (Fig. 4.1).

El límite entre las zonas PL 5 y PL 6 está determinado por las desapariciones de *Globorotalia miocenica* Palmer y de *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli & Bermudez (Fig. 4.1).

El Plioceno acaba a techo de la zona PL 6. El evento normalmente usado para indicar el inicio del Cuaternario es la primera aparición del indicador zonal *Globorotalia truncatulinoidea* (D'Orbigny) (Fig. 4.1).

BIOCRONOESTRATIGRAFIA PARA EL MEDITERRANEO

Mientras que para el Atlántico hay un cierto consenso, en la zonación adoptada como estandar, para el Mediterráneo la situación es distinta. Los primeros intentos de hacer una escala biocronoestratigráfica estandar para el Plioceno del área Mediterránea fueron realizados por autores italianos (Colalongo, 1968; Dondi y Papeti, 1968; D'Onofrio, 1968; Dallan y Salvatorini, 1968). En cada uno de estos trabajos se pueden encontrar

recopilaciones bibliográficas en las que se recogen los principales trabajos biocronoestratigráficos precursores. Asimismo, se pueden consultar los trabajos de Berggren y Van Couvering (1974) y Rio *et al.* (1984) para una revisión histórica. Hasta la actualidad se han sucedido una serie de escalas, sin un acuerdo definitivo sobre los foraminíferos índices que deben usarse (Cati *et al.*, 1968; Cita, 1972, 1973, 1975; Ryan *et al.*, 1974; Zachariasse, 1975; Thunell, 1979; Spaak, 1983; Rio *et al.*, 1984; Iaccarino, 1987; Zachariasse *et al.*, 1989; Martín Pérez y Rodríguez Gallego, 1989; Raffi *et al.*, 1990; Martín Pérez, 1992; etc.). A pesar de esta gran diversidad de escalas biocronoestratigráficas, y de las ligeras variaciones en las edades asignadas a los diferentes "datum events" usados, existe un cierto consenso en usar la biozonación propuesta por Cita (1975) modificada posteriormente por Rio *et al.* (1984). En el área mediterránea estudiada, las asociaciones de foraminíferos planctónicos se ajustan bastante bien a dicha escala, por lo que será la biozonación usada en este trabajo.

Según esta zonación, se diferencian seis zonas (M PI 1 a M PI 6 desde la base al techo). Las tres inferiores pertenecen al Plioceno inferior y las restantes al Plioceno superior (Fig. 4.2). En las escalas precursoras se introducen nombres formales para las distintas biozonas (Cita, 1972; 1973), usados posteriormente por Cita (1975). En la actualidad se tiende a usar las siglas M PI, que hacen referencia a la biocronoestratigrafía realizada en el Mediterráneo para el Plioceno, seguidas del número de orden correspondiente a la biozona. Esta es, asimismo, la nomenclatura que uso en el presente trabajo.

La zona basal, M PI 1, está caracterizada por un máximo en la abundancia de *Sphaeroidinellopsis* spp. [*S. subdehiscens* Blow y *S. seminulina* (Schwager)] con respecto a los niveles supra e infrayacentes. El acmé de este género está situado en la parte media de la biozona. La validez de esta zona ha sido muy discutida, ya que este acmé está controlado por factores ecológicos, sin tener un claro sentido cronológico (e.g. Zachariasse, 1975). Por ello, Rio *et al.* (1984) redefinieron esta biozona como el intervalo de tiempo transcurrido entre el restablecimiento de las condiciones marino normales, tras de la "Crisis de Salinidad Messiniense", y la entrada de *Globorotalia margaritae* en el Mediterráneo (Fig. 4.2) (Rio *et al.*, 1984; Iaccarino, 1987; Hilgen y Langereis, 1988; 1993). Trabajos realizados en afloramientos emergidos en el sur de Italia, así como en testigos de sondeos, parecen confirmar la presencia de un acmé de *Sphaeroidinellopsis*, al menos en algunos puntos del Mediterráneo (Zachariasse, 1975; Thunell, 1979; Hilgen y Langereis, 1988; Hilgen, 1991a; Langereis y Hilgen, 1991; Sprovieri, 1992). Aún así, sigue siendo un registro local. Para evitar este localismo, en este trabajo se adoptará la modificación hecha por Rio *et al.* (1984).

La biozona M PI 2 está limitada, en la base, por el final del acmé de *Sphaeroidinellopsis* y, a techo, por la aparición de forma significativa de individuos de

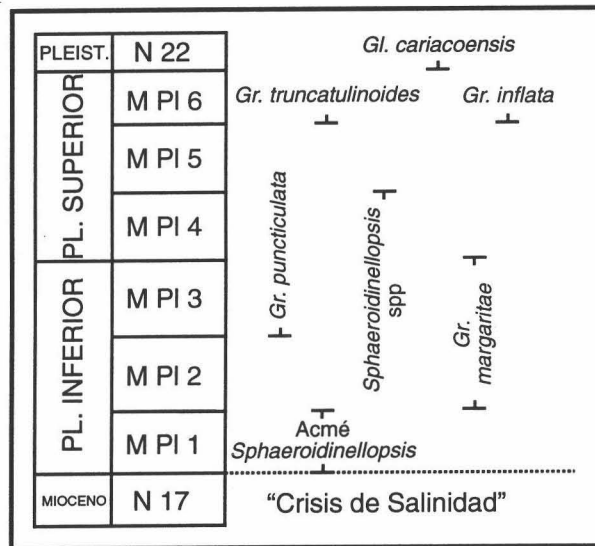


Fig. 4.2.- Principales "datum events" para delimitar las zonas de la escala biocronoestratigráfica de Cita (1975).

Globorotalia puncticulata. Según la redefinición de Rio *et al.* (1984) de la primera biozona adoptada en este trabajo, la base de la segunda zona está marcada por la primera aparición de *G. margaritae* en el Mediterráneo (Fig. 4.2).

La primera aparición de *G. puncticulata* y la extinción de *G. margaritae* delimitan la biozona M PI 3, en su base y techo respectivamente. En el techo de esta biozona se establece el límite Plioceno inferior-superior (Fig. 4.2).

Ya dentro del Plioceno superior, la zona M PI 4 está limitada en su base por la extinción de *G. margaritae* y en su techo por la extinción de *Sphaeroidinellopsis* spp (Fig. 4.2).

La desaparición de *Sphaeroidinellopsis* spp. y un importante descenso en las poblaciones de *Globigerinoides obliquus extremus* delimitan la zona M PI 5.

Finalmente, la zona M PI 6, cuyo techo viene definido por la primera aparición de *Globorotalia truncatulinoides*, cierra el Plioceno. Los límites de esta biozona han sido modificados por Rio *et al.* (1984), ya que detectaron que la primera aparición de *G. truncatulinoides* era aproximadamente coetánea con la aparición de *G. inflata*, aún en la parte alta del Plioceno superior (Raffi y Sprovieri, 1985; Channell *et al.*, 1990; 1992; Di Stefano *et al.*, 1993). Por ello, Rio *et al.* (1984) proponen la primera aparición de *G. inflata*, como el "datum event" que delimita la base de la zona M PI 6, y la aparición de *Globigerina cariacensis* (AUTOR) como "datum" del techo de la misma. Este segundo "datum" marcaría el límite Plioceno-Pleistoceno (Fig. 4.2). La entrada de *G. cariacensis* en el límite Plioceno-Pleistoceno es un hecho contrastado en el Mediterráneo, tanto en secciones emergidas como en el subsuelo (Rio *et al.*, 1984).

EL PROBLEMA DEL LIMITE PLIOCENO INFERIOR-PLIOCENO SUPERIOR EN EL MEDITERRANEO

En el apartado anterior he comentado la escala biozonal propuesta por Cita (1975), con las modificaciones que introdujeron posteriormente Rio *et al.* (1984). Esta escala zonal modificada es la más usada en los trabajos más recientes por las siguientes razones: a) Se trata de una biozonación basada en un gran volumen de datos procedentes de series aflorantes en superficie y de testigos profundos realizados en distintos puntos del Mediterráneo (Cita, 1972, 1973, 1975; Thunell, 1979; Raffi y Sprovieri, 1985; Raffi *et al.*, 1990; Thunnell *et al.*, 1991; Channell *et al.*, 1992; 1994); b) Gracias a la reciente escala paleomagnética establecida para el Mediterráneo, se tiene un buen control paleomagnético y cronológico de los límites zonales y "datum events" usados (Zijderveld *et al.*, 1986; Hilgen y Langereis,

1988; Zachariasse *et al.*, 1989; Hilgen, 1991a, 1991b; Langereis y Hilgen, 1991; Zijdeveld *et al.*, 1991; Hilgen y Langereis, 1993; Channell *et al.*, 1994); c) Está correlacionada con la cronología de otros "datum events" de nanoplancton calcáreo, alcanzándose un alto grado de resolución cronológica (Cita, 1972; 1973; 1975; Müller, 1985; Rio *et al.*, 1984; Raffi y Sprovieri, 1985; Rio *et al.*, 1988; Channell *et al.*, 1990; Raffi *et al.*, 1990; Thunnell *et al.*, 1991; Zijdeveld *et al.*, 1991; Rio *et al.*, 1991; Channell *et al.*, 1992; Sprovieri, 1992; 1993); d) Es una escala calibrada con los ciclos astronómicos de Milankovitch en función de la sedimentación rítmica de sapropeles existentes en el sur de Italia y en el subsuelo del Mediterráneo (Zijdeveld *et al.*, 1986; Channell *et al.*, 1988; Hilgen y Langereis, 1988; Zachariasse *et al.*, 1989; Zijdeveld *et al.*, 1991; Hilgen, 1991a, 1991b; Langereis y Hilgen, 1991; Hilgen y Langereis, 1993); e) Es la escala usada en las recientes campañas de perforación del Ocean Drilling Program (Rio *et al.*, 1990a, 1990b; Channell *et al.*, 1990; Thunnell *et al.*, 1991; Sprovieri, 1993; Channell *et al.*, 1994).

No obstante, es interesante hacer algunos comentarios sobre las modificaciones de Rio *et al.* (1984). Según estos autores, las modificaciones introducidas a la escala propuesta por Cita (1975) afectan aparentemente sólo a las zonas M PI 1 y M PI 6 (Rio *et al.*, 1984; pag. 168). Sin embargo, estas no son las únicas modificaciones que existen. Al menos, aparece una más, no comentada por dichos autores, que resulta de gran importancia ya que concierne al límite entre el Plioceno inferior y el superior.

A nivel global, este límite está marcado por la desaparición de *G. margaritae* (e. g. Cita, 1975; Berggren *et al.*, 1983; Iaccarino, 1987). Este evento se correlaciona con el límite entre los cronos paleomagnéticos C2Ar-C2An (Gilbert-Gauss), datado en 3,4 Ma por Berggren *et al.* (1985) y recientemente modificado a 3,553 Ma por Cande y Kent (1992). Tanto en la escala biocronoestratigráfica de Cita (1975) como en la propuesta por Rio *et al.* (1984), la extinción de *G. margaritae* marca el límite Plioceno inferior-superior, techo de la biozona M PI 3. Sin embargo, existe un desajuste cronológico importante en cuanto a la edad absoluta asignada a dicho "datum event". Por una parte, Cita (1975) lo hace coincidir, al igual que está establecido a nivel global, con el límite Gilbert-Gauss (3,3 Ma; Cita, 1975). Por otra, según Rio *et al.* (1984), la extinción de *G. margaritae* ocurre en la parte alta del crón Gilbert, entre 3,6 y 3,7 Ma (Rio *et al.*, 1984). El problema que se plantea entre ambas escalas es que *G. margaritae* experimenta una reducción en número de individuos muy importante hacia la parte alta de su rango de distribución temporal. Esta situación ocurre en el Mediterráneo, donde *G. margaritae* está prácticamente ausente en los muestreos a partir de 3,71 Ma (Zachariasse *et al.*, 1989; Sprovieri, 1992; Channell *et al.*, 1992; 1994), así como en otros puntos del Atlántico, Caribe y Pacífico (Channell *et al.*, 1990; Fig. 9; Sierro, com. per.). No obstante, esto no quiere decir que se extinga totalmente, aspecto

discutido por Rio *et al.* (1984), Channell *et al.* (1992), Sprovieri (1992) y Hilgen y Langereis (1993). De hecho, Channell *et al.* (1990) citan la última aparición de *G. margaritae* a 3,43 Ma (según la escala BKFV85) en la sección de Gela (S de Sicilia) y en el Site 652, realizado en zona central del Mar Tirreno. Esto indicaría que *G. margaritae* persiste en el Mediterráneo hasta una edad casi equivalente a su extinción a nivel global, aunque con un número de individuos muy reducido.

Por todo ello, parece que *G. margaritae* es una especie poco válida como indicador zonal (Hilgen y Langereis, 1988; 1993) dada su relativa escasez durante todo el Plioceno inferior (Hilgen y Langereis, 1993) y su ausencia casi total en las muestras a partir de 3,7 Ma (Zachariasse *et al.*, 1989; Sprovieri, 1992; Channell *et al.*, 1992; 1994). No obstante, hasta el momento no parece que haya otro criterio válido y ampliamente aceptado. De ahí que en este trabajo use la escala original de Cita (1975) y se acepten las modificaciones introducidas por Rio *et al.* (1984) tan sólo en lo que concierne a los criterios seguidos para establecer los límites biozonales de las zonas M PI 1 y M PI 6. De esta forma se mantiene correlacionable el límite Plioceno inferior-superior entre el Mediterráneo y el resto de los océanos y se evita el provincialismo que supone en este aspecto la escala de Rio *et al.* (1984).

MAGNETOESTRATIGRAFIA Y EDADES ABSOLUTAS

En el dominio Atlántico, Berggren *et al.* (1985) establecieron una correlación de la escala zonal aquí usada con la escala magnetoestratigráfica estandar, asignando edades absolutas a las diferentes biozonas y "datum events" de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo considerados. Esta escala es una modificación de otras versiones publicadas anteriormente (Berggren, 1969, 1972, 1973, 1977a; Berggren y Van Couvering, 1974; Berggren *et al.*, 1983).

Recientemente, Cande y Kent (1992) han presentado una escala paleomagnética con edades absolutas, escala CK92 según la nomenclatura adoptada por los propios autores. Este estudio incluye, como novedad metodológica, asumir tasas de expansión del fondo oceánico variables, y considerar todas las imperfecciones en el registro de bandas paleomagnéticas, las cuales producen asimetrías a ambos lados de las crestas medioceánicas. Esta nueva escala paleomagnética está basada en un gran número de perfiles realizados en todos los océanos y referidos a un perfil patrón tomado en el Atlántico Sur por ser el más continuo y completo.

En relación con las edades absolutas, introduce algunas modificaciones sustanciales a la escala de Berggren *et al.* (1985), la escala más ampliamente usada hasta el momento. (BKFV85 siguiendo la nomenclatura de Cande y Kent, 1992) (Fig. 4.3). En concreto, uno de los cambios introducidos afecta al Plioceno. En la escala BKFV85 el Plioceno inferior estaba

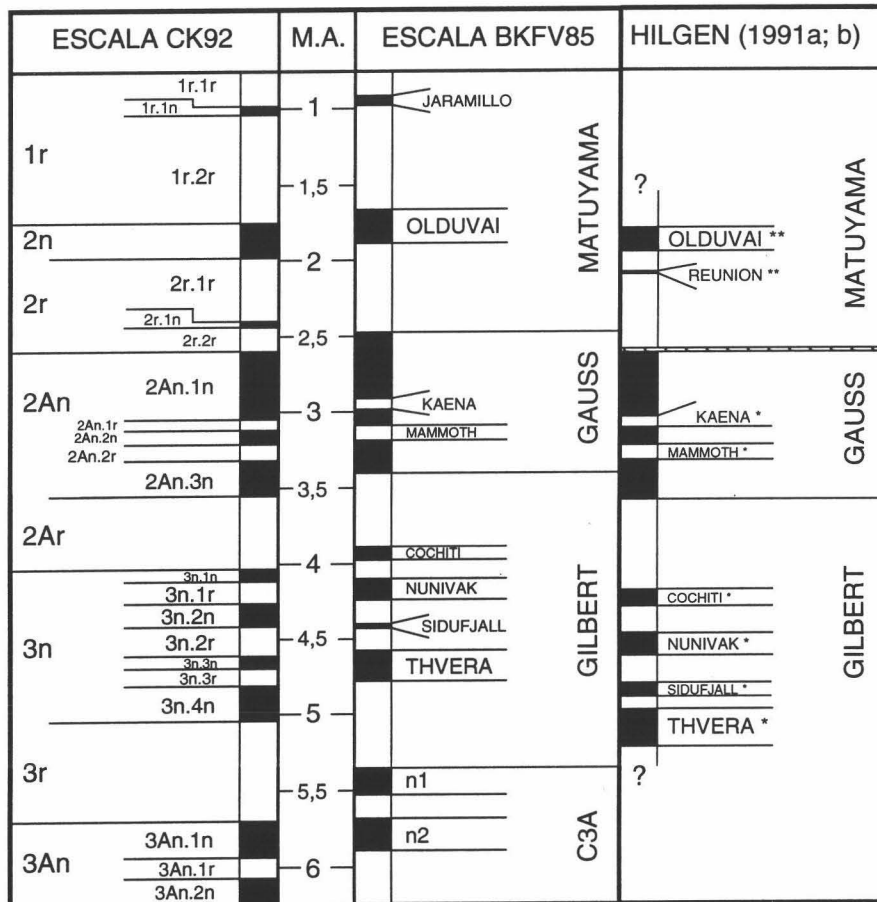


Fig. 4.3.- Correlación de las escalas paleomagnéticas de Berggren et al. (1985) para el Atlántico (Escala BKFV85) y de Hilgen (1991a; 1991b) para el Mediterráneo con la de Cande y Kent (1992), usada en este trabajo (Escala CK92). *: Según datos de Hilgen (1991a); **: Según datos de Hilgen (1991b).

limitado entre 5,35 y 3,40 Ma y el Plioceno superior entre 3,40 y 1,66 Ma. En la escala geocronológica CK92, el Plioceno inferior está comprendido entre 5,705 y 3,553 Ma y el Plioceno superior entre 3,553 y 1,757 Ma. Esta modificación resulta de usar la calibración astrocronológica para establecer la edad absoluta del límite C2An-C2r (Matuyama-Gauss). Según este método, basado en las variaciones de los parámetros orbitales de la tierra -ciclos astronómicos de Milankovicht- (Shackleton *et al.*, 1990; Hilgen, 1991a; 1991b), la edad de dicho límite es 2,60 Ma. En las escalas de edades absolutas previas este límite estaba calibrado en 2,48 Ma según dataciones absolutas por el método K/Ar (Mankinen y Dalrymple, 1979). Se obtiene, así, una edad aproximadamente un 5% más antigua con el nuevo método de calibración (Cande y Kent, 1992), por lo que el resto de las edades serán también ligeramente más antiguas que las propuestas en las escalas anteriores (Fig. 4.3).

Según la escala CK92, el Plioceno inferior está comprendido entre la base del crón C3r y el techo del crón C2Ar, periodo de tiempo equivalente al cron Gilbert en la escala BKFV85. Por su parte, el Plioceno superior está comprendido entre la base del crón C2An y el techo del subcrón C2n. Este periodo corresponde al crón Gauss y a la parte baja del Matuyama, justo hasta el techo del subcrón Olduvai según BKFV85 (Fig. 4.4).

Los límites de biozonas siguen manteniendo la misma correlación con la escala paleomagnética de Berggren *et al.* (1985) (Cande y Kent, 1992). Según esto, la zona PL 1 se extiende entre la base del crón C3r hasta el límite C3n-C2Ar (4,033 Ma), límite que equivale al techo del subcrón Cochiti. El límite Plioceno inferior-superior, límite entre las zonas PL 2 y PL 3, coincide con el límite entre los crones C2Ar-C2An (3,553 Ma), es decir, límite Gilbert-Gauss. En el Plioceno superior, el techo de la zona PL 3 se sitúa hacia la parte media del subcrón C2An.2n, equivalente a la parte media de polaridad normal que queda entre los dos subcronos inversos C2An.2r -Mammoth- y C2An.1r -Kaena-. Es decir, entre 3,221 Ma y 3,127 Ma. El límite entre las zonas PL 4 y PL 5 coincide con la base del subcrón C2An.1r, subcrón Kaena (3,127 Ma). La zona PL 5 acaba en la parte alta del primer intervalo inverso del crón C2r.2r (parte alta del primer intervalo inverso del crón Matuyama, por debajo del subcrón Reunión datado en 2,441 Ma en la escala CK92). El techo del Plioceno superior se sitúa en el techo del subcrón C2n (1,757 Ma), equivalente al techo del subcrón Olduvai en la escala BKFV85 (Fig. 4.4).

La escala paleomagnética para el Mediterráneo ha sido recientemente establecida, con datos de sondeos y de afloramientos emergidos, y ajustada con la cronología absoluta (Zijderveld *et al.*, 1986; Hilgen y Langereis, 1988; Zachariasse *et al.*, 1989; Hilgen, 1991a, 1991b; Langereis y Hilgen, 1991; Zijderveld *et al.*, 1991; Hilgen y Langereis, 1993; Channell *et al.*, 1994). No obstante, igual que la escala BKFV85, presenta ciertos desajustes cronológicos al correlacionarla con la escala CK92 (Fig. 4.3). Sin embargo, en este caso no se ha especificado la relación que existiría entre las zonas M PI y la escala CK92.

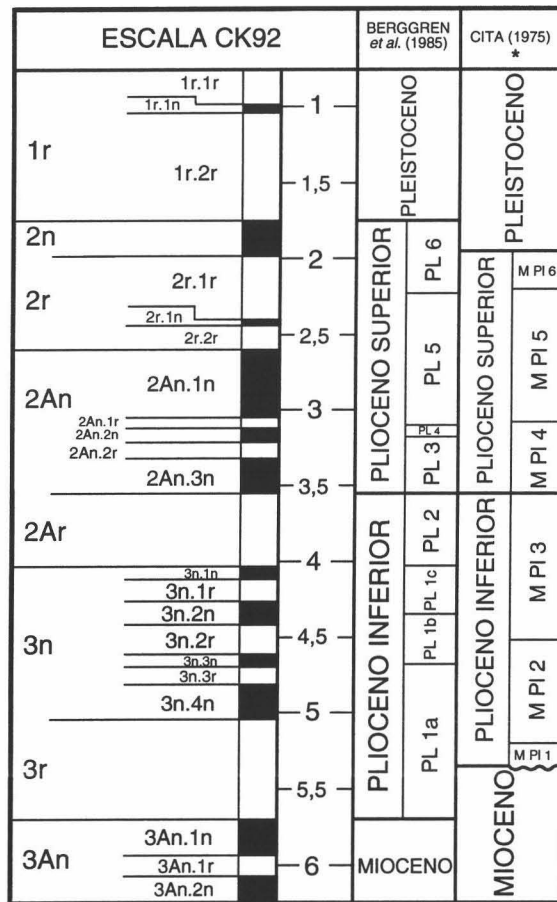


Fig. 4.4.- Correlación de las escalas biocronoestratigráficas usadas para el Atlántico (Berggren et al., 1985) y el Mediterráneo (Cita, 1975) con la escala CK92. *: Según datos de Cita (1975).

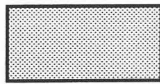
Si se acepta la correlación de las zonas M PI con la escala paleomagnética propuesta por Cita (1975) surge un nuevo problema, actualmente en debate, relacionado con la edad del límite Mioceno-Plioceno (Benson *et al.*, 1990; Hilgen y Langereis, 1993; Civis *et al.*, 1994). Según esta correlación el límite Mioceno-Plioceno estaría situado en el límite entre los cronos C3An-C3r (Cita, 1975). Esta autora fechó este límite en 5,2 Ma, sin embargo, en la escala CK92 tendría una edad de 5,705 Ma. Esto implica que parte de los yesos formados durante la "Crisis de Salinidad Messiniense" corresponderían al Plioceno (Hilgen y Langereis, 1993). Como se puede comprobar, esta correlación cuestiona la validez del piso Messiniense como tal. Las calibraciones cronológicas más recientes sobre el límite Mioceno-Plioceno en el Mediterráneo dan una edad de 5,32 Ma (Hilgen y Langereis, 1993), edad que está hacia la parte alta del crón inverso C3r de la escala CK92. Estos autores discuten ampliamente los inconvenientes y las incompatibilidades cronológicas que resultan de situar el límite Mioceno-Plioceno en el límite entre los cronos C3An-C3r, proponiendo aceptar una edad de 5,32 Ma para dicho límite.

A falta de un criterio definitivo y con la actual discusión acerca del límite Mioceno-Plioceno en el Mediterráneo, en este trabajo se adopta la opción planteada por Hilgen y Langereis (1993) de situar el límite Mioceno-Plioceno en 5,32 Ma y no en el límite entre los cronos C3An-C3r (5,705 Ma) (Fig. 4.4). Para el resto de las zonas no existen criterios de correlación con la escala CK92, por lo que se reinterpreta la correlación realizada por Cita (1975), adoptando la escala paleomagnética de edades absolutas de Cande y Kent (1992) (Fig. 4.4).

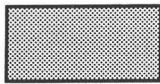
Por todo lo expuesto hasta el momento, el Plioceno inferior queda entre la parte alta del crón C3r y el techo del crón C2Ar (Gilbert). El Plioceno superior se extiende hasta la base del subcrón normal C2n (1,983 Ma), subcrón Olduvai (Fig. 4.4).

La primera zona M PI se sitúa en la parte baja del crón inverso C3r. La zona M PI 2 se extiende hasta la parte media del subcrón C3n.2r, 4,432 Ma y 4,611 Ma para la base y techo respectivamente. El techo de la zona M PI 3, que se hace coincidir con el límite Plioceno inferior-superior, se correlaciona con el límite C2Ar-C2An (límite Gilbert-Gauss) al igual que en la escala biozonal PL de Berggren *et al.* (1983; 1985). El techo de la zona M PI 4 se correlaciona con la parte media del subcrón inverso C2An.1r (Kaena), intervalo comprendido entre 3,127 y 3,054 Ma. El límite superior de la zona M PI 5 está dentro de la parte baja del crón C2r. El final del Plioceno se sitúa en la extrema base del subcrón normal C2n (1,983 Ma), subcrón Olduvai (Fig. 4.4).

**SIMBOLOGIA USADA EN LAS
COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS**



ARCILLAS



LIMOS



ARENAS MEDIAS



ARENAS GRUESAS



CONGLOMERADOS



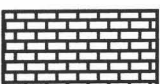
GRADACION NEGATIVA



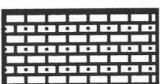
GRADACION POSITIVA



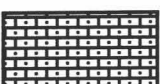
CANTOS DETRITICOS



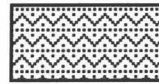
CALIZAS



CALCARENITAS



CALCIRRUDITAS



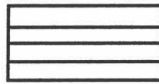
ARCILLAS DIATOMITICAS



SILEX



SUELOS



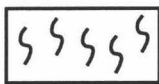
ESTRATIFICACION-LAMINACION
HORIZONTAL PARALELA



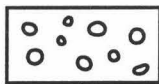
ESTRATIFICACION-LAMINACION
CRUZADA PLANAR



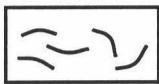
ESTRATIFICACION-LAMINACION
CRUZADA EN ARTESA



BIOTURBACION



RODOLITOS



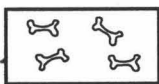
RESTOS DE BIVALVOS



BRIOZOOS



CLADOCORA CAESPITOSA



RESTOS DE VERTEBRADOS

CAPITULO 5:

PROVINCIA DE CADIZ

INTRODUCCION

ANTECEDENTES

Los estudios sobre la geología de la provincia de Cádiz son escasos, y se han centrado fundamentalmente en los alrededores de la Bahía de Cádiz. La primera obra publicada es la de Mac-Pherson (1873), quién realizó un estudio geológico integral de la provincia de Cádiz, desde el Mesozoico hasta el Cuaternario. En cuanto al Plioceno, estudió en detalle el corte de la playa de Santa María del Mar, en Cádiz. [Actualmente, esta sección está destruida por la remodelación del paseo marítimo de la ciudad y de la playa durante los años 1991-92. No obstante, una descripción de la misma puede encontrarse, además de en el trabajo del propio Mac-Pherson (1873), en Ferriz (1991) y Gutierrez Mas *et al.* (1991)]. Mac-Pherson (1873) estableció una diferenciación en dos grandes conjuntos litoestratigráficos, fácilmente reconocibles a lo largo de todo el litoral occidental de Cádiz, desde Sanlúcar de Barrameda hasta las proximidades de Conil de la Frontera. La parte basal la definió como «...arenas incoherentes y margas más o menos arenáceas...» (Mac-Pherson, 1873; pag. 92). Al conjunto superior lo denominó “calcáreo basto”, dentro del cual diferenció dos niveles. El nivel inferior está constituido por una gran acumulación de fósiles muy cementados y sin apenas cantos detríticos. El superior está caracterizado por un gran contenido en cantos de cuarzo y cuarcitas, rasgo que lo diferencia del inferior. Además, señala la existencia de cantos del nivel inferior dentro del superior, característica que atribuye a un levantamiento progresivo de los depósitos pliocenos. Este aspecto es de gran importancia para la correlación estratigráfica y la evolución paleogeográfica en el área de Cádiz (Aguirre, 1990; Ferriz, 1991; Ferriz y Aguirre, 1992; Aguirre, en revisión) y será tratado más adelante. Caracteriza y diferencia todos estos materiales de los más antiguos por distintas asociaciones de fósiles, aunque asigna la edad por la estratigrafía regional. No obstante, dentro del conjunto “calcáreo basto” incluyó materiales pertenecientes en realidad al Mioceno superior.

Interpreta la evolución tectónica del área por repentinos cataclismos tectónicos entre periodos de estabilidad relativa. Por estos eventos tectónicos se habría producido la actual configuración de la costa gaditana, que está caracterizada por una morfología escalonada.

Lo más destacable de este trabajo es la realización de numerosos cortes geológicos a lo largo de extensos perfiles, así como la elaboración de un mapa geológico de la provincia de Cádiz, quizás el primero publicado.

Hasta principios del presente siglo no se reanudan los estudios del Plioceno. Esta labor fue realizada por el ingeniero de minas Gavala (1916; 1921; 1924; 1927; 1959). Al igual que Mac-Pherson, Gavala hizo un amplio estudio de la geología de Cádiz, desde el Trias hasta la actualidad, sintetizado en Gavala (1959). Dentro de los materiales pliocenos identificó dos conjuntos. El inferior está formado por arenas con *Pleuromectia cristata* (Bronn) (= *Amussium cristatum*) y *Pecten exisus* (Bronn) (= *Palliolum (Lissochlamys) excisum*, y es equivalente, en parte, a las arenas basales de Mac-Pherson (1873). Por encima, se superponen unos «... conglomerados, a que llaman en la localidad “piedra de la mar” y “piedra ostionera” por la infinidad de conchas de ostras y péctenes que contiene, [que] sustentan bancos de arenas arcilloso-calíferas con intercalaciones de areniscas y calizas conchíferas....» (Gavala, 1927a; pags. 4-5). Entre estos materiales y el “calcáreo basto” de Mac-Pherson (1873) no hay una correspondencia exacta, ya que bajo la denominación de “calcáreo basto” se incluyen depósitos pertenecientes al Mioceno superior. En los alrededores de Jerez, y ya en la provincia de Sevilla (Lebrija y El Cuervo), Gavala (1916) señaló por primera vez otro conjunto de materiales pliocenos depositados en un ambiente lacustre, que describió ampliamente más tarde (Gavala, 1959). Todos los depósitos marinos los atribuye al Astiense por la presencia de *P. exisus*. Autores posteriores han considerado erróneamente el Astiense, entendido por Gavala como Plioceno medio (Gavala, 1916; 1921; 1959), como Plioceno superior. Sin embargo, no argumenta nada sobre la edad de las calizas lacustres, que incluye en el Plioceno por estar encima de las arenas marinas del Plioceno medio (Gavala, 1959).

Si bien hace jugar un papel importante a la tectónica, Gavala (1916; 1927; 1959) hace mayor hincapié en los movimientos del nivel del mar y en los procesos erosivos fluviales como agentes controladores de los ambientes deposicionales y paleogeográficos, al menos durante el depósito del Plioceno.

A lo largo de su trayectoria de investigación, Gavala realizó mapas geológicos de las provincias de Cádiz, Huelva y Sevilla, así como del norte de Marruecos. En concreto, el que realizó sobre la Bahía de Cádiz (Gavala, 1924; reproducido en Gavala, 1959) alcanza tal detalle que aún se sigue usando prácticamente sin modificaciones. Los cambios más importantes que ha sufrido esta cartografía son los referentes a las edades de los materiales. También realizó un mapa paleogeográfico de las desembocaduras del Guadalquivir y del Guadalete para el comienzo del Cuaternario, que ha servido de base para los esquemas paleogeográficos que se realizan actualmente sobre dicha zona.

Entre los trabajos de Gavala y la década de los setenta, sólo existen algunas publicaciones aisladas que tratan los materiales pliocenos de forma muy puntual, casi anecdótica, y poco detallada (Alonso Rodríguez, 1952; Hernández Pacheco y Amor, 1964; Mabesoone, 1963; Aguirre *et al.*, 1967; Chauve, 1967). En esencia, todos estos autores

tienen como punto de partida las ideas originales de Gavala. No obstante, cabe destacar, por su novedad, los trabajos de estratigrafía sísmica realizados en la plataforma continental del Golfo de Cádiz por Drake *et al.* (1959a; 1959b; 1961) y los de estratigrafía de subsuelo por sondeos eléctricos verticales de Santisteban (1968; 1969). También cabe destacar los trabajos de ingeniería realizados con motivo de la construcción de los muelles de la ciudad de Cádiz, donde se recogen datos del subsuelo extraídos por sondeos mecánicos y de geotecnia (Valdés, 1944; GEOTECNIA Y CIMIENTOS, 1978; GEOCISA, 1978; CEDEX, 1987). Asimismo, se estableció un mapa del techo de la “roca ostionera” a partir de un estudio de sísmica de reflexión (GEOTECNIA Y CIMIENTOS, 1978).

Con la tesis de Viguiet (1974) se introducen nuevos datos biocronoestratigráficos, sedimentológicos, tectónicos y paleogeográficos sobre el Neógeno de la Bahía de Cádiz, manteniéndose el mismo esquema estratigráfico establecido por Gavala. Viguiet y Magné (1972) y Viguiet (1974) establecen la biocronoestratigrafía del conjunto basal. Así, la presencia de *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermúdez, en la parte baja, y de *G. crassaformis* (Galloway & Wissler), en la parte alta, indican una edad de Plioceno inferior y medio, respectivamente. Dentro de las facies de conglomerado ostionero, Viguiet (1974) caracterizó dos niveles por su contenido fosilífero que se corresponden, aproximadamente, con los niveles del “calcáreo basto” de Mac-Pherson (1873). El nivel inferior, formado por grandes conchas de pectínidos y ostreidos, lo incluye en el Plioceno superior por la presencia de *Pecten benedictus* Lamarck. El nivel superior, caracterizado por una fauna similar a la del nivel inferior pero de menor tamaño, lo atribuye al tránsito Plio/Pleistoceno o base del Cuaternario (pre-Calabriense), dada la ausencia de *P. benedictus*. No obstante, resalta la dificultad de asignar una edad precisa a estos materiales debido a la falta de asociaciones de foraminíferos planctónicos significativas, dado el carácter litoral y/o restringido de las facies. Viguiet (1974) también estudió las secciones con los depósitos lacustres que definió Gavala (1916) sin poder asignarles una edad precisa dada la falta de datos biocronoestratigráficos. No obstante, los atribuyó al final del Plioceno inferior, sin descartar la posibilidad de que pudieran pertenecer a la base del Plioceno superior.

Como modelo de evolución sedimentaria, Viguiet (1974) propuso un esquema de plataforma poco profunda desarrollada durante el Plioceno inferior-medio, que fue somerizándose según avanzaba la regresión del Plioceno, hasta implantarse condiciones litorales y de isla barrera-lagoon al final del Plioceno superior o tránsito Plio/Pleistoceno. Con el descenso paulatino del nivel del mar, en el interior se habrían formado cuencas lacustres una vez que perdieron la conexión directa con el mar abierto. Es significativo de este modelo que considera una única secuencia pliocena regresiva, con una evolución vertical gradual y continua.

El marco tectónico para el Neógeno presentado por Viguier (1974; 1976) presenta dos fases tectónicas. Una primera fase distensiva, de edad fini-Mioceno/Plioceno, produjo fallas normales, y otra fase compresiva, fini-Plioceno/actualidad, generó pliegues de direcciones NE-SW ó E-W. En esta segunda fase, algunos de los accidentes anteriores rejuegan como fallas de desgarre dextrorsas. Durante la primera fase distensiva se formó la Bahía de Cádiz en el bloque hundido de una falla normal de dirección N 80 E que pasa al pie de la Sierra de San Cristóbal, en El Puerto de Santa María (Viguier, 1974; también Zazo *et al.*, 1983; 1985; Gutierrez Mas *et al.*, 1991). La segunda fase tectónica provocó una elevación, con exposición subaérea de los depósitos pliocenos, produciendo un relieve erosivo que quedó fosilizado por unos depósitos continentales denominados "Arenas Rojas". Estos últimos son los depósitos atribuidos al Cuaternario más antiguos de la provincia de Cádiz.

Los autores posteriores basan sus estudios en el esquema de Viguier, realizando interpretaciones muy similares. Entre ellos cabe citar a Benkhelil (1976), quién amplía su zona de estudio al Neógeno de toda la provincia de Cádiz y parte occidental de la de Málaga. Estableció un esquema estratigráfico para el Plioceno de la región de Algeciras y su continuidad hacia la provincia de Málaga. En los alrededores de Palmones (Algeciras), reconoció un conjunto plioceno constituido por arcillas azules en la base, que pasan gradualmente a arenas finas y arcillas verdosas, con concreciones carbonatadas, hacia el techo de la serie. Atribuye la base de esta secuencia al Plioceno inferior por la presencia de *Globorotalia margaritae*. Al N de San Roque distinguió dos conjuntos de materiales separados por una ligera discordancia angular, a la que dio un carácter local. El inferior está representado por arenas arcillosas y el superior por areniscas calcáreas y arenas con estratificaciones cruzadas.

Posteriormente, aparecen otros trabajos que analizan fundamentalmente el tránsito Plio/Pleistoceno en la Bahía de Cádiz y la historia cuaternaria de la costa gaditana (Zazo y Ovejero, 1976; Zazo, 1979; 1980; Zazo y Goy, 1981a; 1981b; Zazo *et al.*, 1977; 1981; 1983; 1985; 1986), de los que cabe destacar el de Zazo *et al.* (1977). En él proponen un corte, situado en una cantera de Puerto Real, como la única localidad de la Península Ibérica donde se puede reconocer el límite Plio-Pleistoceno en facies marinas. Más tarde, indicaron la presencia de este límite en facies litorales y mixtas en la cantera de La Florida, al N de El Puerto de Santa María (Zazo *et al.*, 1985).

Gutierrez Mas *et al.* (1991) han publicado un libro monográfico sobre la geología de la provincia de Cádiz. Para el Plioceno mantienen el esquema estratigráfico ya considerado. No obstante, con respecto a su evolución sedimentaria, propusieron un nuevo modelo, caracterizado por el avance progresivo y continuo de diversos sistemas deltáicos durante todo este periodo (Gutierrez Mas *et al.*, 1991).

Finalmente, la estratigrafía detallada del Plioceno marino y continental de Cádiz ha sido objeto de recientes revisiones, tanto fuera de la Bahía de Cádiz como en los alrededores de la misma (Aguirre, 1990; 1991; 1992; en revisión; Ferriz, 1991; Ferriz y Aguirre, 1992; Aguirre *et al.*, 1993; en prensa). En estos trabajos se propone un nuevo esquema estratigráfico para estos materiales, con tres unidades estratigráficas superpuestas y separadas por discontinuidades. Este esquema estratigráfico, que será seguido en este trabajo, supone una modificación sustancial de la evolución sedimentaria y paleogeográfica durante el Plioceno con respecto al considerado por autores previos, ya que incluye rupturas en la estratigrafía que se manifiestan a escala regional.

LOCALIZACION GEOGRAFICA DEL PLIOCENO EN LA PROVINCIA DE CADIZ

La mayor parte de los depósitos pliocenos en la provincia de Cádiz se encuentran a lo largo de la costa atlántica, entre Sanlúcar de Barrameda y la playa de El Puntalejo (Conil de la Frontera) (Fig. 5.1). En esta zona, los depósitos subactuales-recientes, que rellenan el saco interno de la Bahía de Cádiz, constituyen la principal interrupción de la continuidad de afloramiento. Hacia el interior los materiales pliocenos se extienden hasta las proximidades de Córdoba, siguiendo el Valle del Guadalquivir. En la provincia de Cádiz, los afloramientos más interiores se encuentran en los alrededores de Jédula, en la carretera nacional N-342, Jerez-Arcos de la Frontera y El Cuervo, pueblo fronterizo entre Sevilla y Cádiz (Gutierrez Mas *et al.*, 1991).

Al sur de Conil se describieron depósitos pliocenos en la Barca de Vejer, en el talud de la carretera nacional N-340, Cádiz-Algeciras, al pasar la Sierra de Granada, así como en las proximidades de la desembocadura del río Barbate (Mac-Pherson, 1873; Martínez Díaz, 1973; Benkheilil, 1976; Zazo, 1980; Gutierrez Mas *et al.*, 1991). Dataciones puntuales en dichos afloramientos indican que son depósitos pertenecientes al Mioceno superior (Tortonense-Messiniense ?), en continuidad con los que afloran en los relieves donde se asienta la ciudad de Vejer de la Frontera (ver también Gavala, 1959).

En la ensenada de Bolonia afloran unos sedimentos, hasta ahora no descritos, constituidos por lumaquelas, calcarenitas y conglomerados muy fosilíferos depositados discordantemente sobre los materiales del Campo de Gibraltar. Materiales similares aparecen en Tarifa y en Punta Europa (González-Delgado, com. pers.). Aunque la edad precisa de estos depósitos no ha podido establecerse dada la ausencia de foraminíferos planctónicos, el carácter de las facies y la malacofauna sugieren una edad Plioceno superior o Pleistoceno (González-Delgado, com. pers.).

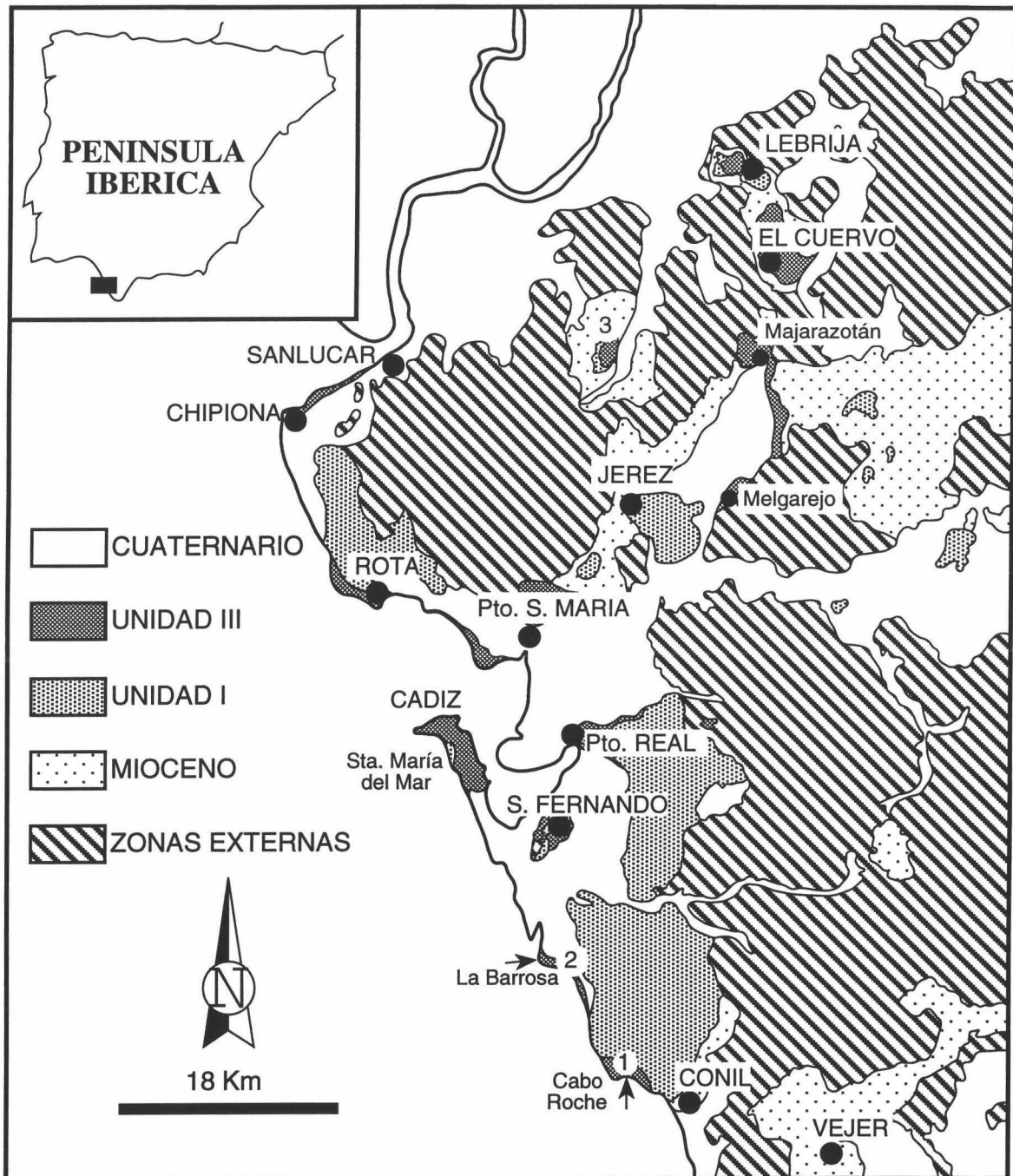


Fig. 5.1.- Mapa geológico de la zona estudiada en Cádiz. (Tomado de Gutierrez Mas et al., 1991). 1: Afloramiento Roche; 2: Afloramiento La Barrosa; 3: Sección Mesas de Asta; Las flechas señalan los puntos donde afloran la segunda unidad pliocena definida en Cádiz. Unidad I y Unidad III equivalen a la primera y última unidades pliocenas, respectivamente (ver más adelante).

A partir de Algeciras el Plioceno se extiende de forma discontinua junto a la costa hacia la provincia de Málaga. Hacia el norte se extiende hasta las proximidades de Castellar, en la carretera comarcal C-3331 de Algeciras a Ronda.

Las zonas de estudio seleccionadas en la provincia de Cádiz son (Fig. 5.1):

- 1) Acantilados de La Barrosa (Chiclana de la Frontera).
- 2) Los acantilados situados entre la playa de la Urbanización de Roche y la playa de El Puntalejo (Conil de la Frontera).
- 3) Cuenca de Jerez (según Benkhelil, 1976).

SECCIONES ESTUDIADAS

Los afloramientos de Plioceno están dispersos a lo largo de la costa occidental de Cádiz y normalmente presentan escaso desarrollo vertical. Las mejores secciones, con bastante continuidad horizontal, están expuestas en los acantilados de los alrededores de Cabo Roche y en los de La Barrosa. En la zona de la Bahía de Cádiz, como en El Puerto de Santa María, Puerto Real y San Fernando, o en el sector costero entre Sanlúcar y Chipiona, los afloramientos están muy degradados y únicamente se pueden hacer observaciones puntuales. No obstante, estas observaciones completan la visión regional del Plioceno de la región.

AREA DE ROCHE

Este área se extiende a lo largo de los acantilados de Roche, situados entre la Urbanización de Roche y la playa de El Puntalejo. Aquí, los depósitos pliocenos se pueden seguir lateralmente a lo largo de todo el afloramiento, que denominaré Roche. Se pueden distinguir tres unidades separadas por discontinuidades, que serán descritas en detalle más adelante.

El Plioceno acaba en una superficie erosiva. Este paleorrelieve está fosilizado por unos depósitos conocidos como facies de "arenas rojas", considerados como los sedimentos más antiguos del Cuaternario que se registran en Cádiz (Zazo, 1979; 1980).

AFLORAMIENTO ROCHE

El acceso a los acantilados de Roche se puede efectuar por la entrada a la Urbanización de Roche. Desde aquí se puede seguir todo el afloramiento por un carril que se dirige desde la urbanización hacia el faro de Cabo Roche (hacia el SE), que luego continua hasta la playa de El Puntalejo (hacia el E).

El basamento del Plioceno aflora en la Torre del Puerco, al NW de la urbanización, y en la cala del Hotel Flamenco, al NW de Conil. En ambos casos el Plioceno se dispone discordantemente sobre unas margas gris-azuladas atribuibles a la parte superior del Messiniense (ver discusión en el apartado de Biocronoestratigrafía).

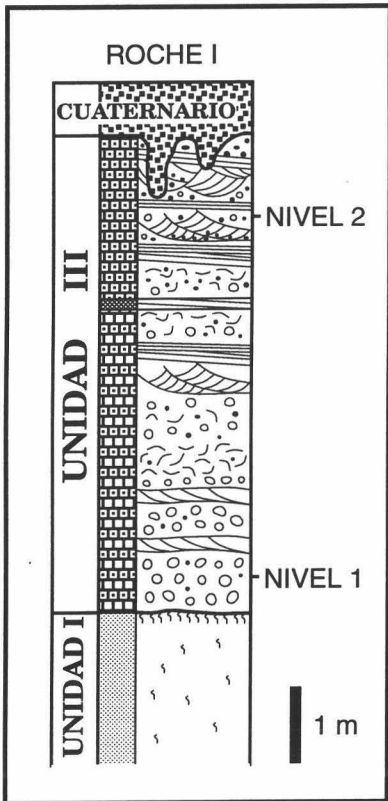


Fig. 5.2.- Columna estratigráfica de Roche I.

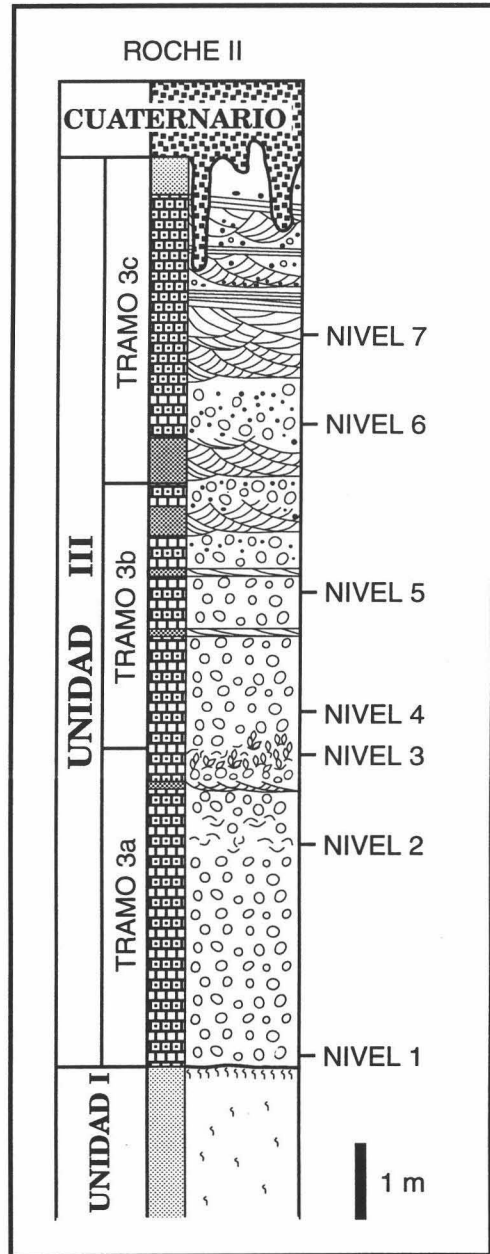


Fig. 5.5.- Columna estratigráfica de Roche II.

He seleccionado tres secciones representativas, una situada en el extremo NW (Roche I), otra en la zona central (Roche II) y otra hacia el E (Cala del Aceite E) del afloramiento.

Sección Roche I

Se pueden reconocer dos unidades litológicas (Fig. 5.2).

1.- La base de la primera unidad aflora en las proximidades de la Torre del Puerco. Son unas arcillas azules homogéneas y masivas que intercalan cuerpos tabulares, de espesores centimétricos (7-10 cm), de areniscas masivas o con granoselección normal y algunas trazas de bioturbación, fundamentalmente horizontales, concentradas preferentemente en el techo o en el muro. Muestran un buzamiento de unos 10°-15° al ESE, que hacia el SE disminuye hasta disponerse horizontalmente.

En esa dirección y hacia arriba se pasa gradualmente a limos arenosos amarillo-verdosos masivos con laminación horizontal muy penetrativa. Se trata de un bandeo de color formado por una alternancia milimétrica de láminas anaranjadas-ocres y verdoso-grisáceas.

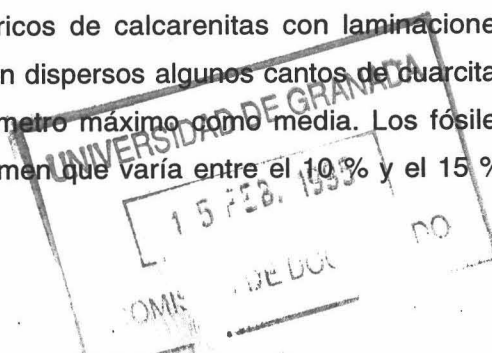
Esta unidad presenta una potencia aflorante de aproximadamente 6 m, aunque con mala exposición, ya que está muy cubierta por derrubios y bloques caídos del acantilado.

La fauna aparece muy dispersa, con un empaquetamiento "barren" y un volumen inferior al 5 %. Los fósiles más abundantes son pectínidos de pequeño tamaño y concha fina como *Chlamys macrotis* (Sowerby), *Palliolum hyalinum* (Poli) y *Amussium cristatum*. En menor proporción aparecen *Dentalium* sp, braquiópodos y dientes de seláceos. Toda esta fauna presenta un alto grado de preservación, encontrándose fundamentalmente organismos completos aunque desarticulados.

Lo más representativo de estos materiales son, sin embargo, las trazas de bioturbación. Se observa un intenso moteado del sedimento en el que se reconocen numerosas trazas individuales (ii3), pertenecientes a diversos icnogéneros.

2.- La unidad superior tiene una potencia de 5,5 m. El límite inferior es neto y brusco, constituido por una superficie ligeramente irregular afectada por una intensa bioturbación de *Thalassinoides* (las características y significado de esta superficie se tratarán más adelante).

La parte inferior está formada por calcarenitas-calcirruditas fosilíferas, muy cementadas, con intercalaciones de niveles centimétricos de calcarenitas con laminaciones cruzadas planares y en artesa de bajo ángulo. Aparecen dispersos algunos cantos de cuarcitas muy redondeados, que no sobrepasan 2,5 cm de diámetro máximo como media. Los fósiles muestra un empaquetamiento poco denso con un volumen que varía entre el 10 % y el 15 %.



NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			MINERALOGIA			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
1	28,2 (141)	2,7	97,3	96,4	3,6	22,5 (33,3)	45 (66,7)	25,2	40,5	59,5	0	0	40,2
2	25,4 (127)	3,3	96,7	96,7	3,3	19,7 (29,3)	47,5 (70,7)	18,9	44,3	50,8	4,9	0	46,6

Tabla 5.1.- Rasgos tafonómicos medidos en la serie Roche I.

Son más abundantes los moldes de organismos originalmente de concha aragonítica (59,5 % nivel 1; Tabla 5.1). Los restantes, que conservan la mineralogía, son de concha calcítica. La práctica totalidad de los bioclastos son fragmentos (96,4 %) y sólo un 2,7 % están articulados. En ningún caso están conservados en posición de vida. En la Fig. (5.3a) se puede observar un dominio de los restos con una orientación concordante (66,7 %). Como se puede ver en la Fig. (5.3b), no existe selección por tamaños. Predominan los restos orientados con la concavidad hacia abajo. El 40,2 % de los fragmentos presentan las aristas redondeadas. El porcentaje restante es de fragmentos en los que no se puede observar esta propiedad, ya que se trata de moldes. El 7,8 % están afectados por bioperforaciones y sólo el 2,1 % tienen organismos encostrantes.

En la parte media de esta segunda unidad hay un nivel de arenas sin cementar, de color marrón oscuro y con laminaciones cruzadas planares de pequeña escala y bajo ángulo. Es un nivel, de 7 a 10 cm de espesor, que se puede seguir lateralmente a lo largo de decenas de metros. Tan sólo se reconocen algunas valvas dispersas de *Anomia ephippium* Linneo.

Por encima hay un aumento en el tamaño de las estratificaciones cruzadas, que se hacen más conspicuas, y en el contenido y el tamaño del material siliciclástico. Se trata, por tanto, de una serie granocreciente hacia el techo. Disminuye el contenido en fauna y flora, pasando a un empaquetamiento poco denso y un volumen del 10 %, que puntualmente puede llegar al 20 %. Dominan los restos conservados como moldes, 50,8 %, sobre los que tienen concha, 44,3 % y los que están recristalizados, 4,9 % (nivel 2; Tabla 5.1). Son mayoritarios los fragmentos (96,7 %), mientras que los que aparecen completos corresponden a bivalvos articulados. Los individuos en posición de vida son escasos (0,8 % del total). Los restos presentan una orientación preferencial concordante, 52,5 % (Fig 5.4a). No se aprecia ninguna selección de tamaños (Fig. 5.4b). Predominan los restos orientados con la concavidad hacia abajo. El 46,6 % presentan un cierto grado de abrasión, los restantes son moldes.

Esta unidad está dominada por algas corallíneas formando rodolitos. La asociación de algas está constituida por *Phymatolithon calcareum* (Pallas) Adey & McKibbin, *Lithophyllum dentatum* (Kützing) Foslie, *L. incrustans* Philippi y *L. pustulatum* (Lamouroux) Foslie. Los invertebrados más abundantes son *Chlamys* spp, *Pecten* spp, *Ostrea edulis*, *Anomia ephippium* y moldes de gasterópodos turríteliformes.

La sección finaliza con la superficie erosiva cubierta por las "arenas rojas" cuaternarias.

Fig. 5.3.- Orientación (A) y selección de tamaños (B) del nivel 1 de la sección Roche I.

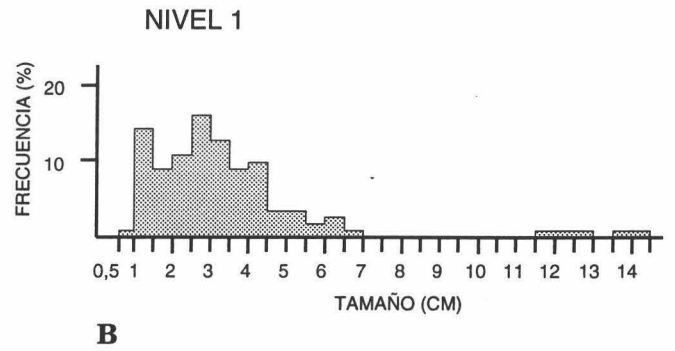
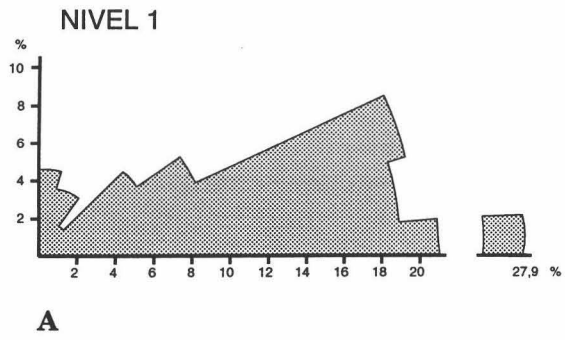
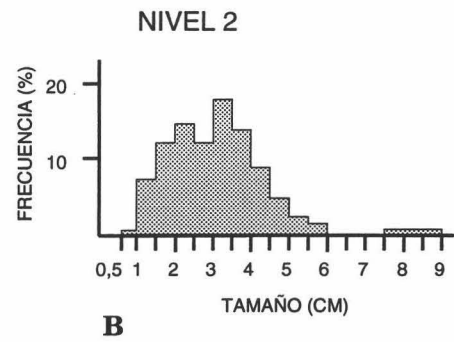
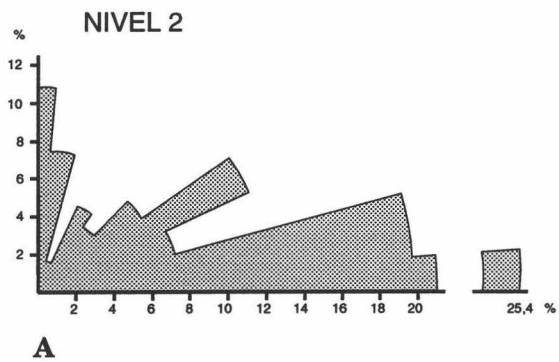


Fig. 5.4.- Orientación (A) y selección de tamaños (B) del nivel 2 de la sección Roche I.



Sección Roche II

Está situada en la parte central del afloramiento. En este punto también se pueden reconocer dos unidades con características muy similares a las descritas en la sección anterior (Fig. 5.5).

1.- La unidad inferior presenta muy mala exposición, ya que está prácticamente cubierta por bloques caídos, formando el frente del acantilado. Allí donde aflora, se observan 2,5-3 m de espesor de limos arenosos con características similares a las descritas en la sección precedente. Las trazas de bioturbación caracterizan esta unidad (ii3), junto con restos completos pero desarticulados de *Amussium cristatum* y *Palliolum hyalinum*.

2.- La unidad superior descansa sobre la anterior por medio de un contacto neto e intensamente bioturbado por *Thalassinoides*. En este punto, y hacia el faro de Cabo Roche (hacia el SE), esta unidad muestra su máximo espesor, alcanzando hasta 14 m en la vertical del faro de Cabo Roche. Internamente se pueden distinguir tres tramos con contactos graduales.

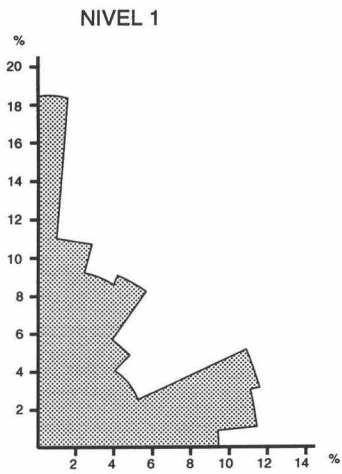
2.a.- El tramo inferior, 3 m de espesor máximo, está constituido por una acumulación de rodolitos de. Se trata de un tramo masivo y homogéneo, muy fosilífero, en el que los fósiles están incluidos en una matriz calcarenítica-bioclástica. En la base del tramo se observa una acumulación densa de rodolitos, aproximadamente 11 rod. / 100 cm². La asociación algal está dominada por *Phymatolithon calcareum* y *Lithophyllum pustulatum*, con proporciones menores de *Mesophyllum* sp, *Lithophyllum incrustans*, *L. dentatum*, *L. nitorum* Adey & Adey, *L. orbiculatum* (Foslie) Foslie y *Spongites* sp. Asociada a las algas aparece una abundante y diversa fauna con un empaquetamiento poco denso a denso, con el 25 % del volumen. El 72,3 % de la misma conserva la concha calcítica (nivel 1; Tabla 5.II). El porcentaje de restos completos es relativamente alto, un 11,5 %. El 8,9 % del total de la asociación están articulados y el 5,7 % aparece en posición de vida. En la orientación se aprecia una bipolaridad, con un máximo de restos con un ángulo de inclinación superior a 60°, 48,7 %, y otro con ángulos inferiores a 30°, 33 % (Fig. 5.6a). En la Fig. (5.6b) se puede ver que no existe ninguna selección preferencial de tamaños. Predominan los restos con la concavidad hacia abajo. Sólo el 1,2 % de los fragmentos tiene las aristas agudas, mientras que el 77,5 % las presenta redondeadas. Una parte importante de la asociación (17,5 %) está afectada por bioperforaciones y tan sólo el 4,1 % muestran algún organismo cementado.

En la fauna calcítica predominan *Chlamys* spp, *Pecten jacobaeus* Linneo, *Anomia ephippium*, *Ostrea edulis*, serpúlidos y colonias hemiesféricas de briozoos, probablemente *Celleporaria* sp (S. Reguant, com. per.). Entre los moldes destacan por su abundancia *Tapes*

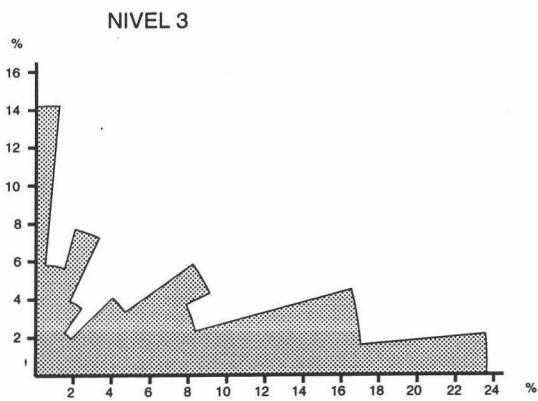
NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			MINERALOGIA			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
1	38,8 (194)	8,9	91,1	88,5	11,5	22,5 (39,1)	35,1 (60,9)	18,3	72,3	27,7	0	1,2	77,5
2	30,4 (152)	8,6	91,4	87,4	12,6	17,2 (28,6)	43 (71,4)	25,2	92,1	7,9	0	3,8	87,9
3	29 (145)	21,4	78,6	44,3	55,7	20 (36,8)	34,3 (63,2)	12,9	100	0	0	0	100
4	6,4 (32)	8,1	91,9	81,1	18,9	16,2 (27,3)	43,2 (72,7)	10,8	89,2	10,8	0	0	93,3
5	17,6 (88)	3,4	96,6	73,9	26,1	21,6 (37,3)	36,4 (62,7)	12,5	71,6	27,3	1,1	0	66,2
6	15 (75)	6,5	93,5	91,3	8,7	23,9 (31,4)	52,2 (68,6)	10,9	56,5	43,5	0	0	32,2
7	15,6 (78)	0	100	94,4	5,6	25,9 (35)	48,1 (65)	14,8	75,9	24,1	0	0	52,8

Tabla 5.II.- Rasgos tafonómicos medidos en Roche II.

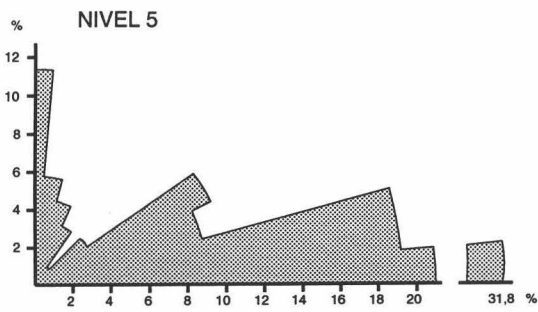
ORIENTACION EN LOS NIVELES DE LA SECCION ROCHE II



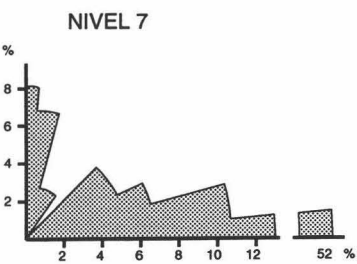
A Fig. 5.6.



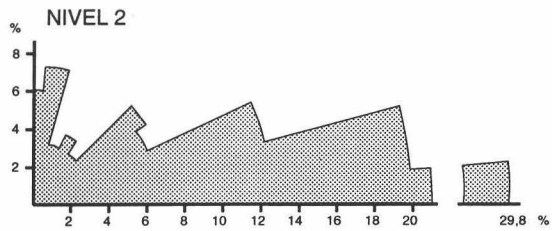
A Fig. 5.8



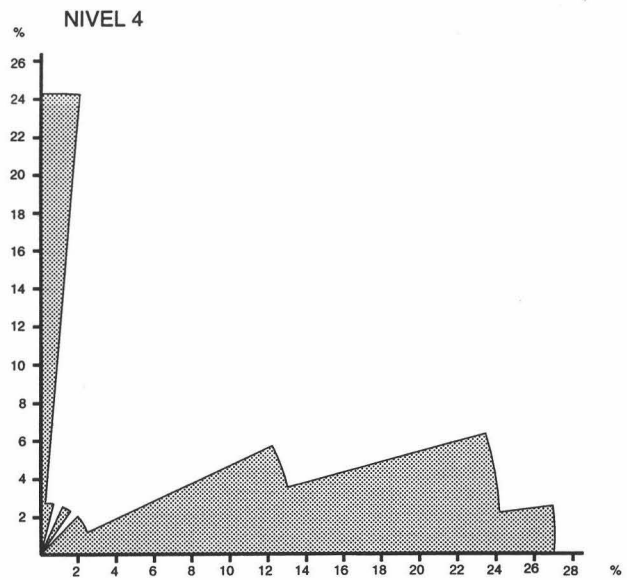
A Fig. 5.10



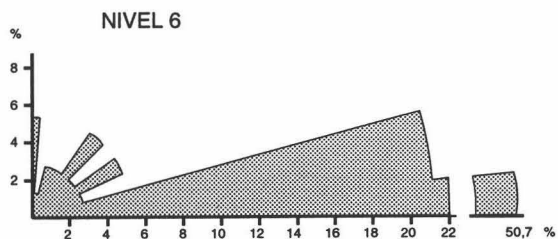
A Fig. 5.12



A Fig. 5.7

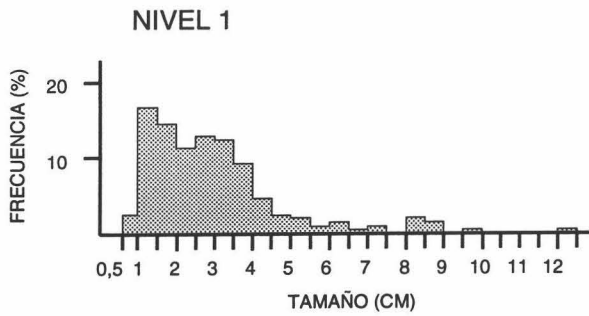


A Fig. 5.9

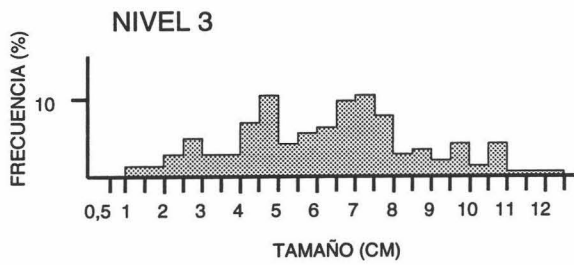


A Fig. 5.11

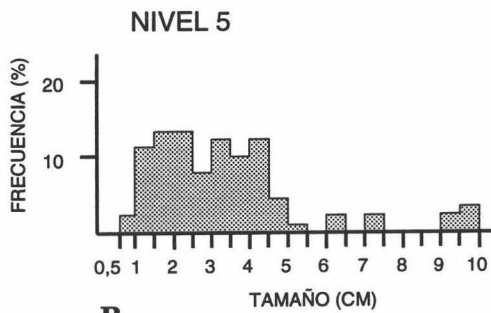
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION ROCHE II



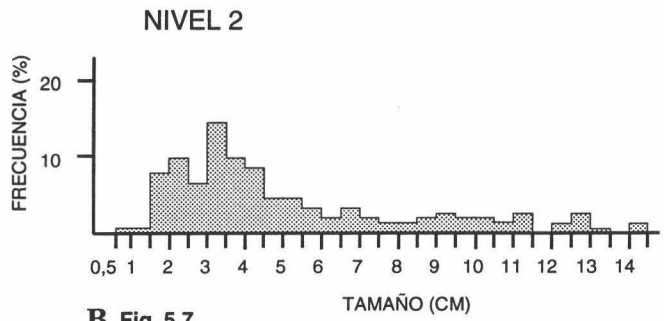
B Fig. 5.6



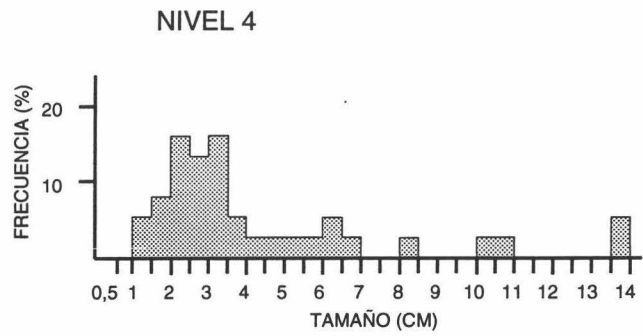
B Fig. 5.8.



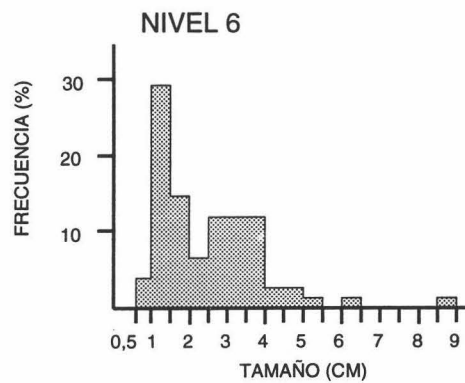
B Fig. 5.10.



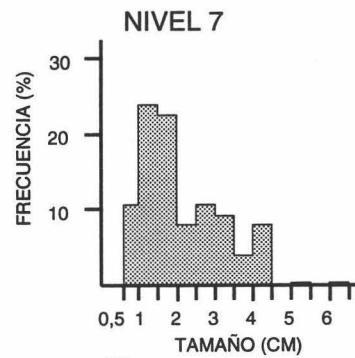
B Fig. 5.7



B Fig. 5.9.



B Fig. 5.11.



B Fig. 5.12.

sp, *Panopea* sp, *Turritella* sp y varias especies atribuibles a las familias Cardiidae y Veneridae.

En la parte alta de este primer tramo, en la transición hacia el tramo superior, hay dos niveles de acumulación de ostreidos. El inferior (nivel 2; Fig. 5.5) está formado por pequeñas agrupaciones de ostras ("clumps") contiguas en la horizontal, dando un nivel más o menos continuo. El espesor varía entre 10 y 30 cm dependiendo del número de individuos que constituyen las concentraciones. Presentan un empaquetamiento poco denso y un porcentaje inferior al 10 % del volumen. El 7,9 % del total de la asociación aparece conservada como moldes (Tabla 5.II). El porcentaje de restos completos es relativamente importante, 12,6 %. El 8,6 % del total se encuentra articulado, y sólo el 0,7 % está en posición de vida. Se observa una orientación preferencial concordante (Fig. 5.7a). Hay una gran dispersión de tamaños de bioclastos (Fig. 5.7b). La mayoría de los restos presentan la concavidad hacia abajo y las aristas redondeadas (Tabla 5.II). El 28,9 % y el 8,6 % del total de la asociación está afectado por organismos endo y epibiontes respectivamente.

El segundo nivel de acumulación de ostreidos (nivel 3; Fig. 5.5) se puede seguir lateralmente varios centenares de metros. Presenta un espesor más constante que el anterior, entre 25 y 30 cm. El 100 % de la fauna conserva la concha calcítica, (Tabla 5.II). El porcentaje de restos completos es superior al de fragmentos y el de organismos articulados es importante (21,4 %). El 9 % está conservado en su posición de crecimiento. Predominan los restos dispuestos concordantemente, 49,3 %, aunque se aprecia otro máximo de restos orientados perpendicularmente, 32,1 % (Fig. 5.8a). Como se puede ver en la Fig. (5.8b), hay una notable dispersión de tamaños. La mayoría de los restos aparecen con la concavidad hacia abajo (Tabla 5.II) y con las aristas redondeadas. El 11 % se encuentra afectado por bioperforaciones y el 30,3 % por encostrantes.

Junto a las ostras abundan *Anomia ephippium*, *Mytilus edulis* Linneo y diversos pectínidos (*Pecten jacobaeus*, *Chlamys* spp, *Flexopecten flexuosa* Poli, etc).

En esta transición al siguiente tramo, el contenido en fauna y flora disminuye progresivamente. Se pasa, así, a concentraciones de rodolitos de 5 rod. / 100 cm². El empaquetamiento cambia a poco denso, puntualmente denso, con un volumen que oscila entre el 15 % y el 20 %. Predominan restos que conservan la concha (nivel 4; Tabla 5.II). El 18,9 % del total de los fósiles se preserva completa, el 8,1 % está articulado y algunos individuos (3,1 % del total) están en posición de vida. Se observa una orientación preferencial concordante (Fig. 5.9a). No se aprecia selección de tamaños de bioclastos (Fig. 5.9b). Predominan los restos orientados con la concavidad hacia abajo. Todos los fragmentos con concha muestran un cierto grado de abrasión en las aristas (Tabla 5.II). Un 25 % del total de

la asociación presenta bioperforaciones en sus esqueletos. Sólo algunos restos están encostrados por otros organismos (3,1 % del total).

2.b.- El segundo tramo, de 5 a 6 m de potencia, muestra rasgos intermedios entre el infra y el suprayacente. La base está constituida por una alternancia de niveles masivos de rodolitos (1,5-2 m de espesor) y de calcarenitas poco fosilíferas con, estratificaciones cruzadas planares o en artesa de bajo ángulo (5-10 cm de potencia). La presencia de material siliciclástico, cantos de cuarcitas, comienza a ser notable. La asociación de fósiles sigue dominada por los rodolitos, aunque ya en proporciones menores (entre 3 y 4 rod. / 100 cm²). *Phymatolithon calcareum* y *Lithophyllum pustulatum* siguen siendo las especies de algas coralináceas más abundantes. No obstante, *Lithophyllum incrustans* y *L. dentatum* pasan a tener una representación importante. Los invertebrados más abundantes asociados a las algas son *Ostrea edulis*, *Chlamys* spp, *Pecten* spp y *Anomia ephippium*. Presentan un empaquetamiento poco denso, que puede ser puntualmente denso. El porcentaje de restos oscila entre el 15 % y el 20 % del volumen. El 84 % de bioclastos conserva la concha, el 14,7 % se preserva como moldes y un 1,3 % son moldes recristalizados (nivel 5; Tabla 5.II). En el total de la asociación el porcentaje de individuos completos es alto, 29,3 %, y sólo el 4 % están articulados, raramente en posición de vida (1,1 %). Hay una clara tendencia a la horizontalidad (60,2 %), con un pequeño máximo de restos orientados perpendicularmente, 25 % (Fig. 5.10a). En la Fig. (Fig. 5.10b) se puede ver que existe una gran dispersión de tamaños. Predominan los restos dispuestos con la concavidad hacia abajo (Tabla 5.II). Todos los fragmentos que conservan la concha presentan las aristas redondeadas. El 10,2 % del total de la fauna medida está afectada por organismos endobiontes, y el 9,1 % por epibiontes.

2.c.- En la base del tercer tramo se produce un aumento gradual en el espesor de los niveles calcareníticos con estratificaciones cruzadas (20-30 cm). Asimismo, hay un aumento progresivo del contenido y tamaño de los cantos redondeados de cuarcita. También aparecen algunos cuerpos con bases canalizadas que se pueden seguir lateralmente decenas de metros. Los niveles de nódulos algales presentan estratificaciones cruzadas de bajo ángulo o bidireccionales, cada vez más manifiestas hacia techo. La densidad de rodolitos disminuye a 3 rod. / 100 cm² y el empaquetamiento pasa a disperso, con el 10 % del volumen. Entre la fauna se observa un notable incremento en *Ostrea edulis*, *Anomia ephippium* y gasterópodos atribuibles al género *Turritella*. La proporción de restos conservados con concha y como moldes es muy similar (nivel 6; Tabla 5.II). El porcentaje de restos articulados es 6,5 %. Ninguno está en posición de vida. Hay una clara orientación preferencial concordante, 74,7 % (Fig. 5.11a). Como se puede ver en la Fig. (5.11b), se aprecia una cierta bimodalidad en la distribución de tamaños de los bioclastos. Predominan los restos con la concavidad hacia abajo

(Tabla 5.II). Los fragmentos que conservan la concha presentan las aristas redondeadas. El 6,7 % de los individuos están afectados por bioperforaciones.

La parte media del tercer tramo está formada por bancos de calcirruditas muy cementadas, algunos con bases canalizadas y superficies de amalgamación. Presentan estratificaciones cruzadas en artesa de alto ángulo y, en menor abundancia, estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo. Hay grandes cicatrices erosivas, rellenas con arenas bioclásticas con estratificaciones cruzadas en artesa. Los bancos con bases canalizadas tienen rellenos con granoselección positiva. Los rodolitos tienen una representación escasa, entre 1 y 3 rod. / 100 cm². Están formados mayoritariamente por crecimientos masivos de *Lithophyllum incrustans* y laminares de *L. pustulatum*. En cantidades menores se encuentran *L. dentatum* y *Phymatolithon calcareum*. *Ostrea edulis* y *Anomia ehippium* son los invertebrados más abundantes. Muestran un empaquetamiento disperso a poco denso y un porcentaje del 10 % o inferior del volumen. El 100 % de los restos aparecen desarticulados y tan sólo un 5,6 % son organismos completos (nivel 7; Tabla 5.II). Menos del 25 % se ha preservado como moldes. Hay una marcada orientación preferencial concordante, 69,3 % (Fig. 5.12a). No se aprecia ninguna selección de tamaños de bioclastos (Fig. 5.12b). Predominan los restos dispuestos con la concavidad hacia abajo. El 10,3 % está afectado por bioperforaciones y el 3,8 % tiene encostrantes.

En la parte alta del tramo hay niveles de arenas gruesas-microconglomerados, con estratificaciones cruzadas planares, unidireccionales, de bajo ángulo y con superficies de reactivación, que se intercalan con calcirruditas-conglomerados con estratificaciones cruzadas en artesa de gran ángulo. Parte de estas estructuras están destruidas por trazas de bioturbación de escape. Hacia el SE, entre estas estructuras aparecen bancos de geometrías irregulares producidas por una fuerte cementación diferencial con respecto al sedimento circundante. Tanto la fauna como los rodolitos aparecen dispersos y muy fragmentados y abrasionados. Se encuentran rodolitos de pequeño tamaño con una cubierta algal delgada en relación con el núcleo. Están formados por crecimientos masivos de *Lithophyllum incrustans* o laminares de *L. pustulatum*. Fragmentos de valvas abrasionadas de *Ostrea edulis* dominan la asociación fósil en estos niveles. En la parte final del tramo, ocasionalmente, se pueden reconocer rizocreaciones que destruyen parte de las estructuras sedimentarias. Afectan a los niveles con estratificaciones cruzadas planares.

Algo más al SE, este último tramo finaliza con limos-arcillosos marrones que contienen láminas y nódulos de carbonato pulverulento muy puro (el contenido en CaCO₃ puede alcanzar un 98 ó 99 %, López Aguayo, com. per.) de color blanquecino. En los acantilados al pie del faro de Cabo Roche, los limos alcanzan hasta 3 m de potencia, y tienen

una cierta laminación horizontal, definida por niveles de caliches, destruida en gran parte por la acción de raíces.

Como ocurre a lo largo de toda la costa atlántica de Cádiz, por encima del Plioceno aparecen las facies de "arenas rojas" fosilizando la superficie erosiva.

Sección Cala del Aceite E

Está situada al E de la Cala del Aceite. Se puede acceder por el carril que se dirige desde el faro hacia Conil por la parte alta de los acantilados. En esta sección se pueden diferenciar tres unidades (Fig. 5.13):

1.- La inferior comienza en la base con unos 4 m de arenas limosas amarillentas con un bandeado de color. Presentan mala exposición porque están muy cubiertas por bloques. No obstante, se ven fósiles muy dispersos en el sedimento, dando un empaquetamiento prácticamente "barren". Se trata de bivalvos de pequeña talla, concha fina y no ornamentados: *Amussium cristatum*, *Chlamys macroti* y *Palliolum hyalinum*. Aunque están mayoritariamente desarticulados, se encuentran completos y con un excelente grado de preservación. El sedimento aparece bioturbado por trazas fundamentalmente verticales (ii3). Hay algunas capas de espesor centimétrico y discontinuas, con cementación diferencial y afectadas por una intensa bioturbación.

Localmente se encuentran algunos bancos, de 5 cm de potencia máxima, de areniscas cementadas con geometría tabular y extensión horizontal de algunas decenas de metros. Hacia el E estos cuerpos se hacen más conspicuos. Asimismo, el sedimento cambia gradualmente a arenas bioclásticas.

En el extremo oriental del afloramiento de Roche (playa de El Puntalejo), y hacia el substrato mioceno, estas arenas bioclásticas tienen estratificaciones cruzadas en artesa, que se encuentran rotas en gran medida por trazas de bioturbación, principalmente horizontales (ii3-4).

2.- La segunda unidad presenta un espesor máximo de 7,5 m. El contacto basal está representado por una superficie de bioturbación por *Thalassinoides*, al igual que en las secciones anteriores. Se acuña lateralmente hacia el W-NW y hacia el E. En este último sentido se dispone concordantemente sobre los materiales de la unidad anterior, y ambas muestran un buzamiento entre 5° y 10° hacia el W. Se pueden distinguir tres tramos con contactos graduales que de muro a techo son:

2.a.- El primer tramo, con un espesor que varía entre 60 cm y 1 m, tiene una estructura interna compleja, con varias superficies de amalgamación. En detalle, su base

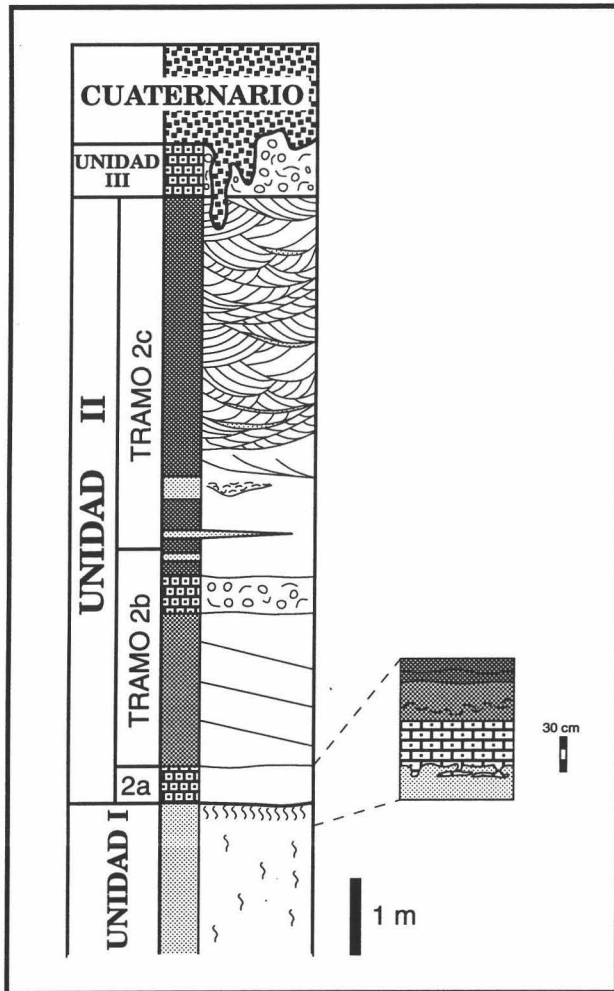


Fig. 5.13.- Columna estratigráfica de Cala del Aceite E.

está formada por calcirruditas bioclásticas cementadas, con fragmentos de fósiles muy pequeños que, rellenan las galerías de los *Thalassinoides*. Por encima, hay niveles de acumulación de fósiles, donde predominan balánidos y colonias hemiesféricas de briozoos creciendo sobre ellos. Finalmente, se observan dos niveles amalgamados de características similares a la parte basal pero con laminaciones cruzadas pobremente conservadas (Fig. 5.13).

En conjunto, presenta un empaquetamiento de fósiles que varía entre poco denso y denso, con un volumen que puede alcanzar el 50 %. Existe una cantidad similar de restos calcíticos y de moldes de fauna originalmente aragonítica. Hay una proporción muy baja de restos completos, ninguno de ellos articulados, y una marcada tendencia a la horizontalidad. Es notable también la gran abundancia de organismos encostrantes (serpúlidos, briozoos y balánidos), que usan otros esqueletos como substrato. Prácticamente toda la fauna reconocida presenta un alto grado de abrasión. No obstante, aparecen restos que contrastan fuertemente con este patrón de preservación, ya que son individuos completos con un alto grado de articulación. Los fósiles predominantes son *Ostrea edulis*, *Pecten jacobaeus*, *Glycymeris* sp, balánidos y colonias de briozoos membraniporiformes A, vinculariiformes y esféricos (ectoproctalitos) o hemiesféricos. *Glycymeris* forma puntualmente concentraciones densas, en las que los individuos se conservan completos y, a veces, con las valvas articuladas.

2.b.- El segundo tramo está formado por 2,5 m de arenas medias cuarzosas con algunos fósiles dispersos en la matriz.

En el tercio superior aparece un nivel de acumulación de fósiles entre los que predominan nódulos de serpúlidos y briozoos hemiesféricos. Tiene un espesor máximo de 60 cm, y se acuña hacia el E. En este tramo apenas hay fauna reconocible salvo en el banco de acumulación, que presenta un empaquetamiento denso o poco denso, con un volumen que varía entre el 15 % y el 25 %. La fragmentación es alta, así como el grado de abrasión. Hay nódulos de serpúlidos formados por el intercrecimiento de serpúlidos con algas corallináceas: *Lithothamnion* spp, *Lithophyllum pustulatum*, *L. incrustans*, *L. orbiculatum*, *L. dentatum* y *Mesophyllum* sp. Los invertebrados más numerosos son balánidos, briozoos, *Pecten* spp y *Ostrea edulis*.

En el techo del tramo hay intercalaciones de capas centimétricas (unos 5 cm de potencia) de arcillas verdosas con poca continuidad lateral. Incluyen nódulos o láminas más o menos continuas de carbonato cálcico pulverulento de color blanco y, localmente, algunos cuerpos de geometrías canalizadas constituidos por acumulaciones de fósiles. Aquí predominan las colonias esféricas de briozoos y *Modiolus* sp. Presentan un empaquetamiento disperso que tiende a poco denso, con el 10 % o menos del volumen.

Hacia el W (en la Cala del Aceite, Fig. MAPA), este tramo está constituido por un cuerpo con megaestratificación cruzada de bajo ángulo y un sentido de migración hacia el S-SE.

2.c.- El paso al tercer tramo se produce por un incremento en el espesor de las capas arcillosas, hasta 20 cm de espesor, que se intercalan entre arenas cuarzosas con estratificaciones cruzadas en artesa. Hacia techo vuelve a disminuir la frecuencia y el desarrollo, tanto vertical como horizontal, de las arcillas. En todo el tramo, prácticamente no se observan fósiles. Únicamente aparecen algunas valvas recristalizadas de *Glycymeris* sp, muy dispersas y con la concavidad predominantemente hacia abajo. Son frecuentes las trazas de bioturbación de escape que destruyen parcialmente las estructuras sedimentarias primarias (ii2).

3.- La tercera unidad presenta una geometría tabular y se dispone horizontalmente sobre la anterior. Alcanza 1,7 m de espesor máximo y está considerablemente erosionada por la superficie erosiva que se desarrolla a techo. Esto hace que ofrezca muy mala calidad de observación. A esto hay que añadir que se localiza en la parte alta de los acantilados, lo que imposibilita en gran medida su estudio. Está constituida por arenas bioclásticas masivas dominadas por rodolitos. Estos están formados, fundamentalmente, por crecimientos masivos de *Lithophyllum dentatum* y *L. incrustans* con proporciones menores de *L. pustulatum* y *L. orbiculatum*.

Los invertebrados que aparecen junto con las algas son, mayoritariamente, *Ostrea edulis* y pectínidos (*Chlamys* spp y *Pecten* sp). Se encuentran como fragmentos y, en mucha menor proporción, como valvas completas muy abrasionadas y con la ornamentación prácticamente perdida. Hay una orientación preferencial concordante.

La sección finaliza con las facies de "arenas rojas".

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.- La primera unidad del Plioceno de Roche presenta una evolución vertical granocreciente. Una fracción bastante importante de las arcillas azules de la base es de foraminíferos planctónicos y bentónicos, así como por otros constituyentes del plancton. Se trata, por tanto, de un lodo o fango de foraminíferos, formado en un medio de plataforma externa ("offshore"), por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas (Reineck y Singh, 1986; Julson y Rack, 1992). En la zona de transición hacia los limos aparecen capas tabulares de areniscas, que se interpretan como depósitos distales de tormentas.

Los limos contienen fósiles de pequeño tamaño, con conchas finas y poco o nada ornamentadas. Fundamentalmente son *Amussium cristatum*, *Chlamys macrotis*, *Palliolium hyalinum*, *Dentalium* sp y braquiópodos. Esta asociación faunística, así como los rasgos ornamentales y el tipo de concha de los bivalvos, indican también un medio de plataforma externa profunda (Carter, 1972; Watkins, 1974; Stanley, 1972; Seed, 1980; Hickman, 1984). De la misma forma, las propiedades tafonómicas apuntan hacia un medio profundo, poco energético y con una tasa de sedimentación relativamente importante. La fauna aparece completa y perfectamente conservada. Prácticamente la totalidad de los braquiópodos están articulados. Sin embargo, los pectínidos rara vez se encuentran con las dos valvas aunque sí están completos. Esto se debe a que presentan un ligamento muy reducido, lo que facilita la desarticulación muy poco tiempo después de la muerte del organismo por descomposición del ligamento, o por la acción de los bioturbadores, mas que por la acción de corrientes o de otro tipo de actividad hidráulica (Trewin y Welsh, 1972; Boyd y Newel, 1972; Kidwell y Bosence, 1991).

La fauna aparece dispersa entre el sedimento, lo que puede explicarse por una sedimentación importante y continua, que progresivamente diluye el material biogénico entre el inorgánico (Kidwell, 1985; 1986a; Speyer y Brett, 1986). Unas condiciones de baja energía hidrodinámica, un ambiente profundo y una alta tasa de sedimentación se ponen de manifiesto también por la presencia de abundantes restos de columnas vertebrales de mamíferos marinos (probablemente cetáceos) con las vértebras articuladas, y el descubrimiento de dos individuos completos y articulados de cetáceos (Schäfer, 1972; Brett y Baird, 1986; Allison *et al.*, 1991; Behrensmeyer, 1991; Parsons y Brett, 1991; Kidwell y Bosence, 1991). Un medio empobrecido en oxígeno pudo favorecer la preservación de los restos articulados (Allison, 1988a; 1988b; Allison *et al.*, 1991).

Las trazas de bioturbación forman una asociación diversa que puede encuadrarse dentro de las icnofacies de *Cruziana*, en transición a la de *Zoophycos*, según el esquema de Seilacher (1967). Esta icnofacies caracteriza un medio de plataforma abierta relativamente profunda, con una tasa de sedimentación apreciable, a veces importante, y niveles de oxígeno que pueden ser bajos (Seilacher, 1967; Ekdale, 1985; Bromley, 1990). Otra evidencia en favor de un medio empobrecido en oxígeno es la presencia de foraminíferos planctónicos piritizados y cristales aislados de pirita (e.g. Brett y Baird, 1986; Speyer y Brett, 1986; 1988; 1991; Canfield y Raiswellb, 1991; Tucker, 1991).

Lateralmente, hacia el E de la playa de El Puntalejo, los materiales de esta unidad cambian a calcarenitas y arenas bioclásticas con numerosas estratificaciones cruzadas en artesa. Los restos aparecen casi en su totalidad como fragmentos muy pequeños, lo que implica un continuo retrabajamiento sobre el fondo. Todo esto indica unas condiciones de depósito más someras, con una hidrodinámica capaz de removilizar todas las partículas del

fondo y formar estructuras sedimentarias de gran escala. Se trataría de un medio de plataforma abierta somera ("offshore") o submareal profundo ("shoreface" inferior). En la cala del Hotel Flamenco esta unidad llega a aflorar sobre el substrato Mioceno. Como se verá más adelante, la paleocosta se estableció en las inmediaciones de esta zona.

En conclusión, el medio de depósito de la unidad basal del Plioceno de Roche hacia el W sería una plataforma externa por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas, con una tasa de sedimentación relativamente importante y mínimo transporte y retrabajamiento de los restos fósiles. Es decir, la fauna estaría preservada prácticamente en el lugar donde vivió. Hacia el E se pasa a un medio submareal inferior con mayor turbulencia.

2.- La segunda unidad del Plioceno presenta escaso desarrollo horizontal y vertical. El máximo espesor lo muestra en la Cala del Aceite E, lugar donde se ha estudiado en detalle. En la horizontal, este conjunto se puede seguir hasta la playa de El Puntalejo, donde desaparece, y hasta un poco más al NW del faro de Cabo Roche, donde se acuña entre las unidades infra y suprayacentes. Aún considerando esta limitación, el afloramiento de Roche es donde se encuentra la mejor exposición de esta unidad.

2.a.- El muro del primer tramo es ligeramente irregular, lo que indica una erosión sobre el techo de la unidad subyacente, aspecto que se tratará en detalle más adelante. El inicio de la sedimentación se produjo en un medio litoral somero, como pone de manifiesto el alto grado de fragmentación, de abrasión, la ausencia de restos conservados en posición de vida y el aventado del material fino (Brett y Baird, 1986; Parsons y Brett, 1991; Kidwell y Bosence, 1991, entre otros). La acción de repetidas tormentas en zonas proximales someras está evidenciada por superficies de amalgamación (Seilacher, 1991; Seilacher y Aigner, 1991). Especialmente significativo de este tipo de medios es la presencia de parches dominados casi exclusivamente (acumulaciones monotípicas de Kidwell *et al.*, 1986) por *Glycymeris* sp, con una gran proporción de individuos articulados, aunque no en posición de vida, asociados a un substrato de gravas de conchas. Según Thomas (1975), *Glycymeris* es un forma generalista que vive preferencialmente en substratos gruesos y en condiciones ambientales rigurosas, limitantes para la mayoría de los organismos. Así, se encuentra en fondos de canales muy energéticos donde es frecuente la removilización del fondo, con la consecuente exhumación de la fauna. La presencia de individuos de *Glycymeris* articulados, dado que sus conchas se desarticulan fácilmente (Craig, 1967; Thomas, 1975), puede ser explicada por tormentas que produjeron el enterramiento de poblaciones de *Glycymeris* (Thomas, 1975). Una cementación temprana pudo favorecer este tipo de preservación (Aguirre, 1992).

El alto grado de colonización por organismos epibentónicos (balánidos, briozoos y serpúlidos) señala, por un lado, una baja tasa de sedimentación y, por otro, un tiempo de

exposición en el fondo marino considerable. Esto pudo incrementar la fragmentación y abrasión que sufrieron los restos, ya que ambos procesos aumentan en función del tiempo de exposición (Brett y Baird, 1986; Holland, 1988; Meldhal y Flessa, 1990; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991; Flessa *et al.*, 1993).

Lateralmente, hacia el NW, el techo de este tramo presenta un alto porcentaje de organismos episedimentarios conservados en posición de vida, colonizando la parte superior de las conchas de bioclastos que debieron quedar expuestos sobre el substrato. Se trata, principalmente, de agrupaciones de *Ostrea edulis*, cementadas unas sobre otras, formando pequeñas agrupaciones a modo de racimos, de balánidos y de briozoos. Asimismo, se encuentran numerosas marcas de bioperforaciones atribuibles a *Cliona* en la parte superior expuesta de los restos. Es un ejemplo de retroalimentación tafonómica ("taphonomic feedback", Kidwell y Jablonski, 1983; Kidwell, 1986b; 1991b) debido a un cambio en la composición y condiciones del fondo. Este proceso implica una disminución o parada de la sedimentación terrígena hacia arriba, con un aumento en la proporción de restos bioclásticos, que cambia la composición del substrato y, consecuentemente, las comunidades que colonizan el fondo.

2.b.- El segundo tramo, con megaestratificaciones cruzadas unidireccionales (de WNW a ESE) y cóncavas hacia arriba, un alto grado de redondeamiento de los granos de arena, y una falta notable de material fino, puede interpretarse como un depósito de barra submareal. Los fósiles son bastante escasos, al igual que ocurre actualmente en este tipo de medios, debido a la movilidad e inestabilidad del substrato. Las cuñas limo-arcillosas que se intercalan en las arenas a techo del tramo, pueden interpretarse como sedimentos de zonas protegidas a resguardo de la barra, con condiciones de baja energía y depósitos de material fino. La fauna está limitada a los niveles de acumulación que hay intercalados entre las arcillas. Se trata de acumulaciones canalizadas, que se acuñan lateralmente, donde los restos aparecen con un cierto grado de retrabajamiento, ya que se aprecia una alta fragmentación y abrasión, así como ausencia de organismos conservados en su posición original de crecimiento. Pueden interpretarse como depósitos de desbordamiento ("washover"), procedentes de mar abierto, en las zonas protegidas detrás de la barra en épocas de crecida del mar, como tormentas.

2.c.- El tercer tramo de esta unidad está caracterizado por la práctica ausencia de fósiles. Las estratificaciones cruzadas en artesa presentes en todo el tramo indican un ambiente submareal somero. La energía del medio inhibe la colonización del substrato y conlleva una destrucción rápida de cualquier resto potencialmente preservable (Trewin y Welsh, 1972; Reineck y Singh, 1986). Esto explica la casi inexistencia de fósiles reconocibles. Únicamente aparecen algunas valvas de *Glycymeris* aisladas en el sedimento, ya que este organismo tiene una concha grande y robusta que resiste bien los efectos de un

retrabajamiento intenso (Thomas, 1975). Puede ser una situación comparable a la que ocurre actualmente en la costa, donde se encuentran valvas de *Glycymeris* sometidas a un alto grado de destrucción.

Integrando toda la información expuesta hasta ahora, la segunda unidad se puede interpretar como un conjunto somerizante a techo, producido por la progradación de sistemas costeros hacia mar adentro (Fig. 5.14).

3.- La última unidad se dispone en discordancia angular sobre los materiales precedentes. Es la que mejor exposición presenta en el afloramiento de Roche, lo que posibilita que se puedan establecer los cambios paleoambientales, tanto lateral como verticalmente. Esta unidad se depositó en una cuenca, cuya mayor profundidad se localizó en la zona central del afloramiento. Esto posibilita una división horizontal del afloramiento en tres sectores, sector oriental y sector noroccidental hacia los bordes y sector central en la zona media (Aguirre, 1990; 1992).

Los rasgos sedimentológicos y tafonómicos también ponen de manifiesto esta somerización hacia las áreas marginales del afloramiento (Aguirre, 1990; 1992; Aguirre *et al.*, 1993), aspecto que se tratará a continuación. Para realizar la interpretación ambiental de esta unidad comenzaré con los cambios observados en la vertical en el sector central (sección Cabo Roche III), donde se exponen las secciones más completas.

3.a.- El primer tramo está caracterizado por un mayor contenido en rodolitos que en nódulos de serpúlidos. Los organismos que forman los rodolitos son algas corallináceas, foraminíferos bentónicos encostrantes, briozoos, serpúlidos y vermétidos, creando una envuelta de gran espesor. Esta situación hace que la morfología final de los rodolitos sea independiente de la forma del núcleo encostrado, carácter señalado por Braga y Martín (1988) como típicos de los rodolitos de aguas profundas. De igual forma, la composición taxonómica apunta a un medio relativamente profundo. La especie que domina la asociación es *Phymatolithon calcareum*, con proporciones algo menores de *Mesophyllum* sp y *Lithophyllum pustulatum*. Tanto *Phymatolithon* como *Mesophyllum* son predominantes en zonas profundas, como han puesto de manifiesto diferentes autores (Buchbinder, 1977; Adey, 1979; Bosence, 1983; Minnery *et al.*, 1985; Braga y Martín, 1988; Bosence, 1989; Minnery, 1990). El dominio casi monoespecífico de *P. calcareum* permite comparar esta asociación con las acumulaciones que forma esta misma especie ("maerls", Aguirre *et al.*, 1993) en diversos puntos de las Islas Británicas, del norte de España y Francia y del Mediterráneo (Hamel y Lemoine, 1952; Adey y McKibbin, 1970; Adey y Adey, 1973; Bosence, 1983). Del conjunto de datos aportados por estos autores se puede estimar una profundidad media de unos 25-35 m para la distribución de *P. calcareum*, rango batimétrico que puede suponerse para la base del primer tramo.

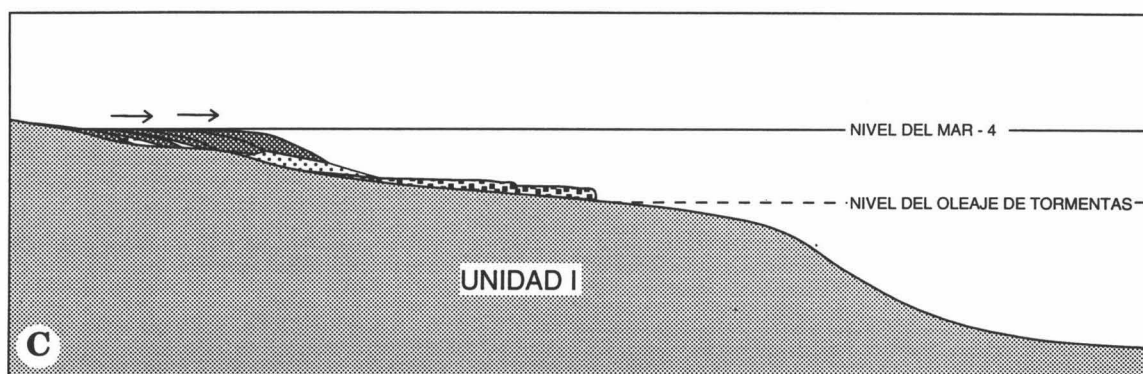
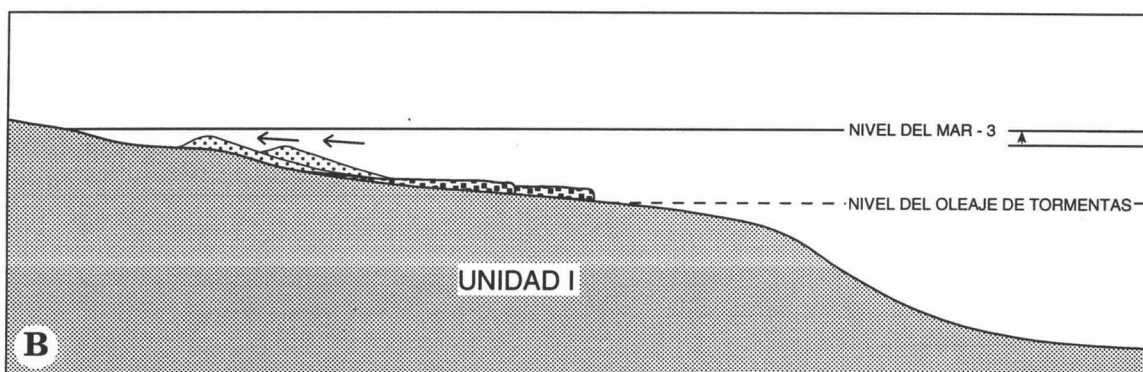
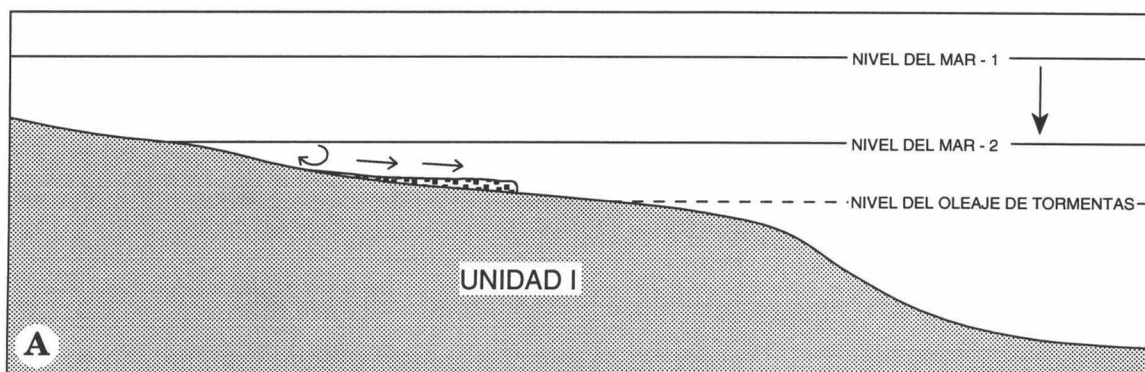


Fig. 5.14.- Modelo de progradación de la segunda unidad de la sección Cala del Aceite E.. A: Depósitos de tormentas durante la formación del tramo 2a.; B: Formación de la barra litoral durante el segundo tramo, 2b; C: Progradación de los depósitos litorales del último tramo, 2c.

La morfología de crecimiento de las algas también aporta información sobre la batimetría y energía del medio. Así, la asociación está dominada por morfologías de crecimiento principalmente ramosas, columnares o laminares que reflejan un ambiente profundo y poco turbulento (Bosellini y Ginsburg, 1971; Adey y Macintyre, 1973; Studencki, 1979; Bosence y Pedley, 1982; Minnery *et al.*, 1985; Prager, 1987; Braga y Martín, 1988; Minnery, 1990; Bosence, 1991; Aguirre *et al.*, 1993). Una parte importante de los rodolitos se encuentran en su posición de crecimiento original, es decir, con una orientación preferencial hacia techo. Esto se pone de manifiesto por: a) un máximo desarrollo de la cubierta de organismos en ese sentido, b) la existencia de texturas geopetales, c) mayor desarrollo de columnas y ramas de algas dirigidas hacia arriba, y d) presencia de crecimientos de briozoos y serpúlidos encostrantes, así como bioperforaciones atribuibles a *Cliona* sp, sobre superficies de no crecimiento del tejido vegetal, orientados en el mismo sentido que el máximo desarrollo de la cubierta (Aguirre, 1990; Aguirre *et al.*, 1993). Un estudio de los rodolitos al microscopio pone de manifiesto la casi inexistencia de erosión de los márgenes externos del tejido de las algas y la preservación de columnas y ramas prácticamente intactas.

En un medio tranquilo, la acción de los organismos juega un importante papel en los desplazamientos y removilización de la fauna (e.g. Boyd y Newell, 1972; Salazar-Jimenez *et al.*, 1982; Kidwell y Bosence, 1991). Este mecanismo explica los cambios de posición de los rodolitos que inducen un crecimiento concéntrico en torno al núcleo (Bosence y Pedley, 1982; Prager, 1987; Prager y Ginsburg, 1989). Asimismo, los rodolitos que se desarrollan en aguas en calma pueden crecer en todas direcciones, con mayor desarrollo, evidentemente, en dirección opuesta al substrato (Montaggioni, 1979; Prager, 1987; Prager y Ginsburg, 1989). En el caso de Roche, se puede suponer un efecto combinado de los dos procesos (Aguirre, 1990; Aguirre *et al.*, 1993), aunque no se puede descartar la acción de tormentas como causa de los cambios de orientación de los rodolitos. El dominio de restos de invertebrados orientados perpendicularmente apoya la idea de una bioturbación moderadamente importante (Salazar-Jimenez *et al.*, 1982).

Las propiedades tafonómicas de la fauna que acompaña a los rodolitos en este primer tramo también indican un medio poco energético (Aguirre, 1992). Así, se encuentran numerosas colonias hemiesféricas de briozoos orientadas hacia techo. Este tipo de colonias se desarrollan por un crecimiento radial hacia la periferia desde el punto de fijación del primer zoecio (ancéstrula), dando una morfología prácticamente esférica (Balson y Taylor, 1982). El que se conserven en su posición original es típico de medios con escasa actividad hidráulica (Lagaaij y Gautier, 1965; Schopf, 1969; Ziegler y Michalik, 1980; Balson y Taylor, 1982; Brett y Brookfield, 1984; Harmeling, 1988; McKinney y Jackson, 1989; Meldhal y Flessa, 1990). En la inmensa mayoría de los casos, este tipo de colonias crece sobre los rodolitos.

Probablemente sea una cuestión de abundancia en la disponibilidad de áreas de cementación más que una preferencia por un sustrato determinado.

Entre los invertebrados hay una proporción notable de individuos en posición de vida, que corresponden a organismos endosedimentarios profundos (*Panopea* sp y *Tapes* sp principalmente). Este patrón de preservación indica un medio de baja turbulencia (Brett y Baird, 1986; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). En un fondo con aguas en calma se inhiben los procesos erosivos que profundicen al nivel donde se entierran estos organismos. La combinación de un medio poco energético y de un hábitat endosedimentario profundo favorece y aumenta las probabilidades de preservación *in situ*.

Los demás bivalvos articulados (8,9 %) pertenecen a especímenes endosedimentarios someros que están desplazados de su posición original. De igual modo, estos organismos indican escasa removilización del fondo. Se precisa desplazar poca columna de sedimento para exhumar estos individuos, lo que en gran parte puede producirse por la actividad de otros organismos, como han propuesto diversos autores (e.g. Trewin y Welsch, 1972; Boyd y Newell, 1972; Studencki, 1988), o por ligeras corrientes con capacidad suficiente para exponer a los endosedimentarios someros sobre el sustrato pero sin llegar a desarticularlos. Un mecanismo combinado de ambos procesos ha sido invocado para explicar este tipo de preservación (Aguirre, 1992).

Las algas corallináceas tienen una tasa de crecimiento bastante baja, que disminuye con un aumento en la latitud y/o en la profundidad (Adey y Macintyre, 1973; Adey y Vassar, 1975; Bosence 1983). Como consecuencia, para que se produzca un profuso desarrollo de rodolitos como el que caracteriza el primer tramo de la última unidad pliocena en Roche se necesitan tasas de acumulación de sedimento muy bajas. Esta situación puede darse por aventado del sedimento, por no deposición o por transferencia del sedimento hacia zonas más profundas ("bypassing"). El lavado del sedimento fino pudo estar producido y/o favorecido por la acción de los bioturbadores. Así, en zonas de intensa bioturbación el material re TRABAJADO biogénicamente es acumulado en superficie formando una capa de sedimento disgregado y poco coherente (Shinn, 1968; Colin *et al.*, 1986, en Bromley, 1990; Byers y Miller, 1990). En estas condiciones, el lavado del sedimento puede producirse exclusivamente por ligeras corrientes que afecten el fondo, de baja competencia, lo que impide la removilización o el transporte a grandes distancias del material más grosero (Byers y Miller, 1990; Aguirre, 1992).

Los invertebrados encostrantes también requieren una tasa de sedimentación reducida (Schopf, 1969; Ziegler y Michalik, 1980; Balson y Taylor, 1982; McKinney y Jackson, 1989; Meldhal y Flessa, 1990; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). En el caso de los briozoos, McKinney y Jackson (1989) apuntan tasas de crecimiento de 1 cm por

año en colonias monticulíferas, similares a las colonias hemiesféricas. Así, para que se formen colonias de 15 cm de diámetro (a veces alcanzan hasta 20 cm) se requiere un periodo de tiempo de, al menos, 7-8 años en el que las colonias queden sin cubrir de sedimento. Ya que la altura alcanzada por los briozoos es, como media aproximada, 3 cm, se supone que la tasa de acreción sedimentaria debe ser inferior o igual a 3 cm / 7,5 años, es decir, 4 mm / año. Evidentemente, esta es una estimación máxima que supone un crecimiento radial de las colonias continuo y una tasa de sedimentación constante. Por tanto, cabe suponer valores más bajos aún.

En términos generales, una tasa baja de acumulación de sedimento tiene como consecuencia un tiempo de exposición prolongado sobre el fondo (Holland, 1988; Meldhal y Flessa, 1990; Flessa *et al.*, 1993). Según diferentes autores, la dilatada permanencia de los restos sobre la interfase agua-sedimento propicia la formación de acumulaciones de restos muy fragmentados, desarticulados y desorientados de su posición de vida (Brett y Baird, 1986; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991; Flessa *et al.*, 1993). Sin embargo, en este tramo es frecuente la conservación *in situ*. No obstante, hay una clara relación entre el hábito de vida y el grado de preservación, que ayuda a entender esta aparente contradicción. Como ya se ha visto, los invertebrados conservados en posición de vida son, mayoritariamente, endosedimentarios profundos y encostrantes. Por el contrario, los restos correspondientes a epibentónicos bisados (pectínidos, *Anomia ephippium*) o cementados (*Ostrea edulis*, briozoos y serpúlidos) tienen mayor grado de fragmentación y abrasión. Aunque entre los epibentónicos predominan los abrasionados y fragmentados, también hay individuos de *Chlamys varia* (Linneo) con las espinas de las costillas y las aurículas perfectamente conservadas, y *Mytilus edulis*, diversos pectínidos y *Anomia ephippium* articulados o completos. Esto quiere decir que algunos individuos quedaron sepultados y preservados de procesos destructivos *post-mortem* asociados a la exposición.

Una disposición preferencial de los restos con la concavidad hacia abajo ha sido interpretada por la mayoría de los autores como una respuesta a unas condiciones energéticas altas o un flujo de corriente continuado, ya que es la orientación que presenta la mayor estabilidad para restos curvados (Salazar-Jimenez *et al.*, 1982; Brett y Baird, 1986; Kidwell y Bosence, 1991). No obstante, una larga exposición sobre el fondo puede explicar esta orientación predominante en el primer tramo (nivel 1; Tabla 5.II). Con un tiempo de permanencia prolongado sobre el substrato los restos curvados tuvieron tiempo suficiente, aún en ausencia de fuertes corrientes, para ser reorientados con la concavidad hacia abajo.

En resumen, la sedimentación de la última unidad en el sector central de Roche se inició en un medio submareal profundo, protegido de corrientes intensas u oleaje (sin excluir eventuales tormentas) y con bajas tasas de acumulación de sedimento (Aguirre,

1992; Aguirre *et al.*, 1993). El reducido aporte de sedimento en un medio poco energético favoreció el desarrollo de propiedades tafonómicas mixtas.

En el techo del primer tramo hay dos niveles de acumulación de ostreidos. La acumulación superior muestra mayor porcentaje de articulación, de restos completos y de individuos en posición de vida que la inferior (Tabla 5.II). Esto parece indicar unas condiciones de formación diferentes en los dos niveles. Así, el inferior está constituido por pequeños parches de ostras, mayoritariamente no cementadas entre sí. Esta disposición, junto con las propiedades tafonómicas, indica que las ostras acumuladas en este banco sufrieron un cierto grado de removilización por corrientes (e.g. Lawrence, 1971; Littlewood y Donovan, 1988). Este desplazamiento debió ser pequeño, como se puede inferir de la relación entre valvas izquierdas y derechas. Se observa un 73,3 % (n = 60) de valvas izquierdas, que son cóncavas, más pesadas y de mayor tamaño que las valvas derechas. Las diferencias morfológicas entre las dos valvas suponen una resistencia diferencial al transporte, que es mayor en la izquierda que en la derecha (Grinnel, 1974; Littlewood y Donovan, 1988). Este fenómeno es frecuente en aquellos bivalvos con diferencias morfológicas y de peso entre ambas valvas (Dodd y Stanton, 1981; Brett y Baird, 1986; Kidwell y Bosence, 1991). Además, la ornamentación, como espinas, en la valva izquierda aumenta la resistencia al transporte ya que sirve de anclaje al fondo durante el movimiento (Dodd y Stanton, 1981; Ziegler, 1983; Cadée, 1994c). La escasa selección de tamaños de conchas observada también indica poco desplazamiento.

El segundo es un banco bioconstruido, formando un armazón más o menos rígido, con individuos cementados unos a otros, conservados en posición de vida. Las ostras se instalaron preferentemente sobre rodolitos durante un intervalo de tiempo de no deposición. Una tasa de sedimentación reducida viene apoyada por la morfología de las conchas: contorno subcircular con mayor desarrollo en superficie que en altura (Stenzel, 1971; Aguirre y Jiménez, 1994). Harry (1985) señala la presencia del género *Ostrea* siempre en la zona submareal a muy pocos metros de profundidad y, sólo ocasionalmente, en la zona intermareal inferior. Stenzel (1971) describe una bioconstrucción de *Ostrea edulis* en el Mar del Norte a una profundidad entre 23 y 28 m. Los requerimientos ambientales para su formación son escasa acumulación de sedimento y estabilidad del sustrato, lo que implica poco movimiento por corrientes, o existencia de corrientes de competencia tan baja como para barrer el sedimento fino sin movilizar la fracción más gruesa.

3.b.- El paso al segundo tramo es gradual, con aparición de cuerpos arenosos con estratificaciones cruzadas, que apenas contienen fósiles. En la mitad inferior del tramo (niveles 4 y 5; Tabla 5.II) se observa un alto porcentaje de restos completos e incluso se encuentran algunos individuos en posición de vida. Esto indica una entrada intermitente de material terrígeno, cuyo aporte repentino sepultó algunos organismos, aislándolos de

procesos tafonómicos destructivos *post-mortem*. La entrada de terrígenos pudo ser producida por tormentas, ya que los niveles intercalados entre las capas bioclásticas tienen estructuras típicas de tempestitas. Cabe suponer para este tramo, por tanto, un ambiente submareal inferior situado por encima del nivel del oleaje de tormentas.

En las capas bioclásticas siguen predominando las algas corallináceas, en este caso formando nódulos de serpúlidos preferentemente. La composición taxonómica y la morfología de crecimiento indican un medio más somero que en el tramo subyacente. Así, sigue existiendo un predominio de *Phymatolithon calcareum*, pero *Lithophyllum dentatum* y *L. nitorum* tienen una representación más importante que en los rodolitos del tramo precedente. Aunque los representantes de la familia Lithophylloideae tienen un rango de distribución batimétrico amplio (Adey, 1979; Minnery *et al.*, 1985; Braga y Martín, 1988; Minnery, 1990; Aguirre *et al.*, 1993), la proporción relativa, comparando con otros elementos, como *P. calcareum*, puede considerarse como indicativo de zonas menos profundas. El incremento en importancia de las especies de *Lithophyllum* puede correlacionar con unas condiciones más someras. Además, *P. calcareum* adopta morfologías de crecimiento masivas o con protuberancias más cortas y robustas. Como en otros ejemplos actuales y fósiles (Bosellini y Ginsburg, 1971; Bosence, 1983; Braga y Martín, 1988; Bosence, 1991; Aguirre *et al.*, 1993), este cambio en la morfología de crecimiento indica unas condiciones más someras y energéticas.

La mayor abundancia de *Ostrea edulis*, *Anomia ephippium* y *Mytilus edulis* entre los invertebrados también apunta a unas condiciones más litorales (Glémarec, 1988). De igual forma, la proporción de briozoos hemiesféricos disminuye drásticamente en el segundo tramo con respecto al primero y están mayoritariamente desorientados de su posición normal de crecimiento. Todo ello supone un fondo cada vez más móvil que impide el desarrollo de organismos encostrantes debido a la falta de estabilidad en los substratos disponibles.

3.c.- Hacia el techo del segundo tramo y a lo largo de todo el tercer tramo, la práctica totalidad de los fósiles están incluidos en láminas de estratificaciones cruzadas o en cuerpos canalizados, lo que significa que la mayoría de los elementos han sido removilizados. Esto viene corroborado por las propiedades tafonómicas y la asociación de fósiles predominante.

El incremento en material siliciclástico, y en su tamaño, desde la parte media-superior del segundo tramo hasta el final de la serie, implica un aumento concomitante de aportes y de la turbulencia del medio, capaz de transportar sedimento cada vez más grueso.

El aumento en la turbulencia también se refleja en el cambio vertical de las estructuras sedimentarias, de forma que hacia la parte media del segundo tramo son de bajo

ángulo y poca amplitud y progresivamente aumentan en la inclinación y en las dimensiones, hasta acabar con estructuras planares de alto régimen (Clifton *et al.*, 1971; Leeder, 1982; Reineck y Singh, 1986).

En el techo del segundo tramo y en toda la mitad inferior del tercer tramo predominan las estratificaciones en artesa. La morfología superficial de estas estructuras sugieren que fueron producidas mayoritariamente por la migración de "ripples" con crestas en forma de media luna. Asimismo, se reconocen los primeros cuerpos canalizados con rellenos granodecrecientes de conglomerados bioclásticos que tienen una dirección aproximadamente perpendicular a la paleocosta. Este cortejo de estructuras y características sedimentarias indican un medio submareal ("shoreface") afectado predominantemente por oleaje, con barras migrando hacia costa, y surcado por algunos canales de corrientes de resaca. Ocasionalmente, se encuentran estratificaciones cruzadas bidireccionales de tipo "herringbone", que evidencian una cierta influencia de las mareas (Nio y Yang, 199??).

En la mitad superior del tercer tramo alternan estratificaciones cruzadas en artesa y otras planares de bajo ángulo, unidireccionales y con algunas superficies de reactivación internas. Asociados, siguen encontrándose cuerpos canalizados atribuibles a canales de desagüe. Las estructuras planares son típicas de depósitos de "foreshore" (Clifton *et al.*, 1971; Davison-Arnot y Greenwood, 1976; Clifton, 1981; Reineck y Singh, 1986), mientras que las primeras pueden atribuirse a estructuras producidas en el "shoreface". Las estructuras planares dominan hacia el techo de la sección, como se puede observar en la vertical del faro de Cabo Roche. Entre estas estructuras se intercalan también cuerpos con una acusada cementación diferencial. Por el contexto sedimentario en el que se encuentran pueden atribuirse a depósitos de playas cementados ("beach rocks"). Puede inferirse que la cementación fue sinsedimentaria, ya que presenta una distribución espacial irregular y muestra una gradación continua hacia sedimentos detríticos no cementados. El proceso de cementación ocurre generalmente en, o por debajo, de la interfase agua-sedimento (Leeder, 1982; Beach, 1993) y en ambientes submarinos o próximos a la zona de mezcla de aguas marino-freáticas (Hannor, 1978; James y Bone, 1991; 1992; Kindler y Bain, 1993; Beach, 1993; Kimbell y Humphrey, 1994). La relación directa de los depósitos de "beach rock" con las facies litorales someras a techo de la tercera unidad de Roche señala que la cementación debió ocurrir en la zona de mezcla.

En el faro de Cabo Roche, los limos-arcillosos del techo del tercer tramo presentan una laminación horizontal grosera, resaltada por el desarrollo de caliches y en parte destruida por la acción de rizocreciones. Se trata, por tanto, de depósitos que estuvieron sometidos a exposición subaérea, ya que, además de la presencia de raíces, la formación de caliches se produce en condiciones subaéreas (James, 1972; Mahdoudi *et al.*, 1989; Lang *et al.*, 1990; Quinn, 1991; Rossinsky y Wanless, 1992). Sedimentos similares a los nódulos y

niveles de CO_3Ca pulverulento presentes en este tramo, que afloran en los alrededores de Puerto Real, se han asignado a depósitos de suelos hidromorfos formados bajo una lámina de agua muy somera (Zazo *et al.*, 1977; 1983; López Aguayo, com. per.). Estos sedimentos probablemente se formaron en charcas o pequeñas lagunas supramareales con exposiciones subaéreas repetidas.

Los caliches se generan por procesos edáficos en climas semiáridos sometidos a fuertes periodos de sequedad y no muy húmedos (James, 1972; Leeder, 1982; Quinn, 1991; Turner, 1993). En numerosos afloramientos de los alrededores de la Bahía de Cádiz se encuentran depósitos equivalentes a esta unidad que presentan desarrollos de caliches más o menos importantes. Cabe suponer, por tanto, un clima semiárido durante el depósito de la tercera unidad en Cádiz.

Las asociaciones de fósiles y sus propiedades tafonómicas muestran una evolución vertical paralela a la descrita para los criterios sedimentarios. Así, el contenido en rodolitos disminuye notablemente hacia techo de la sección, estando, de hecho, prácticamente ausentes hacia el final del último tramo. Esto puede estar provocado por dos procesos, que pueden actuar paralelamente. Por un lado, el aumento progresivo hacia arriba en el contenido en siliciclásticos inhibe el crecimiento de las algas. Esto se ha reconocido en diversos ejemplos actuales en los que se constata que la distribución de algas corallináceas está controlada, en parte, por el aporte terrígeno (Milliman, 1977; Studencki, 1979; Prager, 1987). Por otro, el incremento en la movilidad del substrato impide el desarrollo de organismos encostrantes, tanto de algas corallináceas (Studencki, 1979; Bosence, 1983; Prager, 1987) como de invertebrados (Ziegler y Michalik, 1980; Balson y Taylor, 1982; McKinney y Jackson, 1989; Medhal y Flessa, 1990).

La morfología de crecimiento de las algas, la composición taxonómica y la forma de los rodolitos experimenta un cambio en la vertical de acuerdo con la variación en las condiciones del medio. Así, progresivamente dominan las algas con talos masivos, fundamentalmente *Lithophyllum incrustans* y *L. dentatum*. Como ya se ha comentado anteriormente, estas morfologías y estas especies se ven favorecidas en medios someros y agitados. En los términos más altos de la serie, los rodolitos pasan a estar formados por una delgada cobertera algal en relación con el núcleo. En estos casos, la morfología final del rodolito está fuertemente controlada por la forma del núcleo, y son típicos de zonas litorales (Braga y Martín, 1988; Aguirre *et al.*, 1993).

En resumen, la tercera unidad en el sector central del afloramiento de Roche está representada por una secuencia somerizante que pasa desde un medio submareal hasta un ambiente supramareal. La somerización se produjo por la progradación de las facies litorales sobre las submareales. Según el esquema de clasificación de ambientes costeros de Boyd *et al.*

(1992), fue una costa con desarrollo de cinturones de playas adosadas a la paleocosta ("strandplains"), con un incremento en los aportes fluviales hacia techo.

Hacia los bordes de la cuenca, la tercera unidad disminuye en potencia. Asociada con este cambio hay una variación paralela en las facies, de modo que se pasa lateralmente a depósitos cada vez más someros hasta llegar a facies litorales. Este paso queda registrado por las estructuras sedimentarias que aparecen. Se trata de un cambio similar al que se produce en la vertical, comentado anteriormente. De hecho, en el extremo oriental del afloramiento, playa de El Puntalejo (en el sector oriental), la última unidad pliocena está formada por un cuerpo de geometría tabular de 1,5 m de espesor con alto contenido en siliciclásticos. Internamente se observan megaestructuras sedimentarias planares buzando suavemente hacia el WSW. La parte superior de algunas de estas estructuras presenta una cementación mayor que pueden atribuirse a depósitos de playas rocosas ("beach rock"). El conjunto es un sistema de playas progradando hacia el centro de la cuenca.

AREA LA BARROSA

Este área se encuentra situada en los acantilados de la playa de La Barrosa, al S de Chiclana de la Frontera. El acceso se puede realizar por cualquiera de las carreteras de entrada a La Barrosa, bien desde Chiclana bien desde Sancti Petri. Es un afloramiento que se sigue en continuidad lateral en una dirección SSE-NNW, a lo largo de aproximadamente 1,5 km. Se exponen únicamente depósitos pliocenos, sin aflorar su substrato. Por encima, al igual que en las secciones descritas anteriormente, descansan las "arenas rojas" fosilizando una superficie erosiva.

Ya que se trata de un afloramiento continuo sin fuertes variaciones laterales, lo estudio como una única sección que denominaré sección La Barrosa. Es un acantilado vertical, lo cual ha dificultado enormemente el acceso a las partes altas de la sección.

Sección La Barrosa

Se pueden reconocer tres unidades (Fig. 5.15).

1.-La unidad inferior presenta un buzamiento de unos 10° hacia el NNW. Internamente se pueden distinguir tres tramos, que de muro a techo son (Fig. 5.15):

1.a.- Calcarenitas con matriz de arena fina cuarzosa, de 6 ó 7 m de potencia aproximadamente. Internamente aparecen algunas estratificaciones cruzadas en artesa de bajo ángulo e intercalaciones de niveles centimétricos de arenas medias poco fosilíferas con geometría irregular y escaso desarrollo horizontal. Los organismos predominantes son

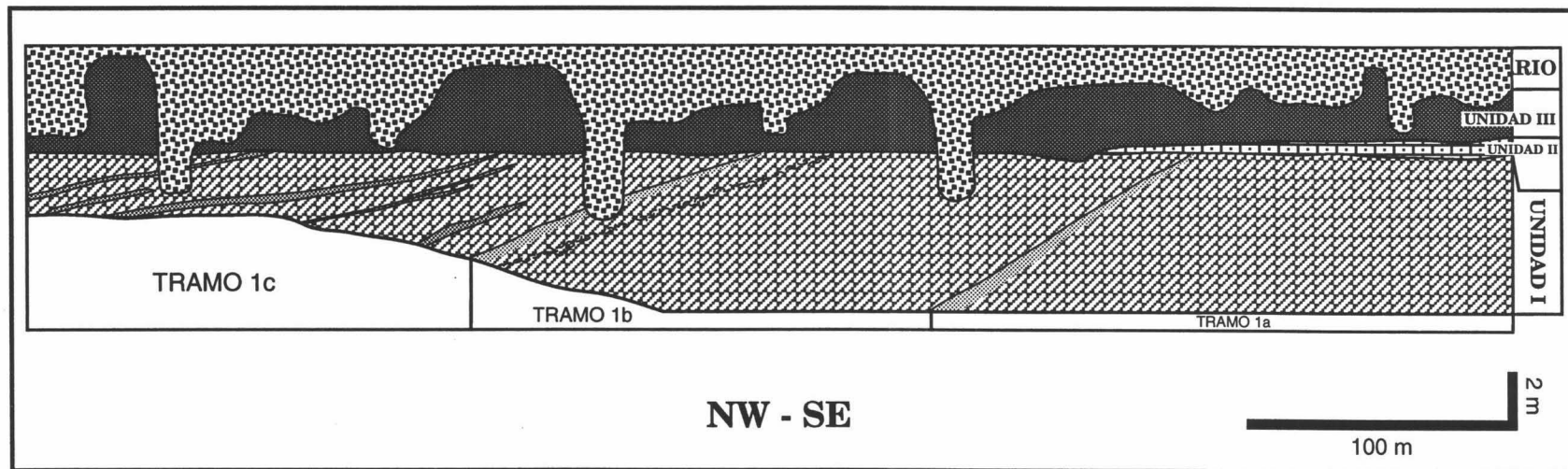


Fig. 1.15.- Sección La Barrosa.

bivalvos (casi exclusivamente *Chlamys* spp), colonias membraniporiformes A, esféricas, hemiesféricas y adeoniformes de briozoos, balánidos y equinodermos. Localmente, hay algunos fragmentos de algas corallináceas. El sedimento aparece bioturbado por trazas, fundamentalmente horizontales (ii2-3). En ocasiones se ven trazas de bioturbación verticales de escape, cuyos contornos están delimitados por la orientación de bioclastos (acumulaciones "pod"). El empaquetamiento de fósiles es denso, con el 50-55 % del volumen. El 100 % de la asociación son restos desarticulados con concha calcítica (nivel 1; Tabla 5.III). Sólo el 0,7 % de la asociación son individuos completos. Hay una clara orientación preferencial horizontal (Fig. 5.16a) y una selección de tamaños muy buena, con un máximo en la clase de 0,5-1 cm (Fig. 5.16b). Predominan los restos planos (53,5 %) frente a los curvados. Todos los restos muestran las aristas redondeadas. El 0,7 % de los bioclastos están afectados por endobiontes y el 2,7 % por epibiontes.

Hacia techo del tramo se produce un aumento de la matriz arenosa con respecto a los fósiles hasta pasar a arenas cuarzosas, con 1,7 m de espesor. Los bioclastos quedan progresivamente diluidos en la matriz, con una mayor dispersión. Así, el empaquetamiento pasa a ser disperso a prácticamente "barren", con un porcentaje inferior al 10 % del volumen. Ocasionalmente se observan pequeñas acumulaciones de fósiles con escaso desarrollo horizontal y vertical, en las que hay, principalmente, valvas desarticuladas de *Chlamys* spp, briozoos, balánidos y equinodermos. El techo del tramo está fuertemente bioturbado (ii4), con predominio de trazas verticales.

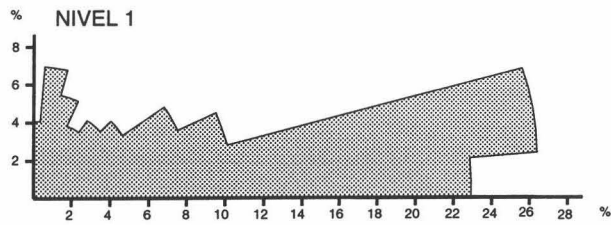
1.b.- El segundo tramo tiene un contacto basal neto, producido por un cambio litológico y granulométrico. Comienza con unas calcarenitas cementadas de aspecto similar a las inferiores, con algunos moldes de *Glycymeris* sp, organismo aparentemente ausente en el tramo inferior. No obstante, la asociación faunística sigue estando dominada por pectínidos, *Chlamys* spp fundamentalmente, junto con algunos restos de *Ostrea edulis*. El empaquetamiento es poco denso a denso, con un volumen que oscila entre el 20 % y el 30 %. Los moldes constituyen el 20 % de la asociación, frente al 72 % que conservan la concha y al 8 % que aparecen recristalizados (nivel 2; Tabla 5.III). El porcentaje de fragmentación es alto (92 %) y sólo el 2 % están articulados. Hay una orientación preferencial perpendicular (Fig. 5.17a) y una distribución de tamaños bimodal (Fig. 5.17b). El 76,1 % de los fragmentos presentan las aristas redondeadas. El resto pertenece a fragmentos de moldes. El 7,4 % muestra trazas de bioperforaciones en sus esqueletos y el 3,7 % tiene otros organismos cementados.

En la mitad del tramo hay un nivel de acumulación de ostreidos, muy continuo lateralmente, con el muro canalizado. Tiene un espesor que varía entre 20 cm y 50 cm. Se observa un relleno basal residual, con las conchas más grandes en la parte baja de la capa.

NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			MINERALOGIA			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
1	262,8 (1314)	0	100	99,3	0,7	25 (60)	16,7 (40)	53,5	100	0	0	0	100
2	97,2 (486)	2	98	92	8	30 (50)	30 (50)	12	72	20	8	0	76,1
3	160 (800)	0	100	91	9	21 (44,5)	26,2 (55,5)	43,5	100	0	0	0	100
4	22 (110)	0,9	99,1	84,3	15,7	29,6 (54,2)	25 (45,8)	6,5	100	0	0	30,8	64,8
5	31,2 (156)	0	100	100	0	32 (45,7)	34 (54,3)	26	88	12	0	0	88
6	7,2 (36)	0	100	100	0	5,6 (7,4)	69,4 (92,6)	19,4	100	0	0	0	100

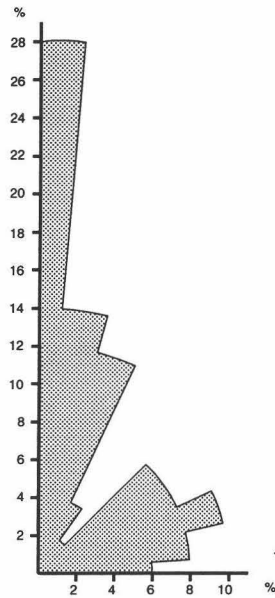
Tabla 5.III.- Rasgos tafonómicos medidos en La Barrosa.

ORIENTACION EN LOS NIVELES DE LA SECCION LA BARROSA

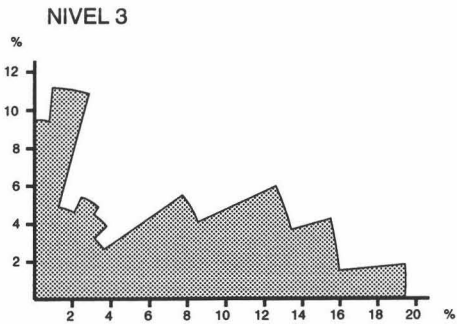


A Fig. 5.16

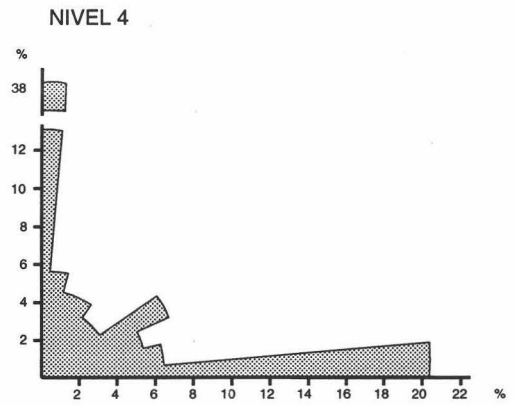
NIVEL 2



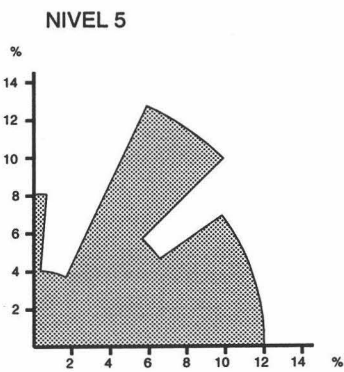
A Fig. 5.17



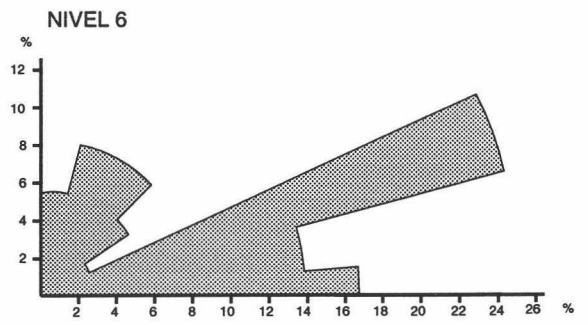
A Fig. 5.18



A Fig. 5.19

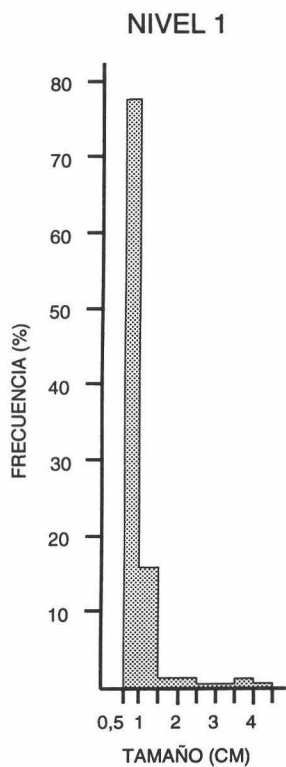


A Fig. 5.20

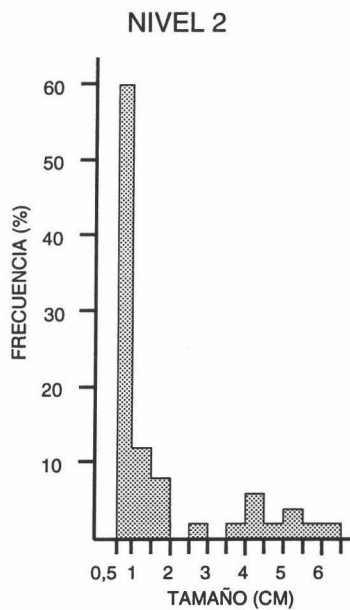


A Fig. 5.21

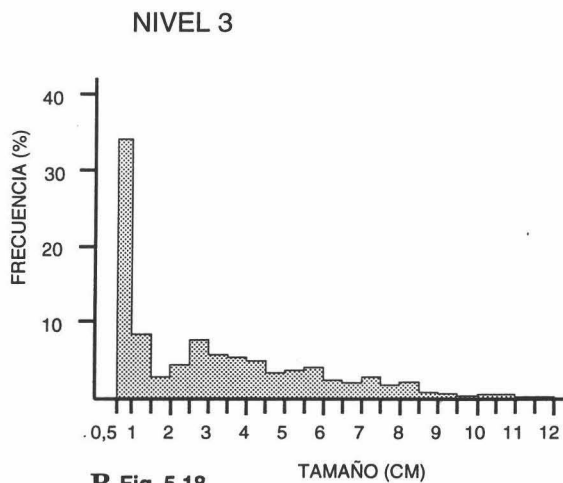
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION LA BARROSA



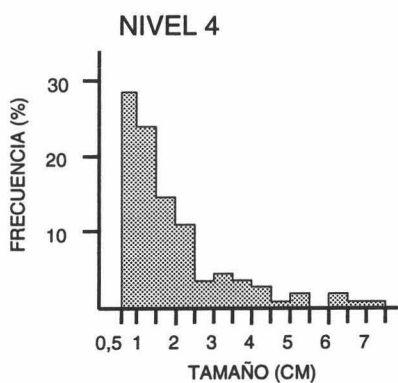
B Fig. 5.16



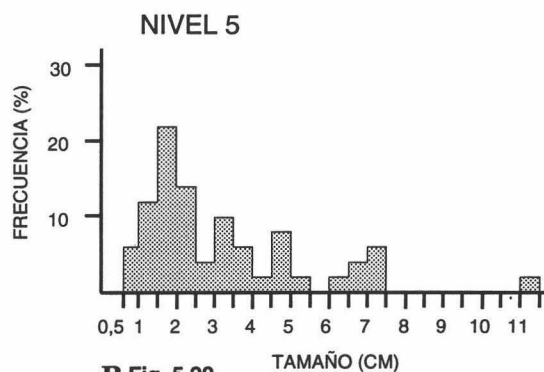
B Fig. 5.17



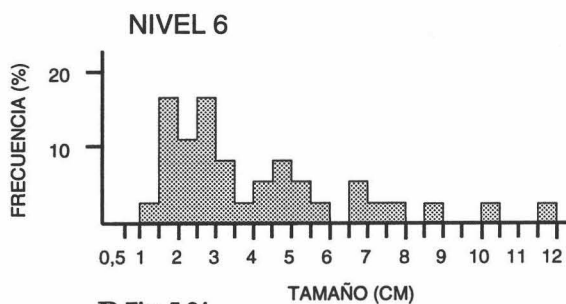
B Fig. 5.18



B Fig. 5.19



B Fig. 5.20



B Fig. 5.21

Junto a los ostreidos (*Ostrea edulis*) hay algunas valvas de pectínidos, *Chlamys* spp y *Pecten* spp. Todos estos restos están incluidos en una matriz calcarenítica con un alto grado de fragmentación. El empaquetamiento es denso, con un 30-40 % del volumen. El 100 % de la fauna conservada tiene concha calcítica (nivel 3; Tabla 5.III). No aparecen individuos articulados, aunque el 9 % están completos. Se aprecia un fuerte predominio de restos dispuestos con ángulos de inclinación inferiores a 30°, es decir, tiene una orientación preferencial concordante (Fig. 5.18a). Hay una fuerte dispersión de tamaños de bioclastos (Fig. 5.18b). El 100 % de los fragmentos presenta las aristas redondeadas. El porcentaje de restos afectados por bioperforaciones es importante (29,4 %), mientras que sólo el 6,9 % del total sirvió de sustrato a organismos encostrantes. Entre las valvas desarticuladas de *Ostrea edulis* predominan las valvas derechas frente a las izquierdas (62,2 % vs. 37,8 %; n = 172).

Por encima del nivel de ostreidos siguen las calcarenitas, que pasan a limos arenosos cuarzosos como consecuencia de una mayor dilución de los bioclastos en la matriz terrígena. Aquí, la fauna aparece con un empaquetamiento disperso a poco denso, con un porcentaje del 5 % del volumen. No obstante, ocasionalmente se encuentran acumulaciones densas de fósiles que no sobrepasan 1,5 m de extensión lateral. Los organismos más abundantes son diversas especies pertenecientes al género *Chlamys* y *Modiolus* sp. La totalidad de los restos medidos conserva la concha (nivel 4; Tabla 5.III). Aunque el porcentaje de individuos completos es relativamente importante (15,7 %), los articulados se reducen al 0,9 % del total de la asociación, que además está conservado en posición de vida. Aunque sólo se haya encontrado un individuo articulado en los quadrats elegidos, dispersos en el sedimento aparecen algunos ejemplares de *Pinna* sp articulados y en posición de vida o ligeramente desplazados. También es notable la presencia de individuos de *Panopea* sp preservados en el interior de sus trazas. Se observa una bipolaridad en la orientación (Fig. 5.19a), con máximos en los restos orientados perpendicularmente (52,8 %) y concordantemente (32,4 %). No hay una buena selección de tamaños (Fig. 5.19b). Son más abundantes los restos que se disponen con la concavidad hacia arriba. Entre los fragmentos hay una mayor abundancia de aristas redondeadas (64,8). El 1,8 % del total de la fauna muestra bioperforaciones en sus conchas, mientras que el 7,3 % aparece encostrado por otros organismos.

Un rasgo que caracteriza estos materiales son las trazas de bioturbación, fundamentalmente verticales (ii3).

1.c.- El paso al último tramo se hace de forma gradual, por un incremento en el contenido, y en el tamaño, de bioclastos en los limos arenosos, pasándose a calcirruditas poco cementadas. Asimismo, se intercalan bancos centimétricos de calcirruditas más cementadas que dan un resalte en el acantilado. En la parte baja, son discontinuos y de espesor variable (10-25 cm). Internamente, presentan estratificaciones cruzadas en artesa o de tipo

“hummocky” y granoselección normal, con depósitos basales residuales de conchas. Usualmente se disponen con contactos netos y truncando trazas de bioturbación. Hacia techo incrementa la proporción de estos cuerpos, con amalgamaciones entre ellos, con una concomitante reducción del sedimento interniveles. Asimismo, aumenta la granulometría y el contenido en fósiles, tanto en los niveles como en el sedimento circundante.

En cuanto al contenido fósil, se encuentran dos asociaciones bien diferenciadas. Por un lado, los bancos calcirrudíticos están formados, básicamente, por pectínidos (*Chlamys* sp y *Pecten* sp), *Ostrea edulis* y *Glycymeris* sp. Hacia techo se produce un incremento en el contenido en ostras, hasta dominar la asociación de forma casi monoespecífica en la parte alta del tramo. Por otro lado, el sedimento interniveles contiene abundantes *Pinna* sp, diversos pectínidos y *Panopea* sp. Tanto los pectínidos como *Panopea* predominan hacia arriba.

El grado de conservación de los restos muestra diferencias manifiestas entre las capas de calcirruditas y los limos arenosos. En el primer caso, se observa un empaquetamiento denso a poco denso con el 25-30 % del volumen. Los restos están altamente fragmentados y abrasionados. Hay una fuerte tendencia a la horizontalidad y a la imbricación dentro de las láminas de las estratificaciones cruzadas. En los interniveles, en la parte baja del tramo se observa un empaquetamiento disperso con el 10 % del volumen. Hay individuos completos y articulados de *Pinna* sp, *Panopea* sp y, muy ocasionalmente, equinodermos irregulares conservados en posición de vida. Los individuos de *Panopea* se han preservado con frecuencia en el interior de sus galerías. Hacia techo se pasa a un volumen de un 15-20 % y un empaquetamiento poco denso. Aumenta la proporción de restos desarticulados y fragmentados, aunque siguen conservándose algunos individuos completos y articulados de *Panopea* en el interior de sus trazas.

2.- La segunda unidad se limita a un cuerpo situado en la parte alta del acantilado de difícil observación. Únicamente aflora en el extremo S de la sección, acunándose hacia el NNW. Hacia el SSE está erosionado por la unidad suprayacente. Es una lumaquela de 75 cm de espesor máximo, muy cementada y con un contacto basal brusco y ligeramente irregular. Presenta una ordenación interna compleja, con superficies de amalgamación y estratificaciones cruzadas. Las superficies de amalgamación están marcadas por acumulaciones residuales basales de fósiles. De muro a techo manifiesta una distribución bipolar en el tamaño de los bioclastos, con una disminución rápida hasta la mitad de la unidad, y nuevo aumento hasta el final. El techo está marcado por un nivel de areniscas muy cementadas y con laminaciones cruzadas.

En conjunto, la lumaquela está formada por una gran cantidad de organismos de difícil identificación, ya que la cementación impide extraer ejemplares completos. No obstante, se observan algunos moldes de *Glycymeris* sp y de ejemplares atribuibles a las familias

Cardiidae y Veneridae. Entre los calcínicos aparecen valvas de *Ostrea* sp, *Pecten* sp y *Chlamys* spp. La fauna presenta un empaquetamiento poco denso a denso y un volumen que oscila entre el 30 % y el 35 %.

3.- La última unidad aflora en la parte alta de la sección, lo que ha dificultado su estudio. Se dispone horizontalmente sobre los conjuntos previos, en discordancia angular. Se puede seguir en continuidad de afloramiento como un cuerpo de geometría tabular de unos 9 m de espesor máximo. La superficie de muro es irregular, con frecuentes canales con rellenos granodecrecientes de conglomerados bioclásticos. Entre los cantos, se encuentran bloques de la segunda unidad.

En el extremo NNW del afloramiento, la base de la unidad está formada por un banco tabular calcirrudítico en el que predominan los rodolitos, de unos 15 a 20 cm de espesor, que lateralmente desaparece. Puntualmente los rodolitos forman "ripples" de oscilación de gran longitud de onda (30-50 cm). Las algas más abundantes son *Lithophyllum pustulatum* y *Lithophyllum* sp. El empaquetamiento es poco denso a disperso y el volumen inferior al 10 %. El 88 % de los restos tiene concha calcítica y el 12 % restante son moldes (nivel 5; Tabla 5.III). La totalidad de los restos están fragmentados. Tanto en la orientación como en los tamaños de bioclastos se aprecia una gran dispersión (Figs. 5.20a-b). Predominan los restos con la concavidad hacia abajo. El 88 % de los fragmentos conservados con la concha original presenta las aristas redondeadas y el resto corresponde a moldes. El 11,5 % de la fauna contiene bioperforaciones.

El resto de la unidad está formada por conglomerados estrato y granocrecientes a techo. La parte inferior está constituida por cuerpos tabulares, de 50 a 60 cm de espesor, que pasan de conglomerados en la base a arenas gruesas-microconglomerados hacia techo. Este cambio granulométrico dentro de cada nivel produce una alternancia. En los conglomerados hay imbricaciones de cantos y estratificaciones cruzadas en artesa de gran ángulo. La fauna se encuentra dispersa en el sedimento. Predominan restos de *Ostrea edulis* y rodolitos masivos formados por *Lithophyllum incrustans* y *L. pustulatum*. En proporciones menores, se encuentran fragmentos de *Pecten* sp. Los restos constituyen el 5 % o menos del volumen. El 100 % de la fauna conserva concha calcítica (nivel 6; Tabla 5.III). Se han reconocido exclusivamente fragmentos con las aristas redondeadas. El 69,4 % del total de la asociación tienen la concavidad hacia abajo. Se observa una orientación preferencial concordante (Fig. 5.21a). Hay una fuerte dispersión de tamaños de los bioclastos (Fig. 5.21b). Sólo el 5,6 % está afectado por bioperforaciones y el 2,8 % por encostrantes.

Las arenas gruesas-microconglomerados intercaladas entre los conglomerados presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo, unidireccional y con superficies de

reactivación. Los fósiles están muy dispersos, dando un empaquetamiento prácticamente "barren". Son fragmentos de ostreidos, pectínidos y algunos rodolitos.

En el techo del tramo se pasa a conglomerados con cantos de cuarcitas redondeados, masivos o con granoselección normal, que muestran una estratificación cruzada poco acusada. Las arenas gruesas quedan relegadas a pequeños cuerpos lenticulares que se acuñan rápidamente en la horizontal entre los conglomerados. De NNW a SSE disminuye la proporción de cantos gruesos.

Como en las secciones descritas en el área de Roche, el techo de los materiales pliocenos está erosionado y cubierto por las facies de "arenas rojas". En esta sección la erosión ha sido tan intensa que, frecuentemente, la última unidad ha sido destruida casi en su totalidad, y la superficie erosiva alcanza las calcarenitas del primer conjunto. Esto produce una fuerte alteración en los depósitos pliocenos que dificulta y, a veces, imposibilita su estudio en detalle.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.a.- Los rasgos tafonómicos del primer tramo de la unidad basal, indican unas condiciones de alta turbulencia. Los organismos encostrantes, principalmente balánidos y briozoos, aparecen invertidos respecto a su posición normal de crecimiento en la mayoría de los casos, lo que supone la removilización del substrato colonizado. Para que se produzca la colonización por organismos epibentónicos de forma profusa, como es el caso de este tramo, se precisan tasas de sedimentación bajas o, al menos, intermitentes (Brett y Baird, 1986; Holland, 1988; Meldhal y Flessa, 1990; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991; Flessa *et al.*, 1993). En un ambiente agitado con escaso aporte de material detrítico, los efectos destructivos de la exposición de los restos sobre el fondo se sumarían a los de la hidrodinámica del medio. Estos dos procesos combinados pueden ser los causantes de la destrucción tan importante que sufrieron los fósiles. No obstante, no se puede descartar la posibilidad de una alta fragmentación inducida por la acción de organismos predadores, aspecto puesto de manifiesto por Cadée (1994a; 1994b) o Cate y Evans (1994).

Este tramo se formó en un ambiente de plataforma interna ("offshore" superior) o submareal profundo ("shoreface" inferior) sometido a una cierta turbulencia. Los restos se acumularon como consecuencia de repetidos enterramientos con pulsos de sedimentación y periodos de tiempo relativamente dilatados de exposición sobre el fondo.

Hacia el techo del tramo disminuye considerablemente la cantidad de fósiles, que son diluidos en la matriz. Esto puede interpretarse como un incremento en los aportes en relación

a la productividad biológica (Kidwell, 1985; 1986). La ausencia de estructuras sedimentarias y la existencia de un sedimento más fino en comparación con las calcarenitas subyacentes pueden sugerir un medio menos turbulento. Sin embargo, no es fácil atribuir estas condiciones a un aumento en la profundidad o a un medio protegido. Un aumento en la batimetría puede estar apoyado por la existencia de un valor relativamente alto en la relación foraminíferos planctónicos / bentónicos, como han señalado diversos autores (e.g. Bignot, 1988; Seibold y Berger, 1993).

El límite superior del tramo está intensamente bioturbado por trazas, fundamentalmente verticales. Una intensa bioturbación puede deberse a una ralentización o parada en la sedimentación, que permite establecerse a una comunidad de fondos blandos durante un tiempo considerable (Dodd y Stanton, 1981; Bromley, 1990). Puede interpretarse esta superficie bioturbada como una superficie de omisión.

1.b.- El segundo tramo muestra una evolución vertical similar a la del anterior. En la base se encuentran elementos faunísticos que se encontraban ausentes o muy escasos en el primer tramo, como valvas completas de *Glycymeris* sp, y hay un aumento en el contenido en *Ostrea edulis*. Toda la asociación muestra un alto grado de fragmentación, abrasión y desarticulación, lo que indica un medio energético en el que los restos estuvieron expuestos a una continua removilización (Brett y Baird, 1986; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991).

En la parte media del tramo hay un nivel de acumulación de *Ostrea edulis*. Es un cuerpo canalizado con relleno granodecreciente y claros indicios de un transporte tractivo. Las propiedades tafonómicas de los fósiles acumulados en dicho nivel corroboran la naturaleza transportada de la acumulación: desarticulación total, alto grado de fragmentación, ausencia de individuos cementados y mayor proporción de valvas derechas que de izquierdas.

Las arenas del final del segundo tramo suponen un aumento en la tasa de sedimentación terrígena, una situación similar a la comentada para el tramo subyacente. De este modo, las conchas están más dispersas entre la matriz y muestran mejor grado de preservación (15,7 % de restos completos), producido por un enterramiento rápido. Entre los restos se encuentran individuos de *Modiolus* sp, bivalvo con una concha fina y frágil, que usualmente habita en fondos arenosos estables y con escasa turbulencia (Stanley, 1972). Una tasa de sedimentación importante y una baja energía están corroboradas por la existencia de individuos de *Pinna* sp articulados, algunos preservados en posición de vida. Esto puede explicar también que aparezca un 30,8 % de bioclastos con las aristas agudas o la ornamentación conservada intacta. Por otra parte, la propia naturaleza del sedimento (limos-arenas finas), y la ausencia de estructuras sedimentarias indican un medio poco turbulento.

El paso de las calcarenitas a estos materiales supone una deriva en las condiciones ambientales, de forma que se pasa de un medio submareal energético a un fondo más tranquilo con mayor tasa de sedimentación. Este cambio puede deberse, probablemente, a un aumento en la profundidad.

1.c.- La aparición de los primeros cuerpos de arenas bioclásticas discontinuos entre los limos arenosos se ha considerado el inicio del tercer tramo. Las propiedades tafonómicas y la composición taxonómica muestran diferencias notables entre las calcirruditas y las arenas. En el primer caso predominan *Chlamys* sp, *Pecten* sp, *Glycymeris* sp y *Ostrea edulis*, esta última ganando importancia hacia techo. Todos estos fósiles aparecen muy fragmentados y abrasionados, formando parte de las láminas de la estratificación cruzada y/o de los depósitos basales residuales. Se trata de depósitos de alta energía. Las estratificaciones cruzadas de tipo "hummocky", la granoclasificación positiva, los contactos netos, la laminación cruzada y los rellenos basales residuales indican que son niveles de tormentas. Existen numerosos ejemplos en la literatura que describen capas de tormentas con características similares a las aquí comentadas (Parsons *et al.*, 1988; Seilacher, 1991 y Seilacher y Aigner, 1991; Cheel y Leckie, 1992; Myrow, 1992).

Por otro lado, en el sedimento interniveles es bastante frecuente la presencia de *Pinna* sp y *Panopea* sp, este último predominando hacia techo, conservados en posición de vida. En el caso de *Panopea* sp se encuentran ejemplares en el interior de las galerías construidas como habitáculos. Estos rasgos de preservación son típicos de enterramientos catastróficos repentinos que sepultaron la fauna y provocaron su muerte por asfixia. Son depósitos de "obrutión" (Seilacher *et al.*, 1985; Brett y Seilacher, 1991; Brett, 1992; Seilacher, 1992). Tanto *Pinna* como *Panopea* tienen un potencial de escape al enterramiento (en el sentido de Kranz, 1972a; 1972b) muy reducido, por lo que un enterramiento instantáneo por una capa de sedimento de un cierto espesor causa su muerte. El modo de vida de ambos organismos, semiendosedimentario bisado para *Pinna* y endosedimentario profundo para *Panopea*, aumenta el potencial de preservación en su posición de vida original tras un enterramiento repentino (Kranz, 1972a; 1972b; Peterson, 1985; Palmquist, 1990; 1991). El material que provocó la muerte de los organismos que habitaron el sedimento interniveles fue el aportado por las tormentas. Las galerías truncadas por los niveles de tormentas con individuos de *Panopea* sp en su interior, prueban el enterramiento catastrófico por estos depósitos.

Por las características expuestas hasta el momento, la base del tercer tramo se formó en un medio submareal afectado por tormentas. Durante las condiciones normales habría una alta tasa de sedimentación, que preservaría la fauna relativamente bien. Durante las tormentas se formarían los niveles de acumulación de fósiles propiamente dichos, preservando los restos anteriores en su posición original de crecimiento.

Hacia el techo del tramo aumenta la proporción de depósitos de tormentas en relación con el sedimento interniveles. En los primeros se observan superficies de amalgamación entre niveles, mientras que en los segundos se produce un incremento en el tamaño de los bioclastos. Por ello, se infiere un ambiente más somero con depósitos de tormentas proximales (Seilacher y Aigner, 1991; Seilacher, 1991).

2.- En la segunda unidad las superficies de amalgamación internas, la existencia de estratificaciones cruzadas, la preservación diferencial de restos y la práctica ausencia de matriz indican que se trata de depósitos producidos por repetidas tormentas. La exhumación por erosión y el aventado del material fino son los mecanismos preponderantes durante el depósito de esta unidad. Aunque en conjunto se trate de una acumulación compleja o de eventos múltiples en el sentido de Kidwell *et al.* (1986), internamente se puede establecer una diferenciación. Así, los fósiles se acumulan como material residual ("lag"), marcando las superficies de amalgamación y produciendo rellenos granodecrecientes hacia techo. Estos rellenos residuales indican un transporte por tracción sobre el fondo durante la tormenta (Seilacher y Aigner, 1991; Seilacher, 1991).

En resumen, la segunda unidad se depositó en un ambiente somero, probablemente submareal somero, influido por tormentas.

3.- Para la interpretación de la última unidad es importante el análisis de las estructuras sedimentarias. En conjunto, presenta un dispositivo estrato y granocreciente a techo. Este ordenamiento es el producto de la progradación de un delta afectado por olas y mareas (Ferriz y Aguirre, 1992; Aguirre, en revisión). Esta unidad presenta un descenso en la proporción del material detrítico grueso de NNW a SSE, lo que se interpreta como un gradiente proximal-distal por pérdida de competencia de las corrientes que transportaban los aportes (Nemec y Steel, 1984; Arche, 1989; Li y Komar, 1992).

El contacto inferior está representado por una superficie irregular erosiva con depósitos basales residuales de conchas y material detrítico grueso. El 100 % de los restos se encuentran rotos y desarticulados. Localmente se encuentran acumulaciones dominadas por nódulos de serpúlidos y rodolitos formado "ripples" de oscilación de gran longitud de onda y baja amplitud. Las algas corallináceas presentan los márgenes con marcas de erosión y abrasión. Todo esto indica un fondo somero, afectado por oleaje con capacidad suficiente como para remover material grueso. La morfología de crecimiento y la composición taxonómica de las algas refuerzan la idea de un fondo somero y energético. Se trata de nódulos de serpúlidos y rodolitos formados por *Lithophyllum incrustans* y *L. pustulatum* con talos masivos o laminares superpuestos, dando una estructura masiva.

Por encima se encuentran los cuerpos tabulares en los que se pasa de conglomerados en la parte baja a arenas gruesas-microconglomerados hacia techo, dando una alternancia. Este cambio litológico lleva asociada una variación en el tipo de estructuras sedimentarias. Las arenas muestran estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo, unidireccionales y con superficies de reactivación internas, mientras que los conglomerados tienen estratificaciones cruzadas en artesa de gran ángulo. Hacia techo disminuyen las arenas en importancia en favor de niveles conglomeráticos masivos, o con granoselección positiva, y una estratificación cruzada en artesa burdamente conservada. Además, aparecen algunos cuerpos con geometrías canalizadas.

Esta evolución vertical supone la progradación de un delta. En la base de la tercera unidad, el periodo de recurrencia de los aportes fue lo suficientemente grande como para que dominaran los procesos marinos sobre los fluviales. De esta forma, cada entrada de material fue seguida por un retrabajamiento debido fundamentalmente al oleaje, formando cordones de playas. Los conglomerados representan las facies de "shoreface", mientras que las arenas muestran las estructuras típicas de "foreshore". Hacia arriba, según avanzaba el sistema emisor, los procesos de redistribución marinos van perdiendo importancia progresivamente sobre los mecanismos fluviales, con mayor afluencia de aportes gruesos, ausencia de depósitos intermareales y presencia de cuerpos canalizados con granoselección positiva. El que las estructuras sedimentarias, tanto intermareales como submareales, sean más conspicuas hacia el SSE indica que la redistribución marina del sedimento gana importancia en ese sentido. Por tanto, se puede pensar en un aporte procedente desde el N.

Todos los fósiles se encuentran incluidos en estructuras sedimentarias, lo que pone de manifiesto una clara removilización de los restos. Esto viene corroborado por los atributos tafonómicos observados: total desarticulación, fragmentación y abrasión y predominio casi absoluto de restos orientados con la concavidad hacia abajo (Tabla 5.III).

Según la clasificación de los tipos de costas de Boyd *et al.* (1992), los sedimentos que constituyen la tercera unidad en La Barrosa se corresponden con una costa influida por el oleaje, con playas adosadas al continente ("strandplains") y con aporte de material detrítico por deltas. La evolución en el tiempo de las facies indica un progresivo dominio del influjo deltaico (Aguirre, 1990; 1991; en revisión; Ferriz y Aguirre, 1992). Este aspecto se tratará más adelante en el apartado de Paleogeografía.

CUENCA DE JEREZ

La cuenca de Jerez (*sensu* Benkhelil, 1976) está situada entre la Bahía de Cádiz y el valle del Guadalquivir. El substrato sobre el que se depositaron los materiales pliocenos en

esta cuenca está constituido por depósitos neógenos. Se trata de arcillas diatomíticas ("moronitas") conocidas en la región como "albarizas", depósitos con un ordenamiento interno caótico, formados en su mayor parte por bloques olistostrómicos triásicos y arcillas del Mioceno superior (Benkhelil, 1976; Divar Rodríguez *et al.*, 1988).

En la cuenca de Jerez, el Plioceno, expuesto en afloramientos generalmente pequeños y muy dispersos, está compuesto por dos unidades separadas por una discordancia angular y erosiva. La superficie límite entre ambas unidades está marcada por una capa muy característica de areniscas bioclásticas cementadas, situada justo en el techo de la unidad infrayacente. Tiene un espesor de entre 5 y 7 cm, muy constante lateralmente. En afloramientos situados al N de Lebrija, Cerro de San Benito, se observa un contacto semejante separando dos conjuntos litológicos similares a los de la sección que aquí se estudia. La sección elegida está localizada en el Cortijo del Rosario, en los alrededores del pueblo Mesas de Asta, kilómetro 12 de la carretera Jerez-Trebujena (NNW de Jerez). La sección se encuentra en una zona de intenso cultivo por lo que no se ha podido estudiar de forma continua. En el siguiente apartado la describiré como una sección sintética, denominada sección de Asta Regia.

Sección de Asta Regia

En esta sección el Plioceno se dispone discordantemente sobre margas y arcillas del Mioceno superior (Benkhelil, 1976; Divar Rodríguez *et al.*, 1988). Está constituido por dos unidades separadas por una discordancia (Fig. 5.22).

1.- La unidad inferior tiene una potencia variable, con 15-20 m desde la base en el lugar de mejor exposición hasta. Esta unidad muestra un buzamiento de unos 20° hacia el ESE. Está formada por arenas con intercalaciones de bancos de areniscas cementadas. En las arenas, los fósiles tienen un empaquetamiento disperso a poco denso, con el 10 % del volumen. Contienen una asociación muy variada dominada por bivalvos: *Chlamys seniensis* Lamarck, *C. opercularis* Linneo, *C. multistriata* Poli, *Palliolum (Lissochlamys) excisum* (Bronn), *Pseudamussium clavatum* Poli, *Flexopecten flexuosa*, *Flabellipecten bosniascki*, *Pecten jacobaeus*, *Ostrea edulis*, *Modiolus* sp y algunos moldes no identificados. Aparecen también braquiópodos, balánidos y moldes de gasterópodos, fundamentalmente turritélidos y natícidos. Toda esta fauna tiene un grado de conservación relativamente bueno. Así, se aprecia una proporción importante de restos completos aunque no tantos articulados. Localmente, y distribuidos aleatoriamente, se encuentran nódulos de areniscas, con morfologías irregulares, más cementados que el sedimento circundante. Están constituidos casi exclusivamente por concentraciones de moldes de bivalvos y gasterópodos. Los bivalvos más abundantes son atribuibles a la familia Cardiidae y los gasterópodos son turritélidos y natícidos.

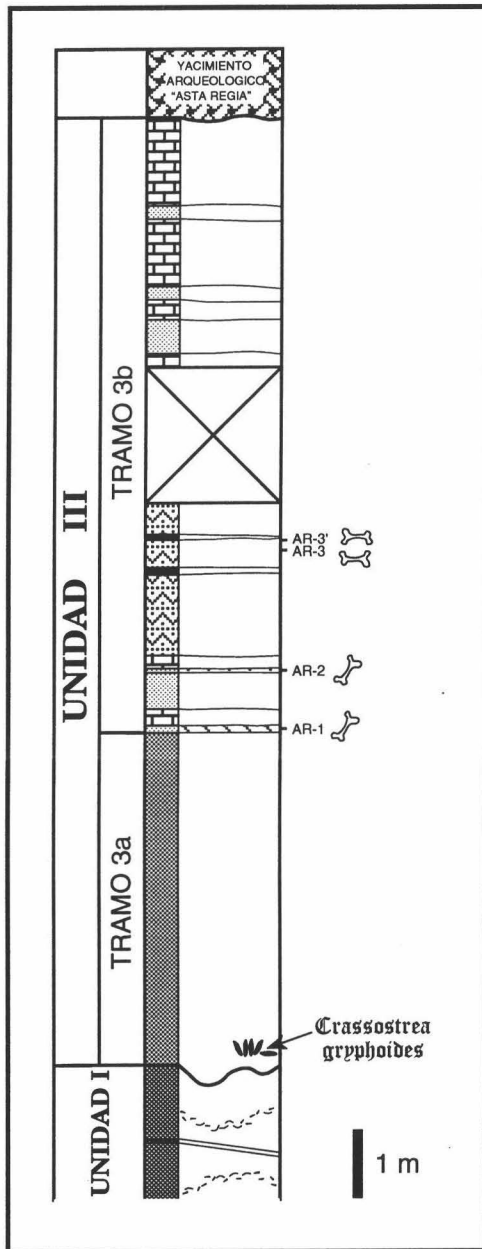


Fig. 5.22.- Columna estratigráfica de Mesas de Asta.

Las areniscas cementadas intercaladas son de morfología tabular y muy continuas en la horizontal, con espesores que varían entre 10 y 50 cm, y con estratificaciones cruzadas de tipo "hummocky" o en artesa. El contenido en fósiles es muy variable, desde un empaquetamiento prácticamente "barren" hasta poco denso o denso, con el 20 % del volumen. Las capas fosilíferas tienen un muro irregular y rellenos basales residuales de bioclastos muy fragmentados, abrasionados y raramente completos. Fundamentalmente se trata de acumulaciones de pectínidos (*Chlamys* spp, *Pecten* sp, *Flabellipecten* sp) y ostreidos (*Ostrea edulis*, *Crassostrea* sp). No obstante, también se encuentran algunos cuerpos con bases canalizadas, dominados casi exclusivamente por *Modiolus* sp.

Tanto las areniscas y las acumulaciones de fósiles, como el sedimento interniveles están afectados por trazas de bioturbación, fundamentalmente *Ophiomorpha nodosa* Lundgren y *Skolithos* sp (probablemente *S. linearis* Haldeman según la definición y figuraciones de Curran, 1985) verticales o ligeramentes inclinadas (ii3). Algunas trazas están truncadas a techo por las capas de areniscas cementadas, mientras que otras las atraviesan.

En el talud de la carretera Jerez-Trebujena (km 11) aflora esta unidad con sedimentos similares a los descritos anteriormente. Cabe resaltar, sin embargo, la existencia de un banco de acumulación de fósiles de unos 60 cm de espesor, con una estructura interna compleja, en el techo de la sección. Cuerpos similares han sido descritos en otros puntos de las provincias de Cádiz y Sevilla por Viguier (1974), que los denominó "fallum". Están formados, principalmente, por acumulaciones densas de bivalvos y gasterópodos con un alto grado de fragmentación y desarticulación.

2.- La segunda unidad se dispone horizontalmente, fosilizando un paleorrelieve creado a techo del conjunto inferior. Se pueden reconocer dos tramos bien diferenciados.

2.a.- El primer tramo tiene una potencia aflorante de 6 a 10 m. La parte baja tiene muy malas condiciones de afloramiento, ya que son materiales usados para el cultivo. Por tanto, su descripción está basada en observaciones parciales.

Directamente sobre la superficie que limita ambas unidades, hay unas arenas marrones con estratificaciones cruzadas en artesa y carentes de fósiles. Lateralmente, pasan a limos verdosos que contienen algunos restos agrupados ("clumps") de *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim) conservados en posición de vida. En un afloramiento próximo, canteras de Majarazotán (Fig. 5.1), aparecen unos sedimentos similares, también con *C. gryphoides*, mejor expuestos que en el afloramiento de Asta Regia. Benkheilil (1976) los sitúa directamente sobre materiales equivalentes a la unidad inferior de Asta Regia. No obstante, como consecuencia del relleno de las canteras, este dato no se puede contrastar en la actualidad.

Hacia techo pasan gradualmente a arenas medias cuarzosas amarillentas, masivas, muy limpias de sedimento fino, con los granos bien redondeados y sin fósiles reconocibles. El espesor aflorante varía entre 6 y 10 m. Acaban en un nivel, de 8 a 10 cm de espesor, de arcillas de color marrón oscuro y con estructuras poligonales edáficas.

2.b.- El segundo tramo varía entre 5 y 8 m de potencia. Está formado por una alternancia de calizas, arcillas, arcillas diatomíticas y silex. Hay dos secuencias elementales: a) una en la que las arcillas pasan a arcillas diatomíticas con un cambio de color, b) otra en la que las arcillas pasan progresivamente a calizas con una capa intermedia delgada de margas. En ambos casos la transición se produce rápidamente aunque de forma gradual.

Las calizas, masivas y de color blanquecino, aumentan en proporción hacia techo. Contienen algunos moldes de gasterópodos mal preservados difíciles de identificar. Algunas formas reconocibles pueden asignarse al género *Aplexa*, gasterópodo continental pulmonado. Se encuentran dispersos, con un porcentaje inferior al 5 % del volumen.

Las arcillas tienen una potencia que oscila entre 8 y 10 cm y una estructura masiva, aunque en algunos casos aparecen estructuras poligonales edáficas. Es frecuente encontrar restos carbonosos en laminas horizontales y pequeños nódulos de carbonato de morfologías muy irregulares. Contienen una abundante fauna de gasterópodos continentales y restos de vertebrados. Los gasterópodos están mayoritariamente completos, con la concha original y con un magnífico grado de preservación. A menudo, se puede identificar, incluso, la capa más externa (periostraco) con el brillo conservado y, en menos ocasiones, patrones de coloración. Los restos de peces, anfibios, reptiles y micromamíferos asociados presentan también un buen grado de preservación. Es posible encontrar vértebras de peces con las apófisis completas, fragmentos de caparzones de tortugas con algunas placas articuladas y huesos largos de micromamíferos completos.

Entre los gasterópodos se encuentran las especies *Planorbis planorbis* (Linneo), *Planorbina* sp, *Ancylus fluviatilis* Müller, *Coretus* sp, *Pseudotachea concudensis* Jodot, *Aplexa* sp y *Stagnicola palustris* (Müller). Tienen un empaquetamiento disperso, con un 5 % del volumen. Localmente se encuentran formando capas de acumulación de unos 5 cm de espesor y dimensiones horizontales métricas. En estas capa hay un empaquetamiento de fósiles poco denso y un volumen de aproximadamente el 10 %. De micromamíferos se han identificado las siguientes especies, *Episoriculus gibberodon* (Petenyi, 1864), *Stephanomys donnezani* (Déperet, 1880), *Castillomys crusafonti* (Michauxi, 1969), *Paraethomys jaegeri* (Montenat & De Bruijn, 1976), *P. cf. meini* (Michauxi, 1969), *Rhagapodemus cf. balleoi* Mein & Michauxi, 1970, *Apodemus dominans* Kretzoi, 1959, *Eliomys intermedius* Friant, 1953, *Dolomys adroveri* Feijfar, Mein & Moissenet, 1990, *Ruscinomys europaeus* (Déperet, 1880), *Prolagus cf. michauxi* López, 1975, *Protatera* nov. sp. y ejemplares

indeterminados pertenecientes a las familias Leporidae y Soricidae. Asociados a los micromamíferos hay una gran cantidad de restos de peces, ranas, tortugas y dientes de cocodrilo (Aguirre *et al.*, en prensa).

Las arcillas diatomíticas son de color blanquecino y estructura masiva. Varían en espesor entre 30 cm y 70 cm. Contienen las mismas especies de gasterópodos, así como restos de micromamíferos y fragmentos de caparazones de tortugas.

Los niveles de sílex son de color negro. Hay varios niveles más o menos continuos, con un espesor entre 5 y 10 cm, intercalados entre las arcillas diatomíticas.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.- Las capas de areniscas cementadas presentan estructuras internas típicas de capas de tormentas: granoselección normal, contactos netos y estratificaciones cruzadas de tipo "hummocky" y en artesa (Seilacher y Aigner, 1991; Seilacher, 1991; Cheel y Leckie, 1992; Myrow, 1992). Son también típicos de tempestitas los muros erosivos de las acumulaciones de fósiles.

Además de estas características sedimentarias, los fósiles presentan rasgos de preservación diferenciales que indican la influencia de tormentas. Algunos se encuentran en excelentes condiciones de conservación y otros muy fragmentados y abrasionados. Entre los que aparecen bien conservados no existen diferencias según el modo de vida. Así, se encuentran individuos articulados de episedimentarios, como algunos pectínidos (principalmente *Flexopecten flexuosa*, *Flabellipecten* sp y *Palliolum (Lyssochlamys) excisum*), y endosedimentarios profundos (*Panopea* sp), someros (cardídeos) o que viven semienterrados (*Modiolus* sp y *Pinna* sp). Hay que señalar la presencia de un nivel monotípico con individuos de *Pinna* sp, conservados en su posición original de crecimiento. Esta preservación mixta señala tasas de sedimentación altas y/o enterramientos rápidos. La formación de las acumulaciones de fósiles puede explicarse de la siguiente forma. Durante la etapa de máxima energía de las tormentas el fondo estaría sometido a una erosión intensa (Hayes y Boothroyd, 1969; Nummendal, 1991; Seilacher y Aigner, 1991), de forma que algunos organismos (vivos o muertos ya enterrados) serían exhumados y removilizados. Con la resaca de la tormenta, el sedimento acumulado en zonas someras es transportado hacia el interior de la plataforma, y enterraría los restos previamente expuestos, formando las acumulaciones con muros erosivos, con depósitos basales residuales de fósiles ("lags") y rellenos granodecrecientes a techo. Un origen similar ha sido sugerido por Dabrio *et al.* (1988) para explicar los niveles de acumulación de fósiles en el Plioceno de Huelva. Ocasionalmente, el sedimento sepultó a organismos que estaban viviendo en ese momento

(caso del nivel de *Pinna* sp), produciendo una acumulación autoctona según Kidwell *et al.* (1986). En este caso la muerte de la fauna fue por axfisia tras el enterramiento ("obrution lagerstätte deposit", Seilacher *et al.*, 1985; Brett y Seilacher, 1991; Brett, 1992; Seilacher, 1992). Las repetidas tormentas producirían destrucción por erosión y removilización de numerosos restos y enterramientos prolongados de otros, aislándolos de los procesos destructivos que se producen en la zona tafonómicamente activa (TAZ de Powell *et al.*, 1989). Esta es la zona superior de la columna de sedimento en la que los restos están sometidos a la destrucción por los diferentes procesos tafonómicos.

Las trazas predominantes son *Ophiomorpha nodosa* y otras atribuibles a *Skolithos linearis* (?). En algunos casos, los extremos superiores de las trazas están truncados por las capas de areniscas cementadas, lo que indica un claro depósito repentino que enterró las galerías. Tanto *Ophiomorpha* como *Skolithos* son representantes típicos de las icnofacies de *Skolithos* de Seilacher (1967), características de fondos móviles afectados por erosión y enterramiento rápidos (Seilacher, 1967; Frey *et al.*, 1978; Ekdale, 1985; Pemberton y Frey, 1985; Curran, 1985; Frey *et al.*, 1987; Ekdale, 1988; Jones y Pemberton, 1989; Dam, 1990; Bromley, 1990). Normalmente, estas características concurren en ambientes someros afectados por tormentas (Ekdale, 1988). Un criterio adicional es el predominio de trazas verticales de *O. nodosa*, que se han interpretado como típicas de medios litorales sometidos a alta energía, con tasas de sedimentación elevadas (Jones y Pemberton, 1989).

En resumen, la primera unidad de la sección de Asta Regia puede interpretarse como un depósito de un ambiente submareal somero, afectado por tormentas y con tasas de sedimentación relativamente altas. Las tormentas producirían conjuntamente exhumación de restos, con la consecuente fragmentación y abrasión de los mismos por removilización, y enterramientos rápidos que producirían acumulaciones de fósiles con un buen grado de preservación.

Un tipo de preservación curioso en estos materiales es el que presentan los moldes, tanto de bivalvos como de gasterópodos, casi exclusivamente limitados al interior de concreciones de areniscas. Aguirre y Ferriz (1993) han propuesto un mecanismo de preservación diferencial de moldes en el interior de nódulos aislados de areniscas, en sedimentos equivalentes en Lebrija (Sevilla). Según este modelo, la disolución de las conchas de los propios organismos (de naturaleza aragonítica) aportaría el carbonato, que precipitó en las proximidades de los restos. Este carbonato cálcico crearía una orla de cementación temprana que contribuyó a la preservación diferencial de los restos, ya que aumentó la dureza del sedimento en torno a los organismos, aislándolos de procesos tafonómicos destructivos. La formación de estas concreciones ocurre durante la diagénesis temprana, y se favorecen en ambientes con tasas de sedimentación altas (Brett y Baird, 1986), condiciones que coinciden con las propuestas anteriormente.

2.- La segunda unidad en Asta Regia presenta un potencial de estudio muy limitado, dada la pobre exposición superficial de sus materiales. Sólo los del segundo tramo pueden analizarse con detalle. Las observaciones puntuales realizadas en el primer tramo de esta sección se pueden complementar con las realizadas en otras secciones de la cuenca de Jerez (canteras de Majarazotán y Melgarejo), o en la provincia de Sevilla (El Cuervo, Lebrija, Fig. ?MAPA), que presentan una estratigrafía idéntica.

2.a.- Tanto en Asta Regia como en Majarazotán, hay agrupaciones puntuales de *Crassostrea gryphoides* en los limos arcillosos de la base del primer tramo. Se encuentran dispuestas verticalmente, articuladas y cementadas unas a otras, manteniendo su posición normal de crecimiento. En la actualidad, *Crassostrea* vive usualmente en subambientes restringidos y salobres de deltas o estuarios, donde forma bioconstrucciones más o menos voluminosas (Norris, 1953; Stenzel, 1971; Lawrence, 1971; Grinnell, 1974; Herb, 1984; Frey *et al.*, 1987). Numerosos ejemplos fósiles o subactuales de bioconstrucciones de *Crassostrea* se consideran formados en ambientes similares (Hudson 1963a; 1963b; Stenzel, 1971; Laurain, 1984; Herb, 1984; Chinzei, 1984; Demarcq y Demarcq, 1989; 1990). El contexto paleogeográfico y deposicional de la segunda unidad en el ámbito de los alrededores de la Bahía de Cádiz apuntan a un subambiente deltaico restringido. Ambos aspectos ya han sido señalados por Ferriz y Aguirre (1992) y Aguirre (en revisión).

Para analizar las arenas que se superponen a los materiales anteriores, de nuevo es necesario recurrir a secciones adicionales, en las que hay mejor calidad de exposición, como El Cuervo y Lebrija. En ambas localidades, al igual que en la sección de Asta Regia, se trata de arenas muy bien clasificadas y lavadas de material fino. Aparecen entre ellas cuerpos canalizados de conglomerados cuarcíticos, con rellenos granodecrecientes a techo y estratificaciones cruzadas en artesa. Puntualmente se observan capas milimétricas de carbón a techo de los canales, o distribuidas entre el sedimento. Asimismo, se observan rizocreaciones que destruyen parcialmente las estructuras sedimentarias. En ningún caso se han encontrado fósiles. Todos estos rasgos indican un medio de depósito fluvial, con un alto grado de madurez textural de los sedimentos.

Las estructuras poligonales desarrolladas en las arcillas del techo de las arenas son formaciones típicas de procesos edáficos (Driese y Foreman, 1992). En las secciones de Lebrija y El Cuervo se observa un nivel de características similares y en la misma posición estratigráfica. En el caso de Lebrija ha sido interpretado como un paleosuelo (HERRING, S. A., 1977). Los nódulos de carbonato presentes en las arcillas también tienen un origen pedogénico como producto de la precipitación de carbonatos a partir de aguas saturadas, en climas secos y con una marcada estacionalidad (Mack, 1992; Turner, 1993).

Otro argumento en favor de este paleoclima es la presencia de cristales idiomorfos de cuarzo formados por sobrecrecimiento de sílice sobre cantos redondeados de cuarzo (Wagh, 1970a; 1970b; Leeder, 1982).

2.b.- En los estudios tafonómicos de invertebrados lacustres o continentales se pueden usar los mismos atributos tafonómicos utilizados en ambientes marinos (Good, 1987; Hanley y Flores, 1987; Pip, 1988; Cohen, 1989; Cummins, 1994). No obstante, hay que tener en cuenta una serie de procesos propios que producen resultados algo diferentes a los registrados en medios marinos, como por ejemplo la química del agua (Cummins, 1994). Normalmente, el agua dulce está infrasaturada en carbonatos, por lo que la preservación de los organismos puede estar muy alterada (Canfield y Raiswell, 1991a; Cummins, 1994). Esto podría explicar la preservación de los gasterópodos en las calizas, que aparecen como moldes incompletos y mal conservados debido, probablemente, al ataque químico que sufrieron las conchas en condiciones lacustres. Por el contrario, los gasterópodos incluidos en las arcillas marrones conservan la concha original. Esta diferencia se puede explicar porque las arcillas se comportan como un sistema prácticamente cerrado, debido a su baja permeabilidad, favoreciendo la preservación de las conchas (Powell *et al.*, 1989; Tucker, 1991).

Las propiedades tafonómicas de los gasterópodos de las arcillas marrones indican un medio de depósito de muy baja actividad hidráulica, un enterramiento rápido y un transporte mínimo. La preservación del periostraco y de las bandas de color es una prueba directa de ello (Hollingworth y Barker, 1991). Todo esto, junto con la presencia de restos carbonosos, indica un depósito palustre o de zona marginal de un lago.

Prácticamente todos los gasterópodos reconocidos pertenecen al orden Basommatophora, gasterópodos pulmonados que viven en medios dulceacuícolas (Good, 1989). Según este autor, los representantes actuales de este orden viven asociados a la vegetación que puebla los bordes de zonas lacustres o palustres, en parte expuestas subaéreamente. Su presencia en las arcillas marrones masivas apoya la interpretación hecha para estos depósitos. Únicamente se ha identificado una especie de gasterópodo pulmonado terrestre, *Pseudotachea concudensis* (orden Stylommatophora, familia Helicidae), que indica la existencia de mezcla en las asociaciones. La mezcla no debió producirse, sin embargo, por transporte, excluido por las propiedades tafonómicas comentadas. La formación de estas asociaciones mixtas pudo producirse por una muerte catastrófica de los gasterópodos terrestres por subidas del nivel de las aguas en épocas de crecida que afectaron a las zonas del borde de lago o palustres. De este modo, pudieron quedar atrapados en el sedimento sin ningún tipo de transporte mecánico, que hubiese destruido la capa externa de las conchas (Hollingworth y Barker, 1991).

Las arcillas diatomíticas pueden interpretarse como depósitos debido a explosiones demográficas de algas en el lago como consecuencia de una alta productividad primaria, algo similar a lo que ocurre en medios marinos (e.g. Carson, 1991). A corto plazo, procesos de este tipo ocurren en muchos lagos durante la primavera, después de la mezcla de aguas (Anadón, 1989). Diversos autores citan la presencia de capas ricas en diatomeas asociadas a depósitos lacustres, pero normalmente son de escaso espesor (Kelts y Hsü, 1978 en Anadón, 1989; Vilaplana *et al.*, 1983). En el caso de la sección de Asta Regia, no queda suficientemente claro el origen de estos niveles, que pueden alcanzar hasta 70 cm de potencia en algunos puntos.

Las capas de silex, con espesores de sólo algunos centímetros (5-7 cm) están estrechamente asociados a las arcillas diatomíticas. Su origen puede estar en la segregación de sílice, en este caso aportada por los esqueletos de diatomeas, durante la diagénesis (Carson, 1991).

En resumen, la segunda unidad muestra una tendencia de continentalización progresiva de muro a techo. Se pasa de depósitos marinos restringidos, en la base, a sedimentos lacustres, pasando por materiales fluviales. Esta evolución vertical es similar en todos aquellos puntos donde aflora la unidad (Fig. 5.1). Ya que el objetivo de esta tesis es el estudio de los materiales marinos, el análisis de los sedimentos lacustres queda al margen del propósito principal. No obstante, los datos disponibles sobre estos sedimentos indican que se formaron en un lago poco profundo, con escasa pendiente y con una orla palustre. Platt y Wright (1992) han propuesto los Everglades de Florida como un equivalente actual de este tipo de formaciones.

ANALISIS DE TAFOFACIES

El análisis tafonómico llevado a cabo en las secciones estudiadas permite establecer un modelo de tafofacies para los sedimentos pliocenos que afloran en el litoral occidental de Cádiz. Las diferentes tafofacies que se pueden reconocer coinciden, en gran medida, con los distintos ambientes y subambientes sedimentarios propuestos para cada unidad. En los sucesivos apartados se describirán las tafofacies definidas, sus rasgos distintivos y los sedimentos que caracterizan. Se pueden reconocer seis tafofacies: tafofacies de plataforma externa; tafofacies de plataforma interna distal; tafofacies de plataforma interna proximal; tafofacies de bahía protegida no alimentada; tafofacies de cordón litoral y tafofacies de litoral protegido.

TAFOFACIES 1: TAFOFACIES DE PLATAFORMA EXTERNA

La tafofacies de plataforma externa litológicamente está caracterizada por arcillas y limos arcillosos masivos, sin estructuras sedimentarias. Son sedimentos formados en la plataforma externa por debajo del nivel del oleaje de tormentas. Hay una baja abundancia y diversidad de fósiles, en los que predominan restos de los bivalvos. Las trazas de bioturbación son los elementos más significativos.

Los fósiles están dispersos y no forman niveles de acumulación definidos. Los atributos tafonómicos que caracterizan esta tafofacies son una alta proporción de bivalvos completos, aunque desarticulados en la mayoría de los casos, y ausencia de abrasión. Entre la fauna acompañante, se encuentran restos de vertebrados marinos completos o parcialmente articulados. La desarticulación está relacionada con la actividad de organismos bioturbadores y la descomposición pasiva del ligamento, más que con la energía del medio.

Prácticamente el 100 % de los invertebrados preservan la concha calcítica, mientras que las formas originalmente aragoníticas han sido disueltas. La disolución debió producirse en fases tempranas de la diagénesis ya que no se conservan moldes.

Aunque diversos factores, como la tasa de sedimentación, la baja energía del medio, la bioturbación o los niveles de oxigenación del fondo, interaccionan en esta tafofacies, el factor clave que controla los atributos tafonómicos y la dispersión de los restos parece ser una tasa de sedimentación de moderada a alta. Una elevada tasa de sedimentación, junto con un escaso contenido en oxígeno favoreció la conservación de individuos de cetáceos completos o

parcialmente completos y de partes esqueléticas de vertebrados marinos articuladas. La alta tasa de sedimentación y el tipo de sedimento inhibieron el desarrollo de organismos encostrantes. Asimismo, una tasa de sedimentación elevada previno la formación de niveles de acumulación discretos.

En la tafofacies de plataforma externa dominan los procesos tafonómicos y sedimentarios que acontecen durante las condiciones normales ("background"), mientras que los procesos episódicos no han dejado registro alguno. Estos últimos pueden estar enmascarados por la bioturbación de fondo, que amplifica la importancia de los procesos "background". Se puede decir, por tanto, que las señales tafonómicas que han prevalecido son las señales discretas (en el sentido de Speyer y Brett, 1991) debidas a procesos continuos.

Esta tafofacies se reconoce en la primera unidad del afloramiento de Roche, donde se registran los depósitos más distales dentro del área de estudio. En el afloramiento de Santa María del Mar (Cádiz) también era posible reconocer esta tafofacies en la base de la sección.

TAFOFACIES 2A: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA DISTAL

Los rasgos sedimentarios distintivos de esta tafofacies son la presencia de tempestitas distales y una granulometría mayor que en la tafofacies precedente. Los sedimentos son limos a arenas medias, masivas, sin estructuras sedimentarias, excepto en los niveles de tormentas, en los que se pueden reconocer granoselección y/o "ripples" de corrientes.

La bioturbación sigue siendo el elemento característico, junto a asociaciones de invertebrados con baja diversidad y abundancia, comparables a las de la tafofacies de plataforma externa. Los atributos tafonómicos son también similares a los de la tafofacies anterior. La buena preservación de los restos caracteriza la tafofacies de plataforma interna distal, aunque la desarticulación es importante, principalmente debida a la bioturbación y descomposición pasiva del ligamento. Igual que en la tafofacies de plataforma externa, una tasa de sedimentación moderada parece ser el factor clave en la preservación y distribución de los bioclastos.

Es una tafofacies en la que dominan los procesos tafonómicos y sedimentarios "background", pero los procesos episódicos dejan un registro sedimentario significativo. Esta situación permite diferenciar los fenómenos tafonómicos ocurridos durante la sedimentación normal de los eventos, en este caso tormentas. No obstante, la bioturbación homogeneiza el sedimento y, a la vez, oblitera algunos rasgos sedimentarios episódicos. Esto contribuye a aumentar la representación de los procesos no episódicos, por lo que la

bioturbación produce señales tafonómicas compuestas ("compounded signatures" de Speyer y Brett, 1991).

Esta tafofacies se reconoce en los limos masivos verdosos que se superponen a las arcillas azules en la base de la primera unidad pliocena del afloramiento Roche.

TAFOFACIES 2B: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA PROXIMAL

En la tafofacies de plataforma interna proximal se incluyen depósitos de tormentas en ambientes someros. Los rasgos sedimentarios que caracterizan esta tafofacies son: a) presencia de niveles de tormentas con evidencias de proximalidad (amalgamación, espesor de varias decenas de centímetros, entre otros, Seilacher y Aigner, 1991; Einsele y Seilacher, 1991), b) arenas medias, c) presencia de estructuras sedimentarias conspicuas y d) formación de diversos tipos de niveles de acumulación de fósiles.

Se produce un notable incremento en la abundancia y diversidad de restos en relación con las tafofacies distal y de plataforma externa. Entre los bivalvos dominan grupos como los pectínidos, mitílidos, ostreidos, venéridos y cardiidos. Los gasterópodos son también una parte importante de la asociación, representados principalmente por natícidos y turritélidos. Junto a los moluscos, los equinodermos y los briozoos contribuyen de forma importante a la asociación. En los ejemplos estudiados en Cádiz, como elementos minoritarios aparecen algas corallináceas. Toda esta asociación confirma el carácter proximal de los sedimentos incluidos en esta tafofacies.

Junto a invertebrados con concha calcítica conservada, hay abundantes moldes de organismos con esqueleto originalmente aragonítico. Esto implica que los procesos diagenéticos tempranos favorecieron la formación de moldes por disolución y cementación temprana. Una evidencia en apoyo de esta idea es el excelente grado de preservación de algunos moldes.

Esta tafofacies se caracteriza por unos atributos tafonómicos mixtos. Es decir, hay fósiles en muy buen estado de preservación y otros altamente alterados. Así, es posible encontrar acumulaciones de organismos preservados en posición de vida, junto a niveles donde los fósiles están altamente fragmentados y abrasionados. Los factores claves que controlan este modo de preservación son una alta turbulencia en el medio y una tasa de sedimentación reducida con enterramientos catastróficos. La mayor parte de los restos están muy alterados tafonómicamente, con una elevada fragmentación, desarticulación y abrasión. Esta preservación se produce ya que es un medio por encima del nivel de base de las tormentas y, consecuentemente, el fondo estuvo sometido a un continuo retrabajamiento por

el oleaje de tormentas. Por otro lado, una tasa de sedimentación reducida favoreció que los restos permanecieran durante largo tiempo sobre la interfase agua-sedimento, aumentando el potencial de destrucción. Asimismo, las tormentas provocaron, ocasionalmente, enterramientos rápidos, originando acumulaciones de fósiles conservados prácticamente *in situ* y con muy bajo grado de destrucción.

En la tafofacies de plataforma interna proximal se incluyen los materiales de la primera unidad pliocena definida en la cuenca de Jerez, en el afloramiento de La Barrosa y en el extremo SE del afloramiento de Roche; y en el segundo tramo de la tercera unidad de este mismo afloramiento.

TAFOFACIES 3: TAFOFACIES DE BAHIA PROTEGIDA NO ALIMENTADA

Esta tafofacies se define para recoger las peculiaridades tafonómicas de los depósitos del tramo inferior de la tercera unidad del afloramiento Roche. Las condiciones deposicionales son equivalentes a las de los sedimentos de la tafofacies de plataforma interna proximal. Sin embargo, el carácter protegido del medio condiciona atributos y señales tafonómicas diferentes, aspecto que se comentará a continuación. En el ejemplo estudiado en este trabajo, la tafofacies de bahía protegida no alimentada se caracteriza por una densa acumulación de fósiles sin apenas siliciclásticos, debido a una tasa de sedimentación terrígena prácticamente nula o a un continuo aventado.

La asociación de fósiles de esta tafofacies tiene una elevada diversidad y abundancia. Ambos parámetros están favorecidos por la baja tasa de sedimentación, originándose una asociación de fósiles promediada a lo largo del tiempo ("time-averaged assemblage" de Walker y Bambach, 1971). Mediante este proceso, diferentes comunidades se han ido amalgamando en el tiempo, incrementándose la diversidad y la abundancia de la asociación final (e.g. Staff *et al.*, 1986; Powell *et al.*, 1989; Fürsich y Aberhan, 1990; Kidwell y Bosence, 1991; Kidwell, 1993a). Asimismo, se favoreció el profuso desarrollo de organismos encostrantes y episedimentarios.

Entre los atributos tafonómicos se puede establecer una diferencia de preservación en función del modo de vida de los organismos. Los agentes más destructivos han afectado diferencialmente a los invertebrados de vida episedimentaria o endosedimentarios someros, mientras que los endosedimentarios profundos han permanecido en su posición de crecimiento en la mayoría de los casos. Esto refleja un medio en el que la zona tafonómicamente activa se situó en un nivel somero de la columna de sedimento. No obstante, dado que se trata de un medio protegido, en general la buena preservación prevalece frente a la destrucción tafonómica.

La tafofacies de bahía protegida no alimentada está dominada por fenómenos ocurridos durante las condiciones de sedimentación normal, durante las cuales prevalecieron el aventado del sedimento. Los procesos episódicos no han dejado ningún registro sedimentario aparente.

TAFOFACIES 4A: TAFOFACIES DE CORDON LITORAL

En esta tafofacies se incluyen depósitos de medios costeros. Los rasgos sedimentarios más representativos son las estructuras sedimentarias de barras de "shoreface" y estratificaciones cruzadas de tipo "foreshore". Los sedimentos que constituye la tafofacies de cordón litoral son arenas gruesa-microconglomerados y conglomerados. La fracción bioclástica es muy escasa, originando asociaciones de muy baja diversidad y abundancia, parámetros que están controlados por las condiciones ambientales. Los elementos más representativos en los ejemplos estudiados en el Plioceno de la costa occidental de Cádiz son los ostreidos. Están fundamentalmente dispersos en el sedimento y sólo ocasionalmente se concentran en niveles discretos.

Los atributos tafonómicos en esta tafofacies muestran evidencias de una gran alteración tafonómica. Hay una elevada proporción de restos fragmentados, desarticulados y abrasionados. El factor clave que condiciona el estado de preservación de los fósiles es la alta turbulencia debido al oleaje normal y el de tormentas, las mareas y la corriente de deriva litoral, que provocan un continuo retrabajamiento de los restos. Así, las tormentas y la reactivación de las barras submareales pueden contribuir a enterrar bioclastos, aislándolos eventualmente. Posteriormente, se superponen los mecanismos destructivos durante las condiciones normales debido al oleaje y las corrientes, que provoca un continuo movimiento de los restos esqueléticos sobre el fondo. Además exhuma restos previamente enterrados, exponiéndolos de nuevo sobre el substrato. En definitiva, hay una relación aditiva de los mecanismos episódicos y de "background" que producen una importante alteración de los restos. Todo esto indica que las señales tafonómicas compuestas de Speyer y Brett (1991) caracterizan esta tafofacies.

El retrabajamiento continuo de los fósiles sobre el fondo inhibe la formación de acumulaciones de fósiles. Sólo ocasionalmente se pueden generar concentraciones debidas a tormentas de cierta envergadura, representadas por depósitos residuales en niveles canalizados.

Dentro de la tafofacies de cordón litoral se incluyen distintos tipos de materiales descritos en la sección precedente: a) todos los materiales de la segunda unidad definida en la sección Cala del Aceite II y en la sección Roche I (afloramiento Roche); b) los dos tramos

superiores correspondientes a la segunda unidad de la sección Roche II (afloramiento Roche); y c) la tercera unidad definida en el afloramiento de La Barrosa. Alrededor de la Bahía de Cádiz, esta tafofacies está ampliamente representada por sedimentos litorales estratigráficamente equivalentes a la segunda unidad pliocena de la sección Cala del Aceite II y a la unidad que descansa sobre la discordancia angular.

TAFOFACIES 4B: TAFOFACIES LITORAL PROTEGIDA

Dentro del dominio litoral se pueden encontrar depósitos formados en condiciones protegidas, lateralmente relacionados con ambientes de playas. Las particularidades de estos medios protegidos provocan rasgos tafonómicos y sedimentológicos marcadamente diferentes de los registrados en los medios de playas adyacentes (tafofacies anteriormente descrita). La sedimentación de arcillas o limos y la ausencia de estructuras sedimentarias indicadoras de energía distinguen esta tafofacies de la precedente.

La diversidad y la abundancia de fósiles son muy bajas, aunque ocasionalmente se encuentran excepciones. La razón es que se trata de ambientes donde las condiciones ecológicas son muy limitantes (fluctuaciones de salinidad importantes, oscilaciones en los niveles de oxigenación del fondo, etc) y únicamente están representados aquellos organismos capaces de resistir tales adversidades.

En los ejemplos estudiados, son típicos y exclusivos de en esta tafofacies acumulaciones biogénicas de ostreidos. Se trata de bioconstrucciones de *Crassostrea gryphoides* (sección de Asta Regia) y de *Saccostrea cucullata* (varios afloramientos en los alrededores de Puerto Real y en San Fernando, Aguirre y Jiménez, 1994). Ambos ejemplos representan concentraciones monotípicas *in situ*.

A veces, la diversidad y abundancia son mayores, como es el caso de las acumulaciones politípicas formadas por bioclastos de bivalvos, balánidos, briozoos y algas corallináceas. Son acumulaciones introducidas en los ambientes restringidos durante tormentas, que sobrepasan los límites de los medios restringidos. No obstante, en el Plioceno de Cádiz no son usuales estos depósitos. El mecanismo de depósito involucrado en la formación de estas acumulaciones produce atributos tafonómicos claramente diferentes de los que se producen en las concentraciones biogénicas. Están caracterizadas por restos fragmentados, desarticulados y abrasionados. Las condiciones de calma imperantes en los ambientes litorales restringidos inhiben la posterior removilización y destrucción de dichos bioclastos.

En la tafofacie litoral protegida predominan los fenómenos no episódicos ("background"). Los procesos episódicos dejan señales sedimentarias y tafonómicas que se

diferencian de las producidas durante la sedimentación normal. Básicamente, se trata de depósitos residuales canalizados. En consecuencia, las señales tafonómicas discretas de Speyer y Brett (1991) son dominantes en esta tafofacies.

ANALISIS SECUENCIAL

DIVISIONES MAYORES DEL PLIOCENO DE CADIZ

Dentro de los materiales pliocenos se pueden reconocer tres unidades separadas por discontinuidades. Estas unidades han sido previamente identificadas y denominadas de muro a techo como Unidades I, II y III por Aguirre (1990; 1991). Cada unidad, y las discontinuidades que las separan, se mantienen diferenciadas en toda la región (Aguirre *et al.*, en prensa).

CARACTERIZACION DE LOS CONTACTOS ENTRE UNIDADES

CONTACTO UNIDAD I-UNIDAD II

La superficie entre las Unidades I y II está muy bien expuesta en los alrededores de Cabo Roche. En la playa de Santa María del Mar, Cádiz (Fig. 5.23) también era posible observar esta superficie límite (Ferriz, 1991). No obstante, como ya se ha comentado, en la actualidad este afloramiento ha desaparecido por la construcción del paseo marítimo de la ciudad y la ampliación de la playa.

En la sección de Santa María del Mar, este límite aparecía como una superficie cementada, con grietas de expansión horizontales, truncamiento de trazas de bioturbación y pequeñas concentraciones de serpúlidos cementados en la superficie y en posición de vida. Todos estos rasgos fueron considerados indicativos de un fondo endurecido ("hardground") (Ferriz, 1991).

En Cabo Roche el techo de la Unidad I está caracterizado por una superficie intensamente bioturbada por *Thalassinoides*. Este icnogénero ha sido atribuido a la acción de crustáceos decápodos, preferentemente de la superfamilia Thalassinidae, como *Callianassa* y *Upogebia* (Bromley, 1990). Estos organismos forman usualmente una galería vertical, que puede alcanzar hasta 5 m de profundidad en zonas de playas, y en su extremo inferior desarrollan un sistema laberíntico de túneles horizontales (Frey *et al.*, 1978; Bromley, 1990). En el caso del techo de la Unidad I, únicamente se han conservado las ramificaciones horizontales. Están dispuestas aproximadamente a la misma altura, lo que puede indicar que fueron producidas casi simultáneamente. Para ello se requiere un fondo estable y una

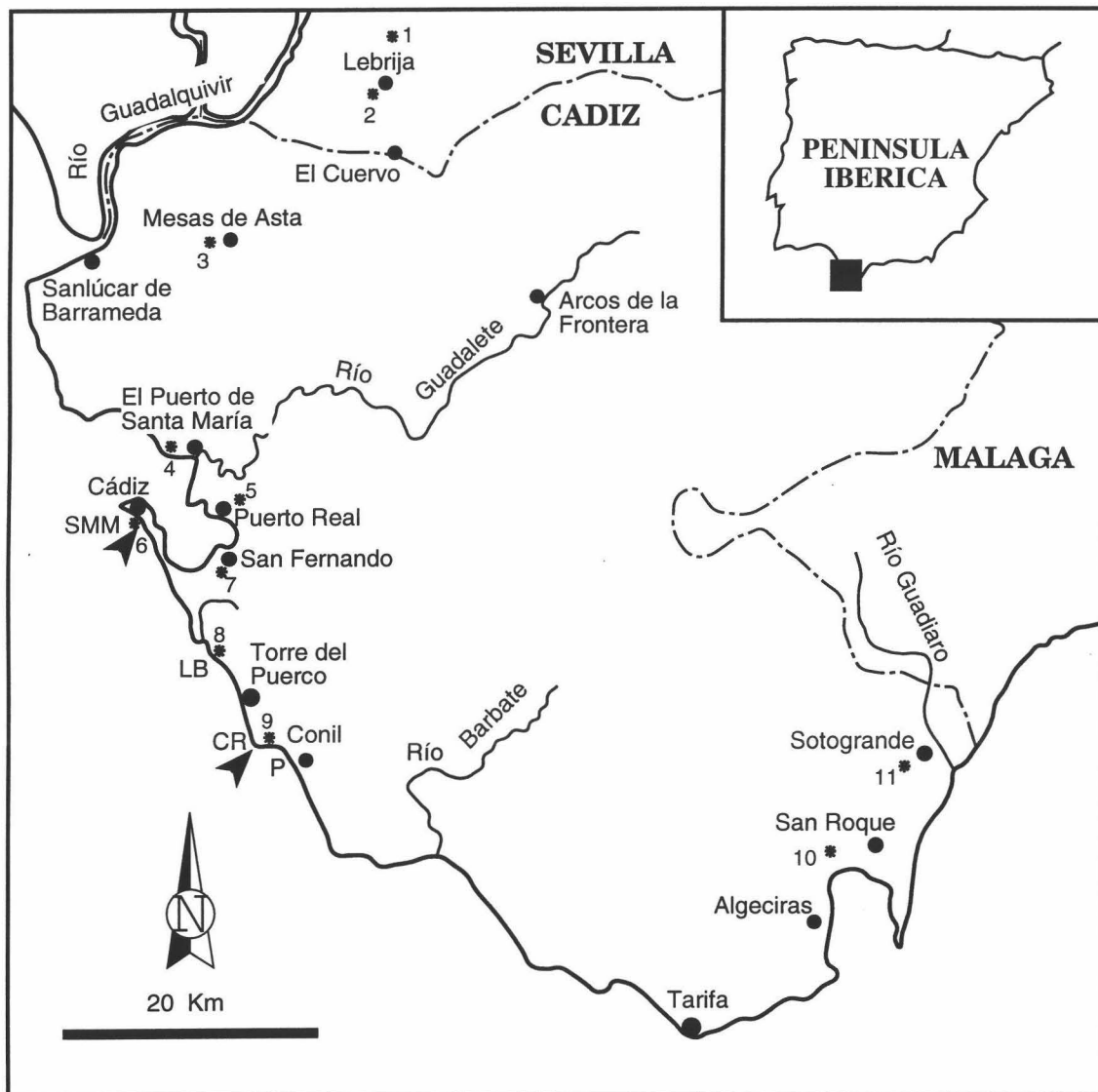


Fig. 5.23.- Asteriscos: Localidades de Cádiz y Sevilla donde se puede observar la discordancia angular y erosiva intrapliocena. 1: Cerro San Benito; 2: El Castillo; 3: Cortijo del Rosario (Mesas de Asta); 4: Playa de La Puntilla; 5: Cantera del Pinto; 6: Santa María del Mar; 7: Cerro de los Mártires; 8: La Barrosa; 9: Cabo Roche; 10: Loma de la Pólvora; 11: km. 130,5 N340. **Flechas:** Localidades donde se puede observar el contacto entre las Unidad I y II.

ralentización considerable o parada de la sedimentación (Dodd y Stanton, 1981). La alta densidad de bioturbación indica que la tasa de retrabajamiento del sedimento por los organismos bioturbadores debió ser mayor que la tasa de acumulación de sedimento (Dodd y Stanton, 1981; Dam, 1990; Bromley, 1990).

Thalassinoides ocupa un nivel intermedio dentro de la estratificación vertical que se establece en la columna de sedimento ("tiers", Bottjer y Ausich, 1986) entre las comunidades endosedimentarias (Ekdale, 1985; Bottjer y Ausich, 1986; Bromley, 1990), y se requiere un fondo estable, expuesto durante un tiempo suficiente, para que se desarrollen comunidades que alcance este nivel de profundidad (Bromley, 1990). Según este autor, *Thalassinoides*, junto con los icnogéneros *Planolites* y *Scolicia*, pertenecen a un estadio intermedio en una sucesión de comunidades.

Por lo expuesto hasta ahora, la superficie límite entre las Unidades I y II puede interpretarse como una discontinuidad estratigráfica representada por una superficie de interrupción sedimentaria o de omisión en un fondo estable. De igual forma, numerosos autores han descrito *Thalassinoides* marcando superficies de omisión o discontinuidades estratigráficas (Bottjer y Ausich, 1986; Fürsich *et al.*, 1991; Lewis y Ekdale, 1992; Kidwell, 1993, entre otros). Una tasa de sedimentación reducida pudo condicionar la formación de esta superficie de omisión.

Las trazas de *Thalassinoides* pueden encontrarse a lo largo de un gradiente de dureza y rigidez del substrato, desde fondos blandos ("softgrounds") hasta fondos rocosos ("rockgrounds") (Lewis y Ekdale, 1992). No obstante, estos mismos autores lo consideran un representante típico de fondos firmes ("firmgrounds"), idea que coincide con la propuesta por Pemberton y Frey (1985). Una cierta consistencia del substrato está evidenciada, además, porque *Thalassinoides* carece de refuerzos laterales de las paredes, que dan resistencia a la galería y evitar su colapso. Este es un rasgo típico de las trazas desarrolladas en sedimentos blandos con bastante agua intersticial (Ekdale, 1988; Bromley, 1990). Por tanto, cabe suponer que los thalassínidos se establecieron en un fondo firme.

Los thalassínidos se distribuyen a lo largo de un amplio gradiente batimétrico, desde zonas litorales hasta la plataforma (Frey *et al.*, 1978; Ekdale, 1988; Bromley, 1990). Por tanto, considerar las trazas como único criterio batimétrico no es aconsejable (Frey *et al.*, 1990), siendo necesario considerar conjuntamente las facies. Teniendo en cuenta la interpretación del medio de depósito de los limos en los que se encuentran los *Thalassinoides*, la comunidad de crustáceos que presumiblemente produjo las trazas se desarrolló en un medio de plataforma relativamente profunda por debajo del nivel de tormentas. Este ambiente de mínima turbulencia favoreció que se preservaran las trazas de *Thalassinoides*.

El que sólo se preserve la red de galerías horizontales, y sólo parte de la galería vertical en algunos casos, indica que se debió producir una erosión hasta alcanzar este nivel. Como se ha propuesto en el apartado de interpretación paleoambiental, la Unidad II comenzó con depósitos de tormentas amalgamados, formados en un ambiente submareal energético. La erosión pudo, por tanto, estar ligada al propio mecanismo de sedimentación de la unidad. Según esto, se sugiere la siguiente sucesión de acontecimientos (Fig. 5.24): a) Establecimiento de la comunidad de bioturbadores dominada por crustáceos thalasinidos en un fondo estable, con baja o nula tasa de sedimentación y, probablemente, con un cierto grado de consistencia (Fig. 5.24a). b) Erosión de la parte superior del sedimento, presumiblemente entre 20 y 30 cm, hasta el nivel donde se desarrollaron los túneles horizontales (Fig. 5.24b). Es posible que la erosión no penetrase más por la dureza del fondo y porque la rigidez del mismo aumenta en profundidad, desde la interfase agua-sedimento. c) Depósito de la Unidad II rellenando las galerías que quedaron preservadas de la erosión (Fig. 5.24c).

Ya que la erosión sufrida por el techo de la Unidad I es una leve erosión submarina, que se restringe a la removilización de la capa más superficial de sedimento, el contacto entre las Unidad I y II es un límite de tipo 2 (e.g. Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991; Haq, 1991). Dicho contacto implica un notable cambio en las condiciones de sedimentación, pasándose de un ambiente de plataforma por debajo del nivel de acción de tormentas (techo de la Unidad I) a depósitos submareales someros de alta energía (base de la Unidad II). Esta deriva en las facies se interpreta como un descenso relativo del nivel del mar, como ocurre en ejemplos similares (e.g. Bergman y Walker, 1987; Plint, 1988; Walker y Eyles, 1991; Pattison y Walker, 1992).

Como consecuencia del descenso del nivel del mar, los sedimentos de plataforma del techo de la Unidad I quedarían expuestos en áreas proximales, lo que provocó su erosión.

CONTACTO UNIDADES I Y II-UNIDAD III

La Unidad III se dispone sobre distintos materiales según los puntos considerados: Unidad I (La Barrosa, San Roque, cuenca de Jerez, Lebrija), Unidad II (alrededores de Cabo Roche, La Barrosa, antiguo afloramiento de Santa María del Mar), margas del Mioceno superior (El Cuervo) o sobre sobre materiales triásicos (Puerto Real). Presenta, por tanto, un contacto inferior de discordancia angular y erosiva a escala cartográfica y de afloramiento (Fig. 5.23).

El evento tectónico que provocó la discordancia debió acentuar la exposición subaérea de la Unidad I en áreas proximales, ya iniciada tras la bajada del nivel del mar comentada anteriormente, y elevar subaéreamente a la Unidad II. Todo esto se pone de manifiesto por la

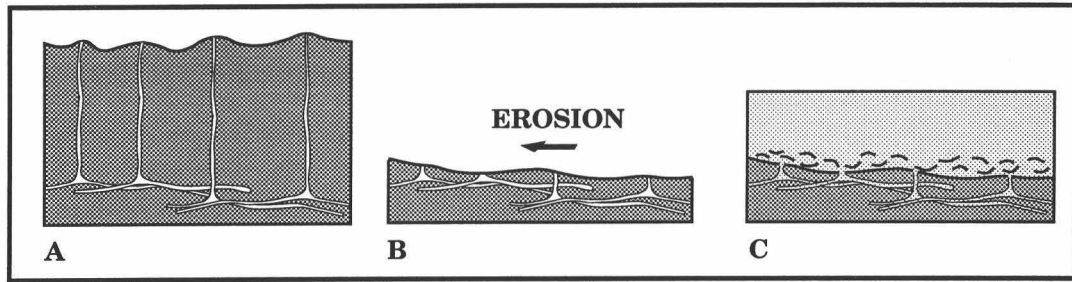


Fig. 5.24.- Formación de la superficie de **Thalassinoides** que separa las Unidades I y II (ver texto).

presencia de fragmentos de rocas de las Unidades I y II, y de foraminíferos planctónicos deformados, erosionados y recristalizados pertenecientes a la Unidad I, en la Unidad III. La erosión se acentúa hacia las localidades septentrionales, lo que indica que estas zonas estuvieron expuestas durante más tiempo (Aguirre *et al.*, en prensa). En los afloramientos meridionales, la erosión no fue tan intensa. Así, en La Barrosa se observan pequeñas morfologías de canales en la base de la Unidad III, mientras que en el afloramiento de Roche la erosión afectó sólo a la capa más superficial de sedimento, aspecto ya tratado. Como se puede observar, el tipo de contacto cambia de un límite tipo 1, en los afloramientos del N, a un límite tipo 2 en el S.

CONTACTO SUPERIOR DE LA UNIDAD III

El Plioceno acaba con una superficie erosiva, muy patente a lo largo de la costa, que muestra características morfológicas similares a las marmitas de gigante o pilancones desarrolladas en acantilados costeros. Son morfologías cilíndricas excavadas en el techo del Plioceno, similares a las que pueden verse en los bloques de la plataforma de abrasión costera que bordea los acantilados adyacentes a los afloramientos.

DIVISIONES INTERNAS DE CADA UNIDAD

UNIDAD I

La Unidad I muestra una tendencia general somerizante, aspecto puesto de manifiesto anteriormente. Los afloramientos de Roche y La Barrosa son los únicos en los que es posible hacer un análisis secuencial ya que en ellos se exponen las secciones más potentes y continuas de esta unidad. Por ello, este apartado está centrado en estos dos afloramientos.

Afloramiento Roche

La organización vertical de los materiales, y la distribución de facies dentro de la Unidad I en este afloramiento, permiten establecer una subdivisión interna en cortejos sedimentarios. Las arcillas azules de la base de la unidad, que afloran en las proximidades a la Torre del Puerco, representan las facies más profundas. Se interpretan como depósitos formados durante el final del cortejo sedimentario transgresivo. Aunque no se puede ver la geometría de los sedimentos, esta interpretación se apoya en los siguientes hechos: a) la coloración azul oscura de los sedimentos se puede correlacionar con niveles de oxigenación

bajos, condiciones que se alcanzan normalmente durante el máximo transgresivo (Hallam, 1984; Kauffman, 1988; Kidwell, 1991c; Haq, 1991; Wetzel, 1991); b) son un fango de organismos planctónicos, depósitos típicos de la máxima inundación, en la que las tasas de sedimentación terrígena son mínimas y sólo se produce lluvia de componentes del plancton (e.g. Kidwell, 1991c).

En la transición a los limos suprayacentes están las primeras tempestitas distales, lo que se interpreta como una somerización con respecto a las arcillas subyacentes. Esta variación en las condiciones de sedimentación coincide con un cambio del cortejo sedimentario, pasándose al cortejo sedimentario de alto nivel del mar, con progradación de depósitos más someros sobre los de plataforma más profunda.

La Unidad I está formada en su práctica totalidad por depósitos progradantes del cortejo sedimentario de alto nivel del mar, con una continua somerización de las facies hacia techo. Por ello, hay una marcada asimetría en el registro sedimentario de un ciclo sedimentario transgresivo-regresivo. El patrón observado para la Unidad I en el afloramiento de Roche equivale al modelo VIII de Einsele y Bayer (1991). Según estos autores, esta situación ocurre tras una inundación rápida con una progradación más lenta de depósitos regresivos de ambientes de plataforma media y externa.

La falta del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar en el afloramiento Roche puede explicarse porque está relegado a zonas más profundas de la plataforma, actualmente sumergidas. Otro hecho que lo podría explicar, es una tasa de variación relativa del nivel del mar suficientemente rápida como para no dejar registro de este cortejo sedimentario.

A techo del cortejo sedimentario de alto nivel del mar está la superficie de omisión que separa las Unidades I y II. Según propone el Grupo EXXON, una superficie de omisión debe producirse durante el máximo transgresivo, ya que es cuando se detecta el mínimo en la tasa de sedimentación (e.g. Posamentier *et al.*, 1988; Loutit *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991). En contra de esto, Kidwell (1991c) señala que se pueden localizar en cualquier situación dentro de una secuencia deposicional.

Afloramiento La Barrosa

La Unidad I en este afloramiento puede dividirse en dos conjuntos, en función de la curva de profundización ("field water-depth curves" de Einsele y Bayer, 1991). El primer tramo en que se divide la unidad sigue una profundización que finaliza con una superficie intensamente bioturbada., por lo que puede interpretarse como la fase del cortejo sedimentario transgresivo. No obstante, la ausencia de afloramiento por debajo de este tramo hace que esta interpretación sea muy especulativa.

El segundo muestran una progresiva profundización. Comienza con facies más someras que las del final del tramo precedente, lo que supone un descenso relativo en el nivel del mar. Tiene un ordenamiento interno de profundización similar al del primer tramo, por lo que puede interpretarse como un cortejo sedimentario transgresivo.

Las arenas con las que finaliza el segundo tramo representan las facies más profundas, aspecto señalado en la interpretación del afloramiento. Por tanto, corresponden a los depósitos formados durante la máxima inundación. En este caso, no se reconoce ninguna señal estratigráfica de condensación ni ninguna superficie característica. Este hecho está condicionado, probablemente, por la intensa bioturbación que afecta a estos materiales (ii3), que pudo obliterar cualquier señal sedimentaria o estratigráfica.

El paso al tercer tramo se produce de forma gradacional por intercalación de bancos de tempestitas. Este cambio en las condiciones marca el inicio de la progradación de sedimentos someros. Por tanto, dicho tramo corresponde al cortejo sedimentario de alto nivel del mar.

A techo del tramo se encuentran concentraciones amalgamadas de ostreidos más o menos continuas, que corresponden a acumulaciones residuales producidas por el oleaje de tormentas, formadas en la zona submerael somera. Las características tafonómicas y el carácter somero de las facies son similares a las de las concentraciones de techo de secuencia o parasecuencia, definidas por Banerjee y Kidwell (1991) en el Grupo Mannville del Cretácico inferior de Canadá. Por comparación con este ejemplo, y por la posición que ocupan dentro de la sección, los niveles de ostreidos del techo de la Unidad I de La Barrosa pueden interpretarse, tentativamente, como concentraciones del techo del cortejo sedimentario de alto nivel del mar. Kidwell (1991c) describe acumulaciones de ostreidos formadas en el techo del cortejo sedimentario de alto nivel del mar en el Neógeno de la Formación Imperial del Golfo de California, muy similares a las aquí descritas. No obstante, más tarde rechaza esta posibilidad dada la escasa representación areal de dichas acumulaciones (Kidwell, 1993b).

UNIDAD II

La interpretación que a continuación se propone es un modelo tentativo, ya que la unidad únicamente presenta todo su desarrollo en el afloramiento de Roche. No obstante, observaciones puntuales en el afloramiento de Santa María del Mar indican una evolución similar, lo que significa que puede ser un modelo válido para la región de Cádiz.

La Unidad II presenta un patrón de somerización hacia techo. La relación existente entre la base de la Unidad II y el techo de la Unidad I hace fácilmente interpretable la Unidad

II como una secuencia submareal progradante en el sentido de Plint (1988; "sharp-based shoreface sequence"). Esta misma interpretación fue propuesta para esta unidad en el afloramiento de Santa María del Mar (Ferriz, 1991).

La subdivisión interna en tres tramos realizada con fines descriptivos responde a los diferentes cortejos sedimentarios que integran la unidad. Los sedimentos del primer tramo son los primeros materiales depositados tras la caída eustática que separa la Unidad II de la Unidad I. Este tramo representa las cuñas progradantes del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar (Fig. 5.25a), equivalente al cortejo sedimentario de borde de plataforma (Vail *et al.*, 1991; Haq, 1991).

Durante la subida eustática subsecuente al cortejo sedimentario de bajo nivel se originó la barra arenosa submareal que representa el segundo tramo. La situación de nivel del mar en ascenso aumentaría el espacio de acomodación (e.g. Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988), en el que se generarían estas estructuras (Fig. 5.25b). Por tanto, este tramo representaría el cortejo sedimentario transgresivo.

Finalmente, el tercer tramo constituye el cortejo sedimentario de alto nivel del mar, en el que los materiales litorales progradan sobre los anteriores (Fig. 5.25c).

UNIDAD III

Afloramiento Roche

El tramo basal, correspondiente a la acumulación masiva de rodolitos, representa las facies más profundas, que se interpretan como los depósitos del máximo transgresivo.

Los dos tramos superiores muestran un patrón somerizante, con progradación de depósitos litorales sobre los sedimentos más profundos del primer tramo. Este dispositivo hace que sean fácilmente atribuibles al cortejo sedimentario de alto nivel del mar. La alternancia observada en los sedimentos de estos dos últimos tramos puede indicar oscilaciones de mayor frecuencia (parasecuencias, e.g. Van Wagoner *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991; Mitchun y Van Wagoner, 1991), dentro de la evolución somerizante generalizada.

El hecho de no reconocer sedimentos del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar puede explicarse por el reducido aporte de siliciclásticos en la parte baja de esta unidad (Posamentier y Vail, 1988; Haq, 1991) y/o por una rápida subida relativa del nivel del mar (Einsele y Bayer, 1991). En relación con este segundo proceso existen evidencias en todo el área occidental de Cádiz, como se verá a continuación, para suponer que fue la causa principal.

Afloramiento La Barrosa

La Unidad III en este afloramiento muestra una ordenación interna simple. En la base tiene algunos cantos blandos de las unidades subyacentes incorporados. Esto, junto con el carácter erosivo del límite inferior, hace que la parte basal sea fácilmente atribuible a depósitos residuales ("lags") transgresivos. Estos se consideran los primeros depósitos del cortejo sedimentario transgresivo (Haq, 1991; Kidwell, 1991c; Einsele y Bayer, 1991).

Antes de la entrada masiva de terrígenos, que caracteriza la Unidad III en este afloramiento, existe un nivel de acumulación de algas corallináceas que puede atribuirse al máximo de inundación al final del cortejo sedimentario transgresivo.

Inmediatamente encima, están los conglomerados que indican la progradación del delta durante el cortejo sedimentario de alto nivel del mar.

La ordenación interna descrita representa un ciclo sedimentario transgresivo-regresivo asimétrico, con una rápida subida relativa del nivel del mar y un descenso lento.

Cuenca de Jerez

En la cuenca de Jerez la Unidad III presenta una evolución vertical bastante simple. Los bloques de la unidad marina subyacente, Unidad I, incluidos en las arenas de la base de la Unidad III en la sección de Asta Regia, se interpretan como depósitos de "lag" transgresivo.

Las arcillas y limos con *Crassostrea gryphoides* de la parte baja del primer tramo de Asta Regia, así como de otros afloramientos próximos (canteras de Majarazotán), representan la etapa de máxima expansión de las condiciones marinas en la transgresión de la base de la Unidad III, comentada en los otros dos afloramientos. Corresponden, por tanto, a facies del cortejo sedimentario transgresivo. La edad de su depósito, coincidente con la reconocida en la base de la Unidad III en Santa María del Mar (ver Biocronoestratigrafía), corrobora la relativa sincronía y rapidez de la subida eustática.

El paso las arenas fluviales con las que finaliza el primer tramo de la sección de Asta Regia, marca el cambio al cortejo sedimentario de alto nivel del mar. Las facies lacustres del segundo tramo están situados a techo del cortejo sedimentario de alto nivel del mar y marcan la desconexión total de la influencia marina.

BIOCRONOESTRATIGRAFIA DE LOS DEPOSITOS PLIOCENOS EN LA PROVINCIA DE CADIZ

La biocronoestratigrafía de los materiales pliocenos de Cádiz se ha realizado con foraminíferos planctónicos en los materiales marinos y con micromamíferos en las facies continentales. En estos últimos materiales se ha hecho además un estudio paleomagnético.

El estudio se ha llevado a cabo mediante muestreos puntuales distribuidos a lo largo de cada sección y cada unidad. Los muestreos han sido puntuales ya que el objetivo principal ha sido precisar las edades de los límites entre unidades.

Los depósitos marinos han sido muestreados, además de en las secciones descritas, en otros puntos distribuidos por la Bahía de Cádiz.

La base del Plioceno aflora en la cala del Hotel Flamenco y en las proximidades a la Torre del Puerco. En el primer afloramiento, el Plioceno descansa discordantemente sobre unas margas gris-azuladas, en las que se encuentra la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos: *Globoquadrina deshicens* (Chapman, Parr & Collins), *G. altispira* (Cushman & Jarvis), *Globigerina nepenthes* Todd, *Globorotalia miotumida* Jenkins, *G. plesiotumida* Blow & Banner, *G. margaritae* Bolli & Bermúdez, *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager) y *S. paenedeshicens* Blow. Según la escala biocronoestratigráfica de Berggren *et al.* (1983), adoptada en este trabajo, la coexistencia de *G. deshicens* y *G. margaritae* delimita la zona M13 (Fig. 4.1), última zona del Mioceno superior (techo del Messiniense superior). Esta zona coincide con el subcrón normal C3An.1n (Fig. 4.4). Esta edad está apoyada por la presencia de una máxima concentración (acmé) de *G. altispira* en la muestra. Este acmé coincide con el que Benson *et al.* (1991) detectan en el W de Marruecos dentro de este mismo subcrón. Considerando la nueva escala geocronológica propuesta por Cande y Kent (1992) -escala CK92-, la muestra estaría comprendida entre 5,946 y 5,705 Ma.

En el afloramiento próximo a la Torre del Puerco, el Plioceno se dispone sobre unas margas en las que se han tomado tres muestras, en la base, parte media y techo. Las edades de cada muestra son, de la inferior a la superior, parte baja del Tortoniense superior, parte alta del Tortoniense superior y proximidades al límite Mioceno-Plioceno (Serrano, com. per.).

Este afloramiento ha sido el único punto donde se ha podido muestrear la base del Plioceno para su estudio biocronoestratigráfico. Se tomó una muestra unos centímetros por encima de la discordancia basal. Es una muestra muy rica en microfauna, con gran cantidad de

foraminíferos planctónicos y bentónicos, radiolarios y espículas de esponjas. Entre los foraminíferos planctónicos, biocronoestratigráficamente más representativos, se encuentran *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globorotalia margaritae*, *G. cf. cibaoensis* Bermúdez, *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* y *S. paenedehiscens*. La aparición de *Globigerinoides conglobatus* marca la base del Plioceno, y la presencia de ejemplares atribuibles a *Globorotalia cibaoensis* limita la edad de la muestra a la subzona PL 1a de Berggren *et al.* (1983). Esta edad está confirmada por la ausencia de formas asignables a *Globorotalia puncticulata* (Deshayes), cuya aparición marca el límite entre las subzonas PL 1a y PL 1b (Fig. 4.1). La subzona PL 1a se extiende desde la base del crón C3r (5,705 Ma) hasta la parte media-alta del subcrón C3n.4n (5,046-4,812 Ma) en la escala CK92 (Fig. 4.4). La asociación encontrada no permite más precisión cronológica, dando un rango de 800 ka aproximadamente de incertidumbre. Es decir, no está claro en qué momento dentro de la zona PL 1a se inició el depósito de esta unidad. No obstante, la discordancia sobre la que descansa el Plioceno implica un cierto tiempo para producirse, lo que sugiere que la sedimentación pliocena se inició ya dentro del Plioceno inferior.

El techo de la Unidad I ha sido muestreado en varias localidades de la vertiente Atlántica de Cádiz: Santa María del Mar, Mesas de Asta, Cabo Roche y La Barrosa, obteniéndose edades distintas según los puntos. La asociación más antigua para el techo de la Unidad I se ha identificado en Mesas de Asta. Está representada por *Globigerina nepenthes*, *G. margaritae* y *G. crassaformis s. s.* (Galloway & Wissler). Esta asociación puede atribuirse al techo de la zona PL 1c de Berggren *et al.* (1983) (Fig. 4.1), base del crón C2Ar (4,033 Ma) (Fig. 4.4).

En Santa María del Mar y La Barrosa la presencia de *G. puncticulata*, *G. margaritae* y *G. crassaformis* en el techo de la Unidad I indica una edad algo más reciente, zona PL 2 (Fig. 4.1), edad que equivale al crón C2Ar (4,033-3,553 Ma) (Fig. 4.4).

La edad más moderna ha sido encontrada en Cabo Roche. La asociación de foraminíferos planctónicos, biocronoestratigráficamente representativa, está formada por *G. margaritae*, *G. crassaformis*, *G. puncticulata* y *G. cf. hirsuta* (D'Orbigny). Por un lado, la desaparición de *G. margaritae* se toma como "datum" para establecer el límite entre el Plioceno inferior y el Plioceno superior (e.g. Cita, 1975; Berggren *et al.*, 1983) (Fig. 4.1). Por otro lado, *G. hirsuta* se considera como un descendiente de *G. margaritae*, con formas transicionales entre ambas especies en los estadios iniciales (Parker, 1962; 1967; 1973; Kennett y Srinivasan, 1983). El registro más antiguo de *G. hirsuta* ha sido datado en 3,41 Ma en sondeos realizados al W del Océano Atlántico (Keigwin, 1982; Tabla 3). Esta edad coincide con el límite Plioceno inferior-Plioceno superior, usando la escala cronológica de Berggren *et al.* (1985). Considerando la escala CK92, este límite está datado en 3,553 Ma. Keigwin (1982; Tabla 1) también señaló la coexistencia de *G. hirsuta* y *G. puncticulata* hacia la parte alta del Plioceno

inferior en el Site 502, Atlántico occidental. Dowsett (1989), usando la escala cronológica de Berggren *et al.* (1985), registró la primera aparición de *G. hirsuta* en el Site 532 en el Atlántico S aproximadamente hacia los 3,3 Ma, una edad bastante próxima al límite Plioceno inferior-superior. Finalmente, según Parker (1962; 1967; 1973) hacia la parte terminal del Plioceno inferior aparecen los primeros morfotipos transicionales entre *G. margaritae* y *G. hirsuta*. Por todo lo expuesto, la muestra tomada en el techo de la Unidad I en Cabo Roche, en la que coexisten *G. margaritae* y morfotipos atribuibles a *G. hirsuta*, puede asignarse de forma relativamente precisa a una edad próxima al límite Plioceno inferior-Plioceno superior, límite entre las zonas PL 2-PL 3 de Berggren *et al.* (1983) (Fig. 4.1). Es decir, tendría una edad próxima al límite entre los crones C2Ar-C2An, 3,553 Ma en la escala CK92 (Fig. 4.4).

La Unidad III ha sido muestreada en varias localidades de los alrededores de la Bahía de Cádiz. Dado el carácter somero de estos sedimentos, las muestras obtenidas son bastante pobres en microfauna y, básicamente, sólo contienen algunos foraminíferos bentónicos. Otra dificultad que ofrece esta unidad es el alto grado de retrabajamiento que presenta la microfauna, que se pone de manifiesto por la recristalización de los foraminíferos, la deformación que existe en muchos de ellos y la mezcla de especies de distintas edades, desde el Cretácico hasta el Mioceno inferior-medio. Incluso es posible encontrar individuos deformados y muy recristalizados de la Unidad I. No obstante, en una muestra tomada aproximadamente a 1,5 m sobre la base de la unidad, en Santa María del Mar (Cádiz), y en otra recogida 3 m por encima del límite inferior de dicha unidad, en la sección de Asta Regia, se han obtenido algunos datos biocronoestratigráficos significativos. Ambas muestras contienen *Sphaeroidinellopsis seminulina*, junto con otros restos retrabajados. La extinción de *Sphaeroidinellopsis* delimita el techo de la zona PL 3 de Berggren *et al.* (1983) (Fig. 4.1). En Santa María del Mar, además, se han encontrado ejemplares de *Globigerinoides extremus*, especie que se extingue hacia el techo del Plioceno superior (Berggren *et al.*, 1983; Kennet y Srinivasan, 1983; Channell *et al.*, 1990), y *Globigerina decoraperta*, que no pasa al Pleistoceno (Kennet y Srinivasan, 1983).

Otros datos biocronoestratigráficos sobre la Unidad III han sido obtenidos recientemente en los sedimentos continentales del techo de dicha unidad en la sección de Asta Regia, cuenca de Jerez. En esta sección hemos realizado un estudio integrado de biocronoestratigrafía continental, magnetoestratigrafía y correlación entre las escalas biocronoestratigráficas marina y continental (Aguirre *et al.*, en prensa). La asociación de micromamíferos encontrada está formada por *Episoriculus gibberodon*, *Stephanomys donnezani*, *Castillomys crusafontis*, *Apodemus dominans*, *Eliomys intermedius*, *Ruscinomys europaeus*, *Dolomys adroveri*, *Paraethomys jaegeri*, *P. cf. meini*, *Rhagapodemus cf. ballesei*, *Prolagus cf. michauxi*, *Protatera* nov. sp., Soricidae indet. y Leporidae indet.

Según la escala biocronoestratigráfica para materiales continentales propuesta por Mein *et al.* (1989-90) en la cuenca de Teruel (ver también Moissenet *et al.*, 1990), la presencia de *Dolomys adroveri*, en ausencia de otros arvicólidos, define la segunda subzona del Rusciniense superior, subzona de *Dolomys* (Fig. 5.26). Por otro lado, la extinción de *Paraethomys* marca el techo de la primera subzona del Rusciniense superior, subzona con *Mimomys* arcaicos. Por tanto, la coexistencia de formas pertenecientes al género *Paraethomys* y de *Dolomys adroveri* podría indicar una edad próxima a la base de la subzona de *Dolomys* (Aguirre *et al.*, en prensa).

De la Unidad II no se han obtenido hasta el momento datos biocronoestratigráficos, dada la naturaleza bioclástica de los materiales que la componen y el carácter somero de las facies.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Como se desprende de los datos biocronoestratigráficos obtenidos, existe una diacronía de 480 ka para el techo de la Unidad I entre la cuenca de Jerez (sección de Asta Regia; 4,033 Ma) y los afloramientos más meridionales (Cabo Roche; 3,553 Ma). Esta diferencia temporal puede producirse por diferentes mecanismos: a) que el evento tectónico que produjo la discordancia angular y erosiva comenzase antes en la cuenca de Jerez que hacia el sur. Es decir, que hubiese una migración de la fase tectónica de N a S; y b) que exista un vacío erosional (Aguirre *et al.*, en prensa).

Montenat (1977; 1990) y Montenat *et al.* (1990) han señalado la existencia de una discordancia angular intrapliocena en varias cuencas del sector oriental de la Cordillera Bética, que asignaron a la parte baja del Plioceno superior. Esta edad parece consistente con la edad que se deduce para la discordancia observada en Cabo Roche, La Barrosa y Cádiz. Numerosos autores han señalado la existencia de un levantamiento tectónico importante, que provocó una discordancia hacia la base del Plioceno superior en diversas localidades del sistema Bético-Rifeño y en el subsuelo del Mar de Alborán, aspecto que se tratará más adelante. Teniendo en cuenta esta relativa isocronía en un gran dominio geográfico, parece bastante dudoso que, en la corta distancia que separa la sección de Asta Regia de los afloramientos de Cádiz, La Barrosa y Cabo Roche, exista una diacronía de 480 ka producida por diacronía en el evento tectónico. Además, no se observan criterios estratigráficos, sedimentarios ni tectónicos que indiquen que la deformación tectónica progresó de N a S en la provincia de Cádiz, provocando la diacronía. Por el contrario, en los apartados anteriores se han descrito diversas evidencias que indican que se produjo una erosión del techo de la Unidad I, más patente e intensa hacia el N (Aguirre *et al.*, en prensa). La erosión diferencial es, probablemente, la causa de la diacronía, y para conocer la edad más reciente de la Unidad I

RUSCINIENSE	RUSCINIENSE SUPERIOR	MN 15	ALFAMBRIENSE	ALFAMBRIENSE SUPERIOR (AF 2)	AF 2c	subzona de <i>M. occitanus</i> <i>D. adroveri</i>	subzona de <i>Dolomys</i>
	RUSCINIENSE INFERIOR	MN 14		ALFAMBRIENSE INFERIOR (AF 1)	AF 2b	subzona de <i>Dolomys</i>	
				AF 2a	subzona de <i>Mimomys</i> arcáico		
					AF 1c	subzona de <i>Trilophomys</i>	
					AF 1b	subzona de <i>2 Paraethomys</i> + <i>Promimomys</i>	
					AF 1a	subzona de <i>Celadensia</i>	

Fig. 5.25.- Zonas del Plioceno continental propuestas para la cuenca de Teruel. AF 1a-AF 2c: Terminología de Moissenet et al. (1991). La última columna corresponde a las zonas de Mein et al. (1989-90).

hay que recurrir a las secciones meridionales, donde la erosión del techo de dicha unidad no se produjo o fue mínima.

En conclusión, la Unidad I pertenece en su totalidad al Plioceno inferior, desde la subzona PL 1a hasta las proximidades del límite entre las zonas PL 2-PL 3 (límite Plioceno inferior-superior). Esta edad difiere de la asignada previamente por Aguirre (1990; 1991) quién atribuyó la Unidad I a la zona PL 1. La precisión sobre la edad del techo de esta unidad permite datar la formación de la superficie de omisión o de interrupción sedimentaria, desarrollada entre las Unidades I y II, aproximadamente en 3,553 Ma de la escala CK92, atribuida anteriormente a la parte alta del Plioceno inferior (Aguirre, 1990; 1991).

En cuanto a la Unidad III, debió iniciarse dentro de la zona PL 3 como indica la presencia de *Sphaeroidinellopsis*. Esta zona está comprendida entre la base del crón C2An (3,553 Ma) y la parte media del subcrón C2An.2n (3,221-3,127 Ma) de la escala CK92 (Fig. 4.4).

Los resultados paleomagnéticos obtenidos en los depósitos lacustre-palustres de la sección de Asta Regia pertenecientes a la subzona de *Dolomys*, indican que toda la serie muestreada se depositó durante un periodo de polaridad inversa. Aguirre *et al.* (en prensa) han planteado una doble posibilidad de correlación de este intervalo temporal, según se considere la isocronía o no de la discordancia, expresando su afinidad por la primera alternativa según los criterios geológicos regionales. La edad de estos materiales estaría comprendida entre los subcronos C2An.3n y C2An.2r (o C2An.1r ?), por correlación con los datos magnetobiocronoestratigráficos obtenidos en la cuenca de Guadix-Baza por Garcés *et al.* (1992) y Garcés (1993).

En conclusión, de los datos obtenidos en los materiales marinos y continentales, parece bastante apropiado atribuir una edad Plioceno superior a la Unidad III, aunque sin mayor precisión. Esta edad coincide con la asignada previamente a dicha unidad (Aguirre, 1990; 1991).

De los resultados expuestos para las Unidades I y III se desprende que el depósito de la Unidad II se produjo durante la transición entre el Plioceno inferior y Plioceno superior (Aguirre *et al.*, en prensa), concretamente, en algún momento no precisado aún entre el límite Plioceno inferior-superior y el techo de la zona PL 3. Esta edad difiere de la asignada anteriormente, parte alta del Plioceno inferior (Aguirre, 1990; 1991).

Hasta el momento, no existe ninguna precisión cronológica sobre el final de la sedimentación pliocena. El único dato de cronología relativa existente es la presencia de un nivel de cantos tallados pertenecientes a la "Pebble Culture", en un nivel edáfico desarrollado a techo de las facies de "arenas rojas" (Bordes y Viguié, 1969; 1971; Querol

y Santonja, 1983). Según Querol y Santonja (1983), esta industria lítica puede atribuirse al Pleistoceno medio.

Son muchos los autores que coinciden en señalar la existencia de un levantamiento tectónico importante de la Cordillera Bética hacia el límite Plioceno-Pleistoceno, o bien en la extrema base del Pleistoceno, sin ningún criterio biocronoestratigráfico o cronológico preciso (Bourgeois *et al.*, 1973; Viguié, 1974; 1976; Benkheilil, 1976; G.R.N.L.G., 1977; Estévez y Sanz de Galdeano, 1980; Boccaletti *et al.*, 1987; Montenat *et al.*, 1989). Según este criterio regional, la superficie erosiva que aparece a techo de la Unidad III a lo largo de la franja costera, entre Sanlúcar y El Puntalejo, pudo formarse durante este evento tectónico. Este ha sido el criterio usado por Aguirre (1990; 1991) para fechar el techo de la Unidad III. En conclusión, no se puede descartar que parte del techo de la Unidad III pertenezca al Pleistoceno.

TENTATIVA DE UNA JERARQUIZACION TEMPORAL DE LAS UNIDADES PLIOCENAS

Una vez que se ha establecido el marco temporal y el significado secuencial de las tres unidades pliocenas de Cádiz, en este apartado se propone, al menos de forma tentativa, el orden de ciclicidad para cada una de ellas en función del rango temporal que involucran.

Según los datos biocronoestratigráficos, la Unidad I se depositó durante todo el Plioceno inferior, aunque queda dudosa la edad del inicio de su sedimentación. Con los datos cronológicos de Cande y Kent (1992) resulta un intervalo máximo de 2,152 Ma para este periodo. Este intervalo temporal entra dentro del rango de los ciclos de tercer orden, entre 0,5 y 5 Ma (Vail *et al.*, 1991).

No es posible conocer los rangos temporales precisos de las unidades suprayacentes, ya que se carece de buenos datos biocronoestratigráficos. No obstante, sí es posible hacer algunas consideraciones. La Unidad III, aunque no ha sido datada con precisión, es probable que pertenezca al Plioceno superior. Únicamente se puede acotar por la base dentro de la zona PL 3 de Berggren *et al.* (1983), es decir, entre 3,553 y aproximadamente 3,211 Ma, base y techo de la biozona respectivamente. Según la escala CK92, el techo del Plioceno superior está fechado en 1,757 Ma (Fig. 4.4). Esto supone un intervalo temporal para la Unidad III de entre 1,796 y 1,454 Ma como rangos máximo y mínimo respectivamente. Igual que la Unidad I, este intervalo temporal está dentro del orden de ciclicidad de tercer orden.

Finalmente, la Unidad II debió depositarse en algún momento dentro de la zona PL 3. Considerando el máximo rango temporal de esta biozona, la Unidad II abarcaría 331 ka. Esta es una estimación máxima, ya que la Unidad III comenzó dentro de esta biozona y la

discordancia intrapliocena ocurrió también en este intervalo de tiempo. Esto significa que esta unidad está dentro de la ciclicidad de los ciclos de cuarto orden, entre 80 y 500 ka según Vail *et al.* (1991) o 100 y 200 ka siguiendo la jerarquización temporal de Mitchum y Van Wagoner (1991). La Unidad II representa un conjunto de materiales de mayor frecuencia que las unidades infra y suprayacentes.

PALEOGEOGRAFIA

El Plioceno de la vertiente atlántica de Cádiz ha ido considerado como una única secuencia deposicional, con una evolución sedimentaria y paleogeográfica gradual, iniciada tras la transgresión del Plioceno inferior (Gavala, 1916; 1927; 1959; Viguier, 1974; Benkheilil, 1976; Zazo *et al.*, 1983; 1985; Gutierrez Mas *et al.*, 1991). Tras esta inundación basal, se habría producido una regresión continua comenzada en el Plioceno medio. Con el progreso de la bajada del nivel del mar, se habrían establecido condiciones cada vez más someras, formándose cordones litorales y facies de lagoon al final de Plioceno superior o tránsito Plioceno-Pleistoceno. Estos últimos depósitos habrían quedado limitados a una zona próxima a la actual línea de costa. Tierra adentro se habrían formado cuencas con una influencia marina cada vez más restringida, hasta su total desconexión, originándose depósitos lacustres. Esta evolución ambiental se ha explicado en un marco paleogeográfico de cambio gradual de la paleocosta hacia su posición actual.

No obstante, como se ha presentado en los apartados anteriores, dentro del Plioceno de Cádiz se reconocen dos discontinuidades, que implican notables cambios en las condiciones paleoambientales y que han influido en los cambios paleogeográficos acontecidos durante el Plioceno. En este apartado se describirá la evolución paleogeográfica para cada unidad de la costa occidental de Cádiz, haciendo especial hincapié en los cambios paleogeográficos inducidos por las discontinuidades.

UNIDAD I

Durante el máximo transgresivo de la base del Plioceno inferior, la paleocosta se extendió por el actual valle del Guadalquivir, formando un amplio entrante marino hasta las proximidades de Córdoba (G.R.N.L.G., 1977). En este área se depositaron las secuencias D y E de Sierro *et al.* (1990; 1992) atribuidas, respectivamente, a los ciclos eustáticos globales TB3.4 y TB3.5 de Haq *et al.* (1987; 1988). Según Sierro *et al.* (1990; 1992), durante este tiempo se produjo una progradación de facies hacia el W, a lo largo del valle del Guadalquivir. La secuencia E (parte final del Plioceno inferior) representa los sedimentos pliocenos marinos más recientes reconocidos en la provincia de Huelva (Sierro *et al.*, 1990 1992). Sin embargo, en la provincia de Cádiz las condiciones marinas permanecieron durante un tiempo más prolongado. De esta interpretación se desprende una migración de la paleocosta de E a W y de N a S por el valle del Guadalquivir, durante el Plioceno inferior, acercándose a la posición de la costa actual (Sierro *et al.*, 1992).

En la Bahía de Cádiz y alrededores prevalecieron condiciones de plataforma externa profunda durante la parte baja del Plioceno inferior, somerizándose hacia la parte alta de este intervalo temporal. Establecer la paleogeografía para el momento del depósito de la Unidad I en este área es difícil, dada la escasez de afloramientos y el poco desarrollo vertical de los mismos. De ahí que, usualmente, se utilice el máximo transgresivo para situar la paleocosta (Benkhelil, 1976; G.R.N.L.G., 1977). No obstante, para la zona de estudio, la paleocosta debió situarse en las proximidades de Conil. Esto se infiere de que, sobre los materiales de edad Messiniense terminal, que afloran en la cala del Hotel Flamenco (cerca de Conil de la Frontera), se disponen discordantemente los primeros niveles de esta unidad en facies someras. Esto coincide con el esquema paleogeográfico propuesto para este área por Benkhelil (1976) y G.R.N.L.G. (1977). Sin embargo, difiere del propuesto por Viguier (1976), que consideró que desde Chiclana hacia el S se establecieron condiciones litorales, y sólo prevalecieron medios profundos en una zona limitada a la actual Bahía de Cádiz.

UNIDAD II

Como se ha comentado en los apartados precedentes, el límite que separa las Unidades I y II supone un cambio en las condiciones de depósito de una plataforma externa a un medio submareal somero. Este cambio corresponde a una brusca bajada relativa del nivel del mar, que debió originar una deriva en la paleocosta importante. El límite que separa ambas unidades representa un cambio paleogeográfico notable que, probablemente, condicionó la distribución parcheada de los afloramientos de la Unidad II. Esta dispersión de los afloramientos impide hacer precisiones sobre la paleogeografía durante la formación de dicha unidad. No obstante, el reparto tan disperso y localizado de los afloramientos a lo largo de la costa actual, junto con el carácter somero de las facies, pueden indicar una sedimentación en áreas espacialmente confinadas próximas a la paleocosta. Probablemente, se trate de pequeñas bahías o ensenadas distribuidas por la paleocosta. Esta hipótesis implica que la mayor parte del área de estudio estuvo emergida durante el depósito de la Unidad II lo que podría explicar el inicio de la erosión del techo de la Unidad I en áreas más proximales.

Una hipótesis alternativa es que la Unidad II se depositara formando un cordón litoral continuo a lo largo de la zona de estudio, que haya desaparecido posteriormente por erosión. Esta erosión se habría iniciado tras el evento tectónico que provocó la discordancia intrapliocena y pudo prolongarse durante el Cuaternario.

En cualquiera de las dos situaciones paleogeográficas la distribución actual de la Unidad II y sus facies indican que se depositó en las cercanías a una paleocosta aproximadamente coincidente con la línea de costa actual.

UNIDAD III

La excelente calidad de los afloramientos de esta unidad en el segmento costero entre La Barrosa y El Puntalejo (Conil) permite hacer consideraciones paleogeográficas de detalle para la formación de esta unidad en este área. Por el contrario, la dispersión, y el escaso desarrollo vertical, de los afloramientos distribuidos en la Bahía de Cádiz hacen que las interpretaciones paleogeográficas sean más especulativas. No obstante, se puede hacer una interpretación para todo el área (Ferriz y Aguirre, 1992; Aguirre, en revisión).

La discordancia intrapliocena provocó un cambio importante en los sistemas deposicionales en la Bahía de Cádiz y zonas limítrofes con respecto a la Unidad II. Así, tras la discordancia, un delta aportó material terrígeno a la Bahía de Cádiz, provocando la aparición de cantos cuarcíticos en la Unidad III, prácticamente inexistentes en las unidades anteriores. La paleogeografía de la zona también sufrió cambios significativos, de forma que áreas que anteriormente estuvieron emergidas tienen sedimentación marina durante el depósito de la Unidad III.

En la zona de estudio se pueden reconocer dos áreas o dominios paleogeográficos diferentes. Por un lado estaría la zona de la Bahía de Cádiz y, por otro, la franja costera entre Chiclana y Conil (Ferriz y Aguirre, 1992; Aguirre, en revisión). En el primer dominio se produjo un entrante del mar, por la actual marisma del Guadalete, a modo de amplia bahía (Gavala, 1927; 1959). En el interior de esta zona deprimida, condicionada por una falla normal que pasa al pie de la Sierra de San Cristóbal, El Puerto de Santa María, (Viguié, 1974; Zazo *et al.*, 1983), quedaron pequeñas islas, como el Cerro de los Mártires en San Fernando, que modificaron las direcciones de paleocorrientes (Ferriz, 1991; Ferriz y Aguirre, 1992). Los límites de la bahía se situaron aproximadamente en Rota, al N, en Chiclana, al S, y en El Portal (El Puerto de Santa María), al E.

La naturaleza metamórfica de los cantos que componen los sedimentos de la Unidad III indica que deben proceder de la Meseta. En la actualidad, el único río que transporta este tipo de materiales a zonas próximas al área estudiada es el Guadalquivir. No obstante, la distribución de facies de la Unidad III en la Bahía de Cádiz parece indicar que la descarga principal de sedimento se produjo en las proximidades a la actual desembocadura del Guadalete (Aguirre, en revisión). Zazo *et al.* (1985) propusieron una conexión entre el Guadalquivir y la Bahía de Cádiz por medio de un canal distributivo del Guadalquivir que descargara sedimentos en la Bahía durante el tránsito Plioceno-Pleistoceno o durante el Pleistoceno inferior. Esta conexión, sin duda, debió jugar un papel crucial en la llegada de cantos metamórficos a la Bahía de Cádiz. No obstante, Zazo *et al.* (1985) señalaron dicha

conexión. Los datos biocronoestratigráficos indican que la conexión debió ocurrir, al menos, desde la parte baja del Plioceno superior.

Este distributario desarrolló un lóbulo deltaico en su desembocadura que fue progradando hacia el S-SE, rellenando la amplia ensenada formada en la Bahía de Cádiz. Este sentido de avance se pone de manifiesto porque existe un cierto retardo en la entrada de cantos gruesos de N a S-SE. El sedimento aportado sería redistribuido por las corrientes de deriva litoral, dirigidas hacia el SE durante el Plioceno superior (Zazo *et al.*, 1983), y el oleaje, formando cordones de playas. La progradación deltaica alcanzó hasta el afloramiento de La Barrosa, como pone de manifiesto la secuencia detrítica granocreciente de la Unidad III. Los afloramientos más septentrionales en los que hay constancia de influencia deltaica están en la cuenca de Jerez, sección de Asta Regia y canteras de Majarazotán. Aquí se produjo el depósito de limos, con agrupaciones de *Crassostrea gryphoides*, al comienzo de la transgresión de la base de la Unidad III. Otras bioconstrucciones de ostreidos (*Saccostrea cucullata* Born) se desarrollaron en bahías interdistributarias o lagoons en diversos puntos de la Bahía de Cádiz (Ferriz, 1991; Aguirre y Jimenez, 1994).

Desde La Barrosa hasta la playa de El Puntalejo, donde están los afloramientos más meridionales de la Unidad III, se localiza el segundo dominio paleogeográfico. Desde La Barrosa hasta un poco más al NW de la Torre del Puerco se formaron depósitos de playas (Aguirre, 1990; Ferriz y Aguirre, 1992), lo que indica que la paleocosta siguió un trazado más o menos paralelo a la línea de costa actual. El promontorio donde está emplazada la Torre del Puerco constituyó un paleorrelieve positivo, probablemente emergido, que individualizó ese tramo costero de una zona protegida hacia el S, localizada aproximadamente entre la Urbanización de Roche y El Puntalejo (Benkhelil, 1976; Aguirre, 1990; Ferriz y Aguirre, 1992; Aguirre *et al.*, 1993). Esta bahía se formó en un bloque hundido delimitado por dos fallas normales; una situada al S de la Torre del Puerco y otra en el extremo SE del afloramiento Roche, donde se sitúa el contacto del Plioceno con el Mioceno. Fue una bahía relativamente protegida por el relieve de la Torre del Puerco, en la que se desarrollaron profusamente algas corallináceas y una asociación de invertebrados (Aguirre, 1990; 1992; Aguirre *et al.*, 1993). Esta situación condicionó que la entrada de siliciclásticos en este área no se produjera hasta la parte media-alta de la Unidad III.

El marco paleogeográfico propuesto para el depósito de la Unidad III contrasta con el sugerido por Viguié (1976). Este autor consideró toda la zona al S de Chiclana como un relieve emergido desde el Plioceno medio, y únicamente situó sedimentación marina somera durante el Plioceno superior en la Bahía de Cádiz.

CAPITULO 6:

PROVINCIA DE ALMERIA

INTRODUCCION

ANTECEDENTES

En una nota breve, Gignoux y Fallot (1922) trataron el Plioceno de la costa oriental de España, entre Barcelona y Almería. En la cuenca de Almería describieron, por primera vez, y sin mayor detalle, unas margas plasencienses y unas arenas astienses, ambas correspondientes al Plioceno inferior.

En la segunda mitad de los sesenta y en los setenta hubo un gran auge en el estudio de los depósitos neógenos del sureste peninsular. En las cuencas del Campo de Dalías, Almería-Níjar y de Carboneras se realizaron una serie de trabajos estratigráficos y micropaleontológicos en los que se definieron informalmente algunas formaciones y se propusieron unas bases biocronoestratigráficas (Méndez Cecilia, 1971a; 1971b; Fourniguet y Le Calvez, 1975; Iaccarino *et al.*, 1975; Perconing, 1976; Addicott *et al.*, 1978; 1979).

En lo que concierne al Plioceno, los trabajos de Méndez Cecilia (1971a; 1971b) y de Fourniguet y Le Calvez (1975) se centran en la paleogeografía y en la evolución de facies y ambiental de las cuencas de Almería y Campo de Dalías. Méndez Cecilia (1971a; 1971b) realizó una caracterización de los depósitos pliocenos en ambas cuencas por el contenido en pectínidos y los comparó con las facies típicas que aparecen en las localidades tipo donde se definieron los pisos del Plioceno. La edad que asignó a estos materiales se basa tanto en las facies como en la macrofauna de bivalvos que contienen: «... la edad aproximada de los yacimientos estudiados es Plioceno inferior alto, ya que sólo aparecen las faunas típicamente plasencienses con sus equivalentes astienses, pero no se encuentran elementos tabianienses ni calabrienses» (Méndez Cecilia, 1971b; pag. 492).

Por su parte, Fourniguet y Le Calvez (1975), estudiando la cuenca del Campo de Dalías, reconocieron también las facies plasencienses y astienses, dándoles un significado ambiental. Distinguieron un conjunto inferior formado por arenas margosas que atribuyeron a las facies plasencienses. Le asignaron una edad Plioceno medio por su contenido en foraminíferos planctónicos. Por encima distinguieron otro conjunto de materiales calcareníticos y detríticos equivalentes a las facies astienses. Esta transición vertical de facies la interpretaron como producto de la migración en el tiempo de los cinturones de facies litorales (facies astienses) sobre materiales más profundos (facies plasencienses). Por otra parte, establecieron la paleogeografía del Campo de Dalías para esta época. Para ellos, la cuenca tuvo su extremo occidental en Adra y la paleocosta siguió al pie de la Sierra de Gádor. A partir de Adra la cuenca iría profundizándose hacia el E y S-SE.

Los trabajos de Iaccarino *et al.* (1975), Perconing (1976) y Addicott *et al.* (1978; 1979) abordan el análisis biocronoestratigráfico de secciones neógenas situadas en las cuencas de Almería-Níjar, Carboneras y Campo de Dalías. Tanto el primero como el último de estos trabajos tratan también aspectos estrictamente estratigráficos, definiendo una serie de formaciones con carácter informal. Iaccarino *et al.* (1975) diferenciaron dos formaciones para el Plioceno: formación Barranco de Granaderos y formación Rambla de los Santos. La primera, en la base de la secuencia pliocena, tiene carácter conglomerático-arenoso y se depositó en un ambiente deltaico. En la base de esta formación detectaron la presencia de *Globorotalia margaritae* junto con *G. puncticulata*, por lo que le asignaron una edad Plioceno inferior no basal. La segunda formación, formación Rambla de los Santos, se dispone discordantemente y con carácter transgresivo sobre los depósitos anteriores. Es de naturaleza bioclástico-calcarenífica, depositada en un ambiente costero. Le asignaron una edad de Plioceno 2 por consideraciones paleogeográficas de tipo regional.

Perconing (1976) realizó un trabajo más estrictamente micropaleontológico y discutió algunos de los resultados bioestratigráficos de Iaccarino *et al.* (1975). Asignó una edad Plioceno inferior-medio a los materiales que afloran al norte de Almería y en el Campo de Dalías.

Por su parte, Addicott *et al.* (1978; 1979), estudiando el relleno neógeno del Campo de Dalías y de la cuenca de Almería-Níjar, diferenciaron dos formaciones en los depósitos pliocenos de cada área. En cada una de ellas realizaron un estudio sedimentológico y micropaleontológico, con algunas consideraciones paleoambientales. En el Campo de Dalías diferenciaron la formación Loco en la base de la secuencia pliocena y la formación Entinas por encima. El paso de una a otra se hace por medio de un contacto gradual. La formación Loco está caracterizada por arenas limosas masivas que se hacen cada vez más arenosas hacia techo, al tiempo que aumenta su contenido fósil. Se depositaron en un ambiente infralitoral a circalitoral de baja energía. La formación Entinas está constituida por calcarenitas con megaestratificaciones cruzadas, con un posible origen deltaico o de bajíos con dirección de migración hacia el sur. Al este de Almería, en la cuenca de Almería-Níjar, diferenciaron la formación Cuevas Viejas en la base y la formación Morales a techo. La primera está formada por limos con *Amussium* que fueron depositados en un medio infralitoral con bajo nivel de energía. La formación Morales está integrada por unas intercalaciones de conglomerados y areniscas con un origen deltaico o infralitoral sometido a alta turbulencia. Según Addicott *et al.* (1978; 1979) es correlacionable con la formación Barranco de Granaderos de Iaccarino *et al.* (1975). En cuanto a edades, las formaciones Loco y Cuevas Viejas son correlacionables entre sí y equivalentes a las facies plasencienses. Ambas pertenecen a la parte alta del Plioceno inferior por la presencia de *Globorotalia puncticulata*. La presencia de *G. margaritae*, citada por Iaccarino *et al.* (1975) en la base de su formación Barranco de

Granaderos, hace pensar a Addicott *et al.* (1978; 1979) que la parte baja de las formaciones Loco y Cuevas Viejas pueden pertenecer a la parte baja del Plioceno inferior. Por otra parte, las formaciones Entinas y Morales, al carecer de foraminíferos planctónicos, son asignadas al Plioceno por su contenido en pectínidos y por poseer características similares a las facies astienses típicas. En la cuenca de Carboneras reconocieron una secuencia continua de calcarenitas que pertenecerían al Plioceno inferior por la presencia de *Globorotalia margaritae* y *G. puncticulata*.

En varios trabajos posteriores, Postman (1979; 1983; 1984) define la formación Abrija para referirse a los conglomerados y arenas equivalentes a la formación Barranco de Granaderos de Iaccarino *et al.* (1975). Este autor presenta un análisis detallado de la dinámica deposicional y de las estructuras sedimentarias presentes en estos depósitos, que se formaron en un ambiente deltaico dominado por flujos de masas.

Recientemente se ha publicado un libro monográfico coordinado por Montenat (1990a) sobre las cuencas neógenas del SE peninsular. En las cuencas de Almería-Níjar y de Carboneras, los depósitos pliocenos se disponen discordantemente sobre el Messiniense (Montenat *et al.*, 1990b). Dicho contacto está jalonado por un nivel de conglomerados con fauna marina que es el reflejo de la transgresión pliocena. En su interior citan la presencia de *Globorotalia margaritae* y *Sphaeroidinellopsis* spp, por lo que lo atribuyen al Plioceno inferior (Montenat *et al.*, 1990b). Estos autores diferencian dos conjuntos pliocenos: Plioceno 1, atribuible a las biozonas de *Globorotalia margaritae*, *G. puncticulata* y *G. crassaformis* (Plioceno inferior-medio); y Plioceno 2, atribuido al Plioceno superior sin argumentos biocronoestratigráficos precisos. En el Plioceno 1 distinguen unas arenas amarillas fosilíferas e intensamente bioturbadas, facies neríticas constituidas por calcarenitas-arenas-microconglomerados con megaestratificaciones cruzadas, margas azules arenosas y glauconíticas con *G. margaritae* que corresponden a los depósitos más profundos, y, finalmente, facies deltaicas a lo largo del corredor del río Andarax. Estos últimos depósitos equivalen a los materiales que componen la formación deltáica Abrija estudiada por Postman (1979; 1983; 1984) y al tramo conglomerático de la formación Barranco de Granaderos de Iaccarino *et al.* (1975). El Plioceno 2, por otra parte, está representado por facies someras con depósitos detríticos y calcareníticos.

La mayoría de los trabajos citados están referidos a la cuenca de Almería-Níjar. Proporcionalmente, la cuenca del Campo de Dalías ha sido menos estudiada. Rodríguez-Fernández y Martín-Penela (1993) han realizado un trabajo sobre la evolución neógena reciente de esta zona y su continuidad hacia la plataforma del margen septentrional de la cuenca de Alborán. Es un trabajo centrado en la evolución tectónica del área basado en el estudio de perfiles sísmicos y afloramientos en tierra emergida. En la estratigrafía pliocena establecen dos unidades que no quedan claramente definidas. Distinguen una unidad basal de

margas grises depositada inmediatamente después de la crisis de salinidad messiniense y otra unidad superior de margas y calcarenitas que hacen equivaler a la formación Loco de Addicott *et al.* (1979). Tanto la descripción de ambas unidades como sus edades resultan confusas. En cuanto a la evolución tectónica pliocena, proponen un contexto general distensivo con el desarrollo de fallas normales de dirección N 70-90 E.

Aunque las principales características de los materiales pliocenos de Almería están ya descritas, en los últimos años se ha planteado nuevamente su edad en las cuencas de Almería-Níjar y del Campo de Dalías (Martín-Pérez y Martínez-Gallego, 1989; Martín-Pérez, 1992). En ambas áreas, estos autores incluyen las facies de limos con *Amussium* (equivalentes a las formaciones Cuevas Viejas y Loco de Addicott *et al.*, 1979) dentro de la parte baja del Plioceno superior. El criterio que siguen es la ausencia de *Globorotalia margaritae*, indicador zonal del Plioceno inferior. No obstante, Martín Pérez (1992) cita la presencia de esta especie en otras secciones de la cuenca de Almería-Níjar en materiales lateralmente relacionados, por lo que les asigna una edad de parte alta del Plioceno inferior.

En un trabajo más reciente sobre la subcuenca de Cerro Blanco-El Barranquete, situada en el extremo meridional de la Serrata de Níjar, Boorsma (1992; 1993) distingue tres unidades litoestratigráficas para el conjunto Plioceno-Cuaternario. La unidad basal de este autor, Unidad I, pertenece al Plioceno inferior-medio y está constituida por margas de cuenca en la base que pasan a techo a calcarenitas con estratificaciones cruzadas de tipo hummocky, depositadas en un medio marino somero. La Unidad II, asignada al Plioceno superior-Pleistoceno, está formada por materiales detríticos de playas y de un delta de tipo Gilbert. Finalmente, la Unidad III pertenece ya al Cuaternario y está constituida por conglomerados fluviales.

LOCALIZACION GEOGRAFICA DEL PLIOCENO EN LA PROVINCIA DE ALMERIA

En la provincia de Almería los materiales pliocenos presentan una amplia distribución areal. Los afloramientos más occidentales atribuidos al Plioceno se localizan justo al este de Adra, localidad situada en el Poniente Almeriense o Campo de Dalías. En esta zona, el Plioceno aflora en el área de Adra-Balanegra-Balerna-Matagorda-Punta Entinas. Su continuidad hacia el este se ve interrumpida por sedimentos cuaternarios que los cubren y por los afloramientos triásicos de las estribaciones surorientales de la Sierra de Gádor. Este mismo relieve separa la continuidad de los depósitos neógenos entre el Poniente Almeriense y el área de Almería-Níjar. Justo al E de Almería el Plioceno vuelve a aflorar, y a partir de aquí se puede seguir en continuidad geográfica hacia el E por toda la cuenca de Almería-Níjar, y desde prácticamente la costa hasta la Sierra de Alhamilla, en dirección N-S. Los

afloramientos de los alrededores de Carboneras son los más orientales al S de las sierras de Alhamilla y de Cabrera. Están separados del conjunto plioceno de la cuenca de Almería-Níjar por la Serrata de Níjar.

En la cuenca de Sorbas, al norte de la alineación montañosa constituida por las sierras de Alhamilla y Cabrera, aparece una pequeña banda cartográfica de depósitos marinos atribuidos al Plioceno en los alrededores del pueblo de Sorbas. En esta cuenca, el Plioceno puede estar representado más ampliamente si los depósitos continentales pertenecientes al Miembro Zorreras se consideran de esta edad, como ha sido sugerido por diversos autores (Braga y Martín, 1992; Martín y Braga, 1994). Más hacia el NE el Plioceno en facies marinas vuelve a aflorar extensamente en la cuenca de Vera, extendiéndose hacia la región de Murcia.

En la provincia de Almería se han seleccionado diversas áreas en las que se han realizado los estudios de detalle:

1) Dos sectores en la Cuenca de Almería-Níjar: uno situado en el extremo E de la Sierra de Gádor y otro a lo largo de la Rambla de la Sepultura y ramblas adyacentes, en la parte centro-occidental de la cuenca (Fig. 6.1).

2) Area de Balanegra-Balerna-Matagorda-Punta Entinas en el Campo de Dalías o Poniente Almeriense (Fig. 6.2).

3) Cuenca de Carboneras (fig. 6.1).

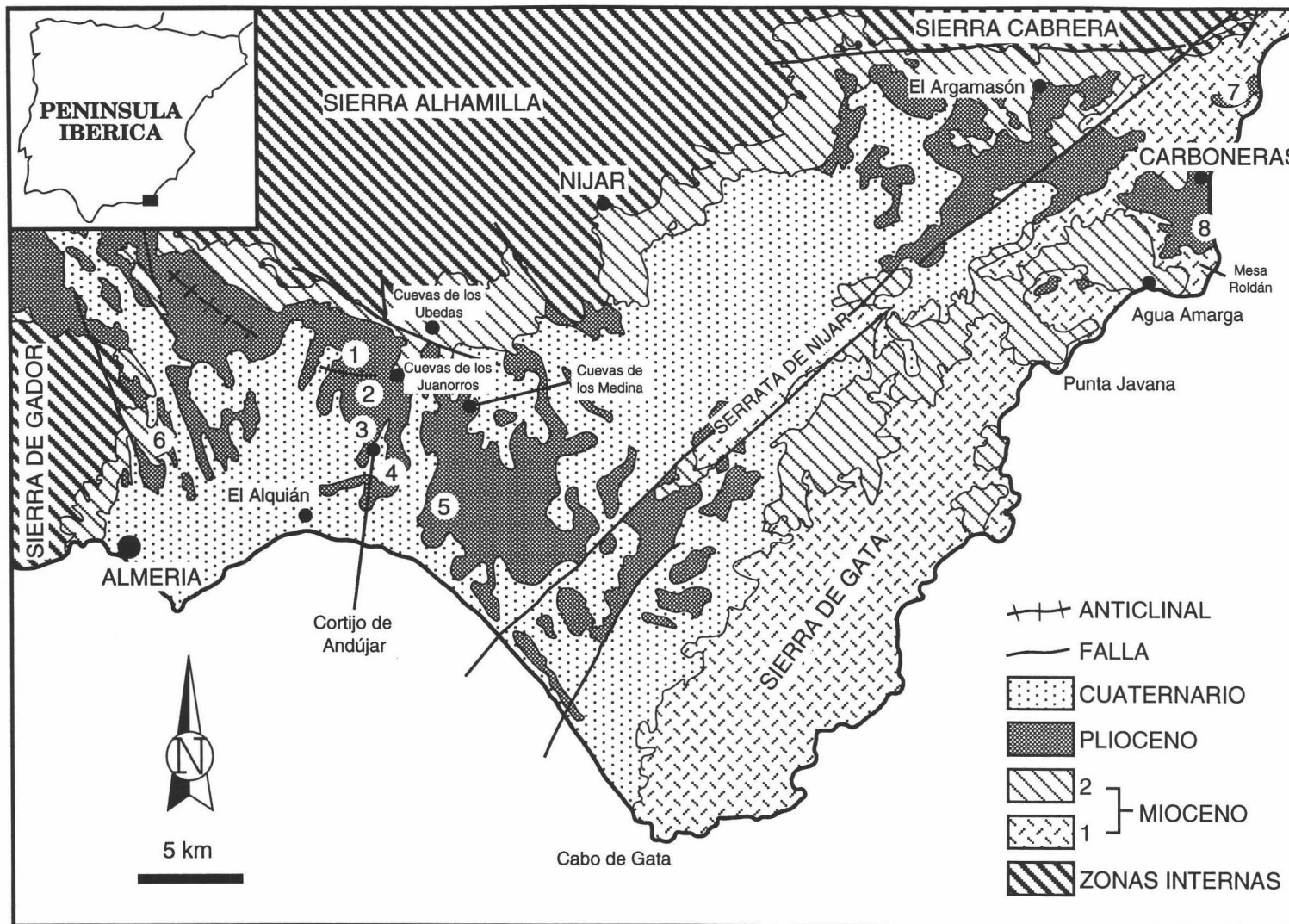


Fig. 6.1.- Mapa geológico de la cuenca de Almería-Níjar y Carboneras. (Tomado de Boorsma, 1993). 1: Afloramiento Palmo de Salas; 2: Afloramiento Saccarino; 3: Afloramiento Las Corralizas; 4: Afloramiento Rambla de la Sepultura; 5: Afloramiento Polígono Industrial; 6: Afloramiento Polígono Industrial; 7: Sección Rambla de Carboneras; 8: Sección Barranco del Hondo. Mioceno 1: Rocas volcánicas; Mioceno 2: Rocas sedimentarias.

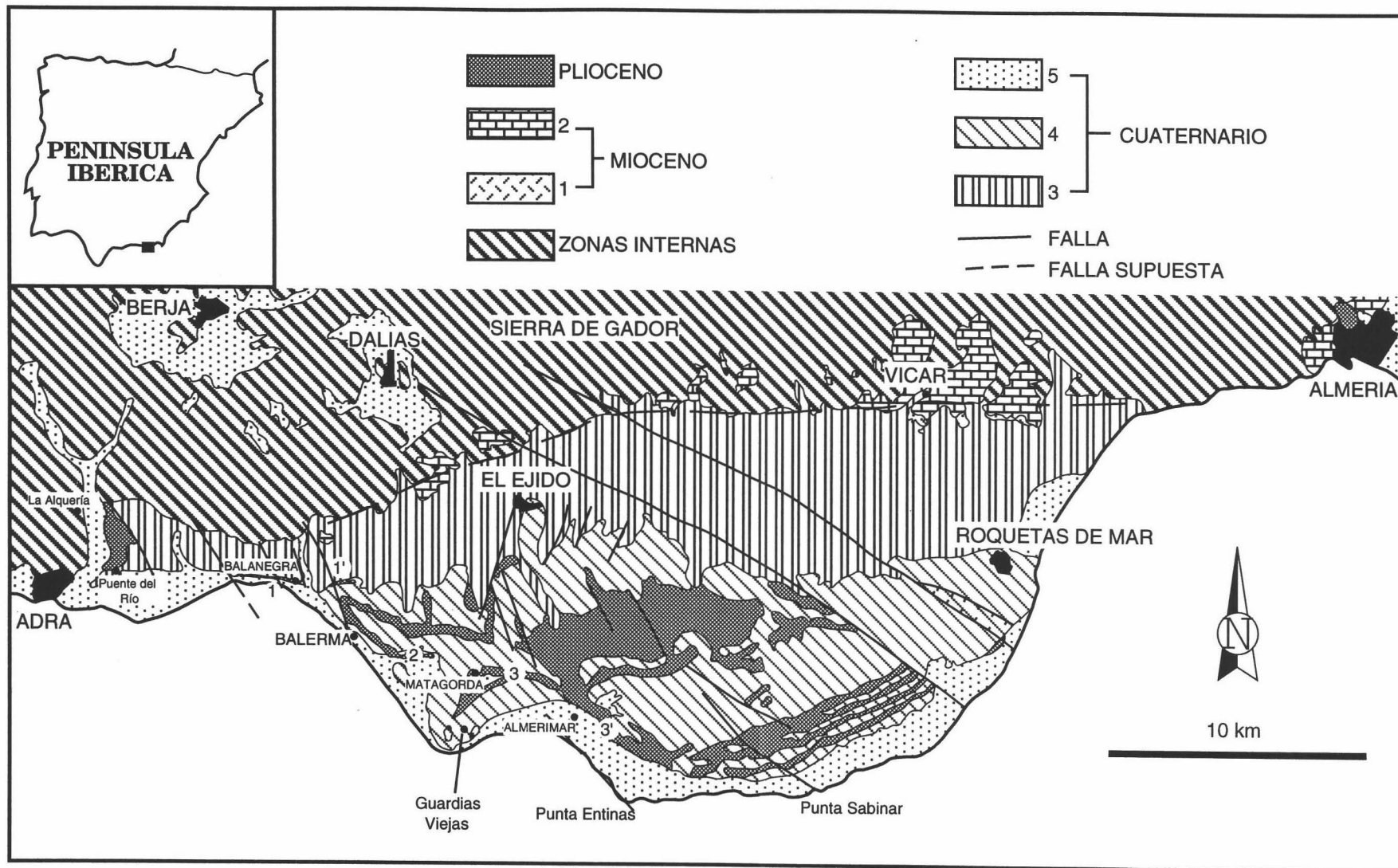


Fig. 6.2.- Mapa geológico del Campo de Dalías. (Tomado de Baena et al., 1981 y Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). 1-1': Afloramiento Balanegra; 2: Afloramiento Balerma; 3-3': Afloramiento Matagorda-Almerimar. Mioceno 1: Rocas volcánicas; Mioceno 2: Calizas; Cuaternario 3: Abanicos aluviales; Cuaternario 4: Terrazas marinas; Cuaternario 5: Playas Holoceno-Reciente.

SECCIONES ESTUDIADAS

CUENCA DE ALMERIA-NIJAR

Los materiales pliocenos muestran una excelente calidad de exposición en la cuenca de Almería-Níjar. En esta cuenca he realizado el estudio detallado de varios afloramientos, en los que he levantado diversas secciones estratigráficas. Dichos afloramientos se distribuyen en un transecto N-S siguiendo aproximadamente la Rambla de la Sepultura (Fig. 6.1).

A lo largo del transecto se reconocen dos unidades dentro del Plioceno, que serán descritas en cada sección. La primera está afectada por un pliegue en anticlinal de gran radio, cuyo eje tiene una dirección NW-SE y se sitúa al S del Palmo de Salas (Fig. 6.1). En el flanco N de este pliegue, la unidad buza unos 25° hacia el N, y en el flanco S unos 10° en este sentido. El techo de la primera unidad sólo aflora en el extremo meridional de su área cartográfica, en concreto, en la sección Rambla de la Sepultura S (Fig. 6.1), que se describirá más adelante.

AFLORAMIENTO PALMO DE SALAS

En este afloramiento he realizado dos secciones próximas entre sí. Ambas muestran características litológicas y paleontológicas similares, por lo que sólo describiré una de ellas que denominaré Palmo de Salas (Fig. SERIE). Se puede acceder por el carril de entrada a las Cuevas de los Juanorros, situado justo al este de El Alquíán. Se encuentra en el margen sur de Sierra Alhamilla (al NW de las Cuevas de los Juanorros Fig. MAPA), en unos relieves que dan nombre al afloramiento. En ninguna de las secciones se observa el contacto basal del Plioceno. No obstante, algo más al N y al E se dispone discordantemente sobre margas o yesos de edad Messiniense o sobre los materiales metamórficos de Sierra Alhamilla. Este afloramiento se localiza en el flanco N del anticlinal antes citado.

Sección Palmo de Salas

Es una sección en la que el Plioceno tiene 50-60 m de potencia. Se pueden reconocer, de muro a techo, tres unidades, una de ellas atribuida al Cuaternario (Fig. 6.3):

- 1.- En la primera se pueden identificar cuatro tramos, con contactos graduales.

NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			PRESERVACION ESQUELETAL			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
1	32,2 (161)	6,2	93,8	73,9	26,1	14,9 (39,3)	23 (60,7)	23,6	80,7	18,6	0,6	61,3	17,6
2	43,6 (218)	5,1	94,9	66,8	33,2	19,8 (40,6)	29 (59,4)	15,7	97,7	2,3	0	97,2	1,9
3	187,2 (936)	7,3	92,7	68,8	31,2	29,2 (53,8)	25 (46,2)	11,5	50	50	0	28,7	27,2
4	302,4 (1512)	4,8	95,2	75,3	24,7	34,9 (58,6)	24,7 (41,4)	9,6	52,4	47,6	0	0	60
5	22,6 (113)	0	100	98,2	1,8	14,2 (53,3)	12,4 (46,7)	56,6	99,1	0,9	0	59,5	39,6
6	29 (145)	0	100	82,1	17,9	13,1 (38,8)	20,7 (61,2)	49	95,9	4,1	0	80,7	14,3
7	246,6 (1233)	2,4	97,6	84,9	15,1	32,3 (58,4)	23 (41,6)	22,6	81,5	18,5	0	0,5	81,8
8	665,2 (3276)	0	100	94,8	5,2	46 (71,1)	18,7 (28,9)	16,5	50,4	49,6	0	3,2	49,7
9	23,6 (118)	0	100	89	11	17,8 (42)	24,6 (58)	48,3	100	0	0	96,2	3,8
10	7,2 (36)	0	100	100	0	14,3 (23,8)	45,7 (76,2)	34,3	100	0	0	22,9	68,7
11	39,2 (196)	6,7	93,3	80,8	19,2	35,2 (57,6)	25,9 (42,4)	16,6	100	0	0	73,7	26,3

Tabla 6.I.- Rasgos tafonómicos medidos en la serie Palmo de Salas.

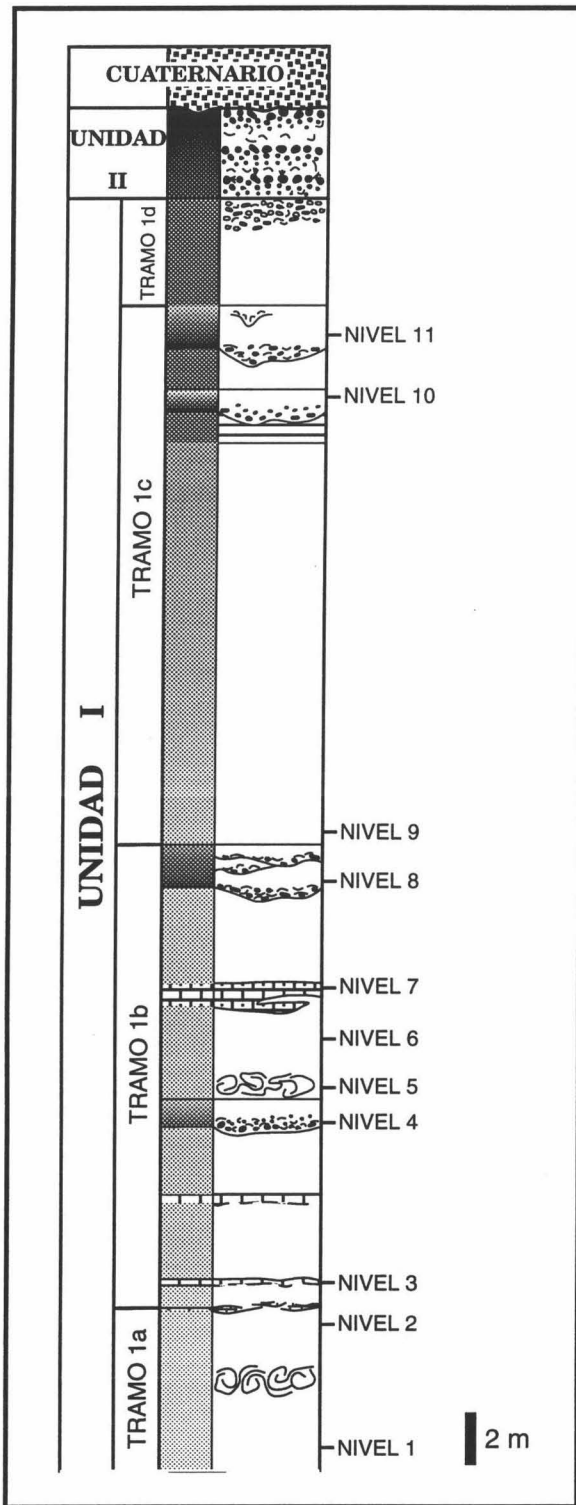


Fig. 6.3.- Columna estratigráfica del Salto de Salas.

1.a.- Arcillas y limos arcillosos masivos de color gris-azulado muy oscuro, con algunos cantos de pequeño tamaño dispersos. Ocasionalmente, hay nódulos debidos a una cementación diferencial del sedimento, que, a veces, forman niveles endurecidos más o menos continuos. En estas zonas más cementadas están los fósiles de mayor tamaño, con un empaquetamiento poco denso y un volumen del 15 %. En el sedimento circundante los fósiles están dispersos en una proporción inferior al 10 % en volumen. Generalmente son de tamaños inferiores a 0,5 cm, por lo que no han sido incluidos en el análisis cuantitativo. Puntualmente, hay pequeñas concentraciones de fósiles rellenando trazas de bioturbación (concentraciones con geometría en vaina, "pod" de Kidwell *et al.*, 1986). Tan sólo se reconocen algunas trazas de bioturbación en un sedimento muy homogeneizado, por lo que se le puede asignar un índice de icnofábrica 3 (ii3).

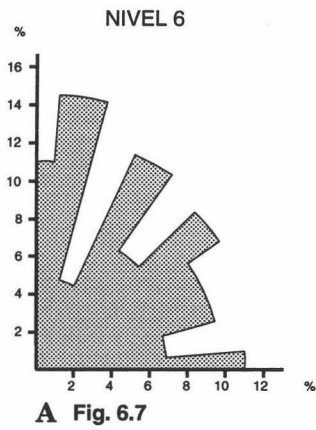
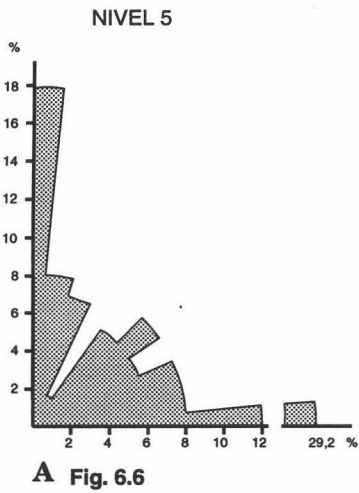
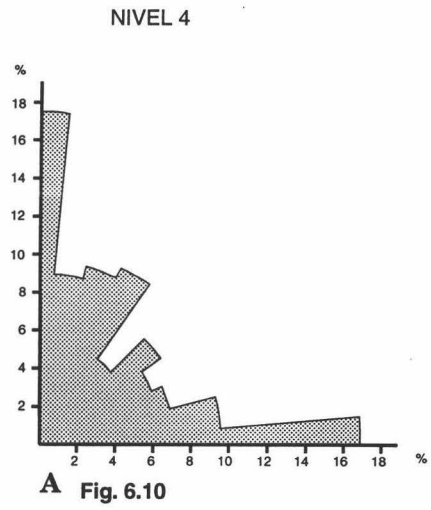
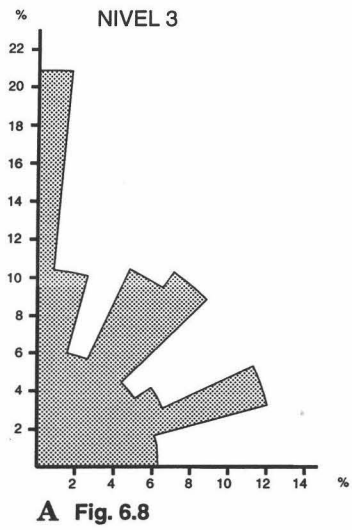
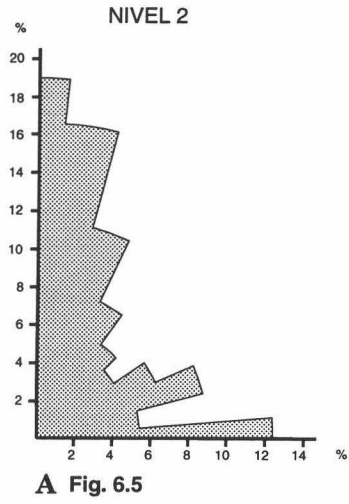
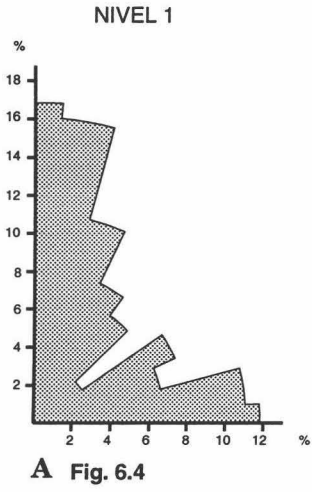
En las zonas de cementación diferencial predominan los restos preservados con concha, 80,7 % (nivel 1; Tabla 6.1). Un 26,1 % del total se conservan completos, el 6,2 % son bivalvos articulados y el 19,9 % valvas completas y otros organismos no bivalvos completos. El 1,9 % del total de la asociación está en posición de vida. Predominan los fragmentos dispuestos perpendicularmente, 52,2 % (Fig. 6.4a). Hay una selección de tamaños moderadamente buena (Fig. 6.4b). Entre los restos curvados predominan los que tienen la concavidad hacia abajo (60,7 %; n = 61). El 61,3 % de los fragmentos muestra aristas agudas (Tabla 6.1). Sólo el 2,5 % del total presenta bioperforaciones.

En conjunto, la fauna es diversa aunque escasa, con bivalvos, gasterópodos, escafópodos, serpúlidos, equinodermos, briozoos, corales solitarios y fragmentos de madera limonitizados. Predominan *Corbula gibba* (Olivi), *Glossus* sp, *Dentalium* spp, *Natica* sp, *Ditrupa* sp, *Amussium cristatum*, *Chlamys* spp y moldes de corales solitarios atribuibles a *Caryophyllia* y *Flabellum*.

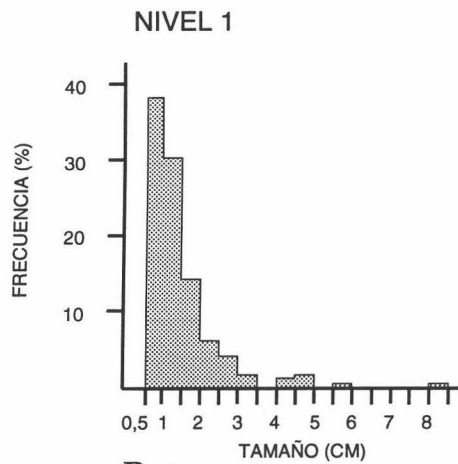
1.b.- Limos verdoso-amarillentos masivos, que cambian hacia techo a arenas finas-medias, muy micáceas, con capas de calcarenitas y calcirruditas intercaladas. El sedimento tiene un moteado intenso y muy penetrativo por efecto de la bioturbación (ii4-5).

En la parte baja del tramo predominan los fósiles con concha original, aunque sólo preservan algunas capas, 97,7 % (nivel 2; Tabla 6.1). El empaquetamiento es disperso a "barren", con un volumen del 5 % o inferior. El porcentaje de organismos conservados completos es alto, 33,2 %, con un 5,1 % de bivalvos articulados en el total de la asociación. El 2,8 % del total de la asociación se conserva en posición de vida. Los restos presentan una orientación preferencial perpendicular (Fig. 6.5a) y una buena selección por tamaño de bioclastos (Fig. 6.5b). Los restos orientados con la concavidad hacia abajo son los más abundantes. Entre los fragmentos, el 97,2 % tiene las aristas agudas (Tabla 6.1). Sólo el 3,2 % está encostrado por otros organismos.

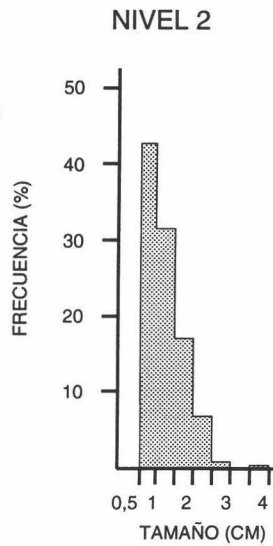
ORIENTACION EN LOS NIVELES DE LA SECCION PALMO DE SALAS



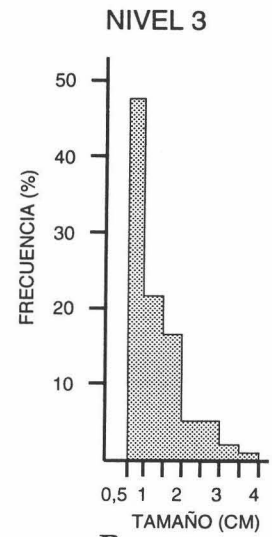
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION PALMO DE SALAS



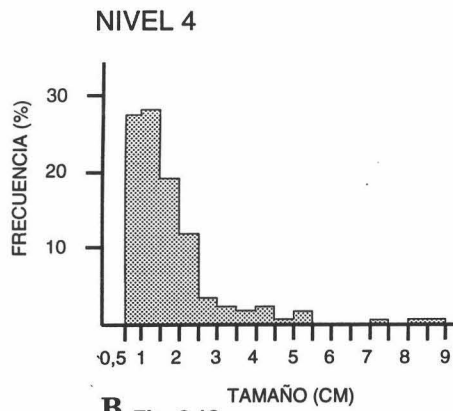
B Fig. 6.4



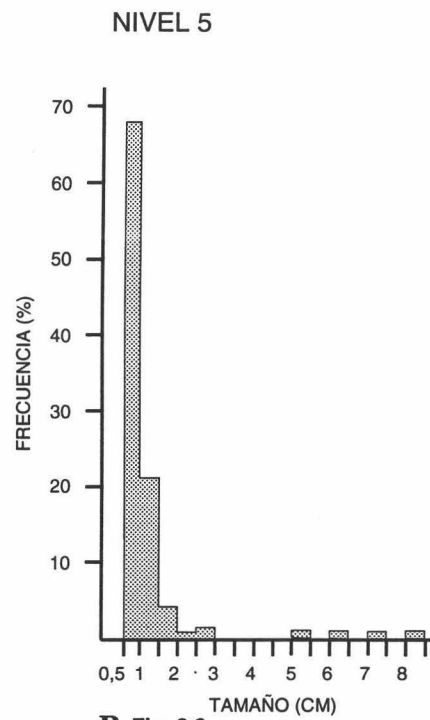
B Fig. 6.5



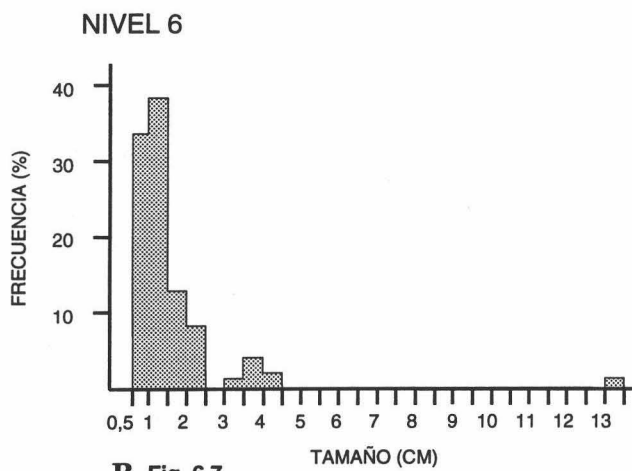
B Fig. 6.8



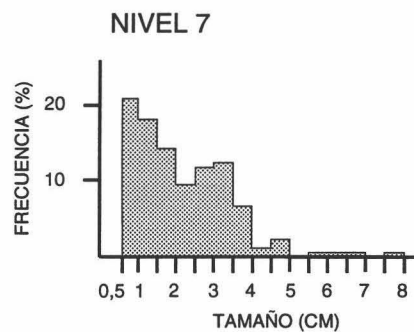
B Fig. 6.10



B Fig. 6.6



B Fig. 6.7



B Fig. 6.9

En la parte media del tramo (niveles 5 y 6; Fig. 6.3) la proporción de restos y el grado de empaquetamiento se mantienen prácticamente sin modificaciones. Los restos con concha son más abundantes que los preservados como moldes, 99,1 % y 0,9 % respectivamente (Tabla 6.1). Sólo el 1,8 % de los restos se encuentran completos, aunque ninguno articulado. Hay una clara bimodalidad en la orientación, con un máximo en la abundancia de restos con ángulos inferiores a 30° y otro superior a los 60° (Fig. 6.6a). También hay una buena selección de tamaños, con un máximo entre 0,5 y 1,5 cm y una cola hacia tallas mayores (Fig. 6.6b). Los fragmentos con aristas agudas son los más abundantes, aunque los que presentan aristas redondeadas adquieren una proporción importante (39,6 %). Sólo el 0,9 % está afectado por bioperforaciones.

Más arriba, se incrementa el porcentaje de restos que preservan concha (nivel 6; Tabla 6.1). Aunque la proporción de fósiles completos es relativamente alta, 17,9 %, ninguno aparece articulado. Como se puede observar en la Fig (6.7a) hay una gran dispersión en la orientación. Se aprecia una distribución de frecuencia de tamaños bimodal (Fig. 6.7b). Predominan los restos planos (49 %) frente a los curvados. Los fragmentos con las aristas agudas consituyen el 80,7 %. El 2,1 % del total de la asociación está afectado por endobiontes.

Los organismos mayoritarios en estas facies son *Amussium cristatum*, *Chlamys* spp, *Ditrupa* sp y escafópodos. En la parte alta del tramo se observa una disminución de *Amussium* en favor de un incremento en la proporción de *Pecten* y *Chlamys*. Asimismo, aparacen valvas de *Ostrea edulis*, a veces formando pequeñas agrupaciones aisladas ("clumps"), preservadas en posición de vida.

Entre los limos y arenas de este tramo, se intercalan capas de calcarenitas y calcirruditas muy cementadas, ricas en fósiles y en material siliciclástico. Son capas con gran extensión horizontal y un contacto basal gradual, con la máxima concentración de fauna en la parte alta, es decir, con una gradación inversa. He realizado medidas tafonómicas en dos de ellas, una en la parte inferior del tramo (nivel 3), y otra a techo del mismo (nivel 7) (Fig 6.3). En ambas, el grado de empaquetamiento varía de poco denso a denso y la proporción oscila entre el 15 % y el 20 % del volumen. En la inferior, el 50 % de los restos están preservados como moldes (nivel 3; Tabla 6.1). Los fósiles completos constituyen una parte importante de la asociación, 31,2 %. El 7,3 % del total está articulado y el 1,9 % se conserva en posición de vida. Hay una orientación polimodal, con predominio de los restos dispuestos perpendicularmente (Fig. 6.8a). Hay un buena selección de tamaños (Fig. 6.8b). Predominan los bioclastos dispuestos con la concavidad hacia arriba. Se observa una proporción muy similar de fragmentos con aristas agudas y redondeadas. Un 2,9 % del total de fósiles se encuentra afectado por organismos endobiontes.

En el nivel superior son más abundantes los restos que conservan concha (nivel 7; Tabla 6.1). El 15,1 % del total de la asociación son individuos completos y el 2,4 % corresponde a organismos articulados. Los bioclastos orientados perpendicularmente son los más abundantes (Fig. 6.9a). No hay ninguna selección por tamaños (Fig 6.9b). Predominan los restos orientados con la concavidad hacia arriba (Tabla 6.1). La gran mayoría de los fragmentos tiene las aristas redondeadas (81,8 %). El 1,2 % y el 0,4 % del total de los fósiles están afectados por organismos endo y epibentónicos, respectivamente.

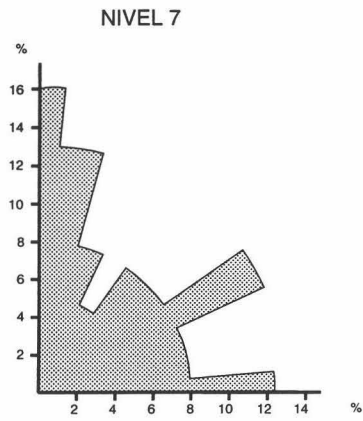
Los fósiles más abundantes son bivalvos, serpúlidos, balánidos y briozoos. Entre los primeros dominan *Corbula gibba*, *Panopea* sp, *Modiolus* sp y *Pinna* sp, conservados como moldes, y *Chlamys* spp y *Pecten* spp que conservan la concha. *Ditrupa* sp es el único serpúlido identificado. Entre los briozoos hay fundamentalmente dos tipos morfológicos de crecimiento, pequeñas colonias lunulitiformes de vida libre atribuibles a las familias Lunulitidae o Cupuladriidae y colonias bilamelares erectas (adeoniformes según Lagaaij y Gautier, 1965). Tanto los balánidos como los briozoos adeoniformes se encuentran en la parte alta de las capas de calcarenitas y, en algunos casos, conservados en posición de vida.

En la mitad de este segundo tramo hay una capa de calcirruditas con base canalizada y gradación positiva (nivel 4; Fig. 6.3). Está constituido por una acumulación de bioclastos, con gran cantidad de siliciclásticos de gran tamaño, generalmente cantos de cuarcitas y dolomías. Presenta un empaquetamiento denso, con una proporción de bioclastos que oscila entre el 30 % y el 40 %. Algo más de la mitad de los fósiles incluidos en este nivel conservan la concha (52,7 %) (nivel 4, Tabla 6.1). El 24,7 % del total está completo y el 4,8 % articulado. El 3,6 % del total de la asociación se conserva en posición de vida. Hay una orientación bimodal (Fig. 6.10a) y una gran dispersión de tamaños (Fig. 6.10b). Los restos con la concavidad hacia arriba son los más abundantes. Predominan los fragmentos con las aristas redondeadas, aunque la proporción de restos con las aristas sin determinar es alto. Una parte relativamente importante de los bioclastos está afectada por bioperforaciones (6%), mientras que sólo el 1,8 % está afectado por epibentónicos.

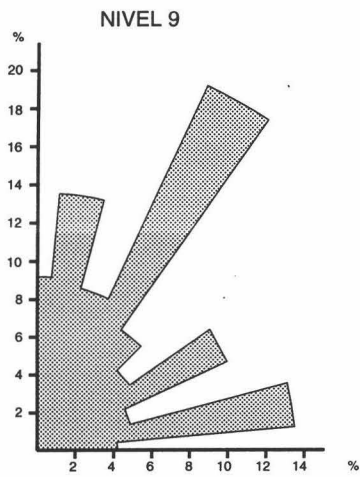
La fauna es muy diversa, predominando bivalvos y gasterópodos. Entre los primeros se encuentran *Chlamys* spp, *Pecten* spp, *Acanthocardia erinacea* (Lamarck), además de otros cardiidos y venéridos. Entre los gasterópodos, *Turritella* sp es mayoritario. En proporciones algo más bajas aparecen equinodermos, braquiópodos, escafópodos y briozoos adeoniformes.

Este tramo finaliza con unos bancos granodecrecientes de calcirruditas bioclásticas, amalgamados, muy cementados y con muros canalizados (nivel 8; Fig. 6.3). Contienen bastantes cantos de cuarcitas y dolomías, concentrados principalmente en la parte baja de los bancos. Presentan un empaquetamiento denso de fósiles, con una proporción que oscila entre

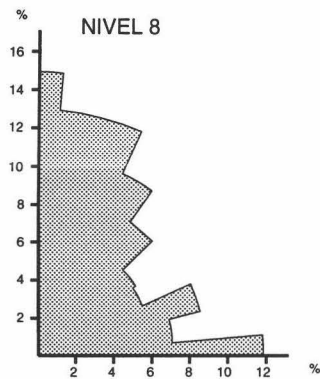
**ORIENTACION EN LOS NIVELES
DE LA SECCION PALMO DE SALAS
(continuación)**



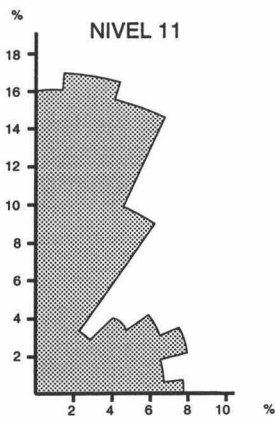
A Fig. 6.9



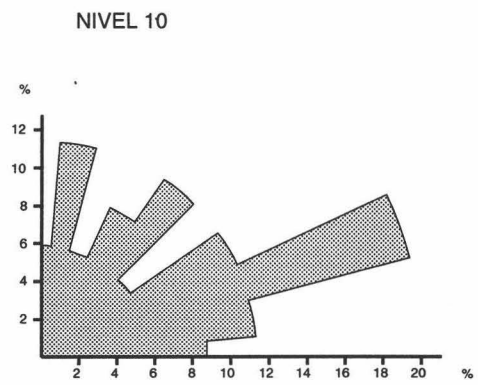
A Fig. 6.12



A Fig. 6.11

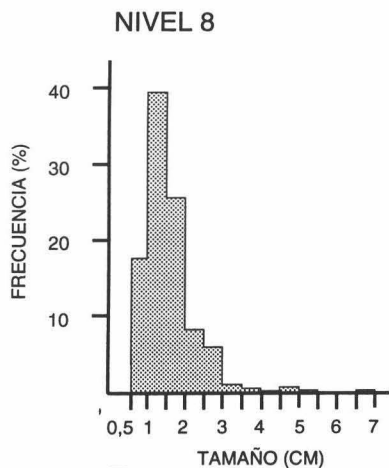


A Fig. 6.14

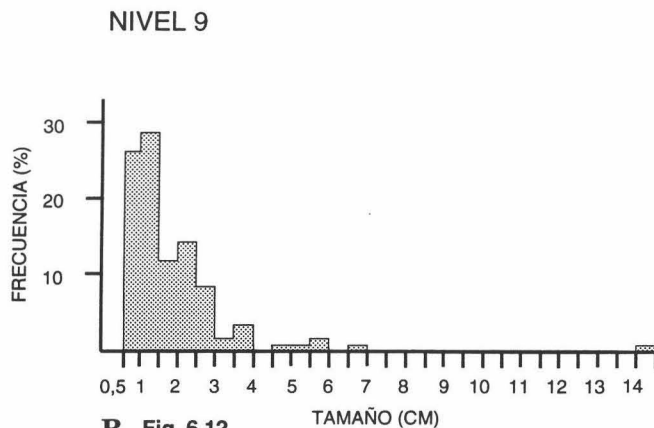


A Fig. 6.13

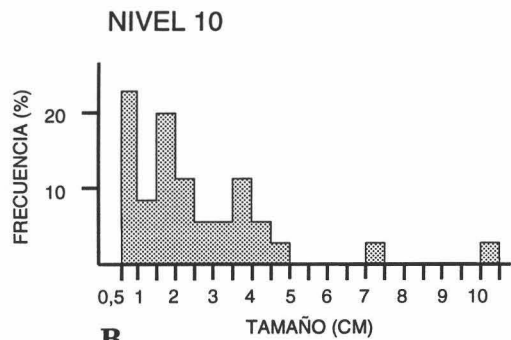
**SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS
NIVELES DE LA SECCION PALMO DE SALAS
(Continuación)**



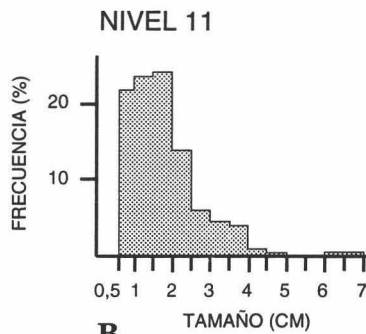
B Fig. 6.11



B Fig. 6.12



B Fig. 6.13



B Fig. 6.14

el 30 % y el 40 %. El porcentaje de restos conservados con concha o como moldes es muy similar (Tabla 6.1). Tan sólo el 5,2 % del total de la asociación aparece completo, pero ninguno articulado. Existe una mayor proporción de restos orientados con ángulos superiores a 60°, 51,2 %, e inferiores a 30°, 27,8 % (Fig. 6.11a). Hay una selección por tamaños relativamente buena (Fig. 6.11b). Dominan los restos dispuestos con la concavidad hacia arriba (Tabla 6.1). El 49,7 % de los fragmentos presentan algún grado de redondeamiento de las aristas, o pérdida parcial o total de la ornamentación. El 7,4 % del total de los fósiles muestreados está afectado por organismos endobiontes.

La fauna conservada es muy similar a la que aparece en la capa calcirrudítica previamente descrita, con mayor abundancia de moldes de bivalvos atribuibles a la familia *Cardiidae*. Hay algunos fragmentos óseos de mamíferos marinos, probablemente huesos de cetáceos.

1.c.-El tercer tramo está formado por 15 m de arenas medias homogéneas, verdoso-amarillentas, muy micáceas. Se intercalan bancos de arenas gruesas marrón-ocres, con laminación horizontal, y de conglomerados con bases canalizadas. El tamaño de grano de las arenas, y el espesor y frecuencia de estos bancos, aumentan hacia el techo.

En las arenas medias la fauna aparece muy dispersa, dando un empaquetamiento prácticamente "barren", con un volumen inferior al 5 %. La mayor proporción de fósiles está en la parte baja y alta del tramo. Todos los restos conservan la concha (nivel 9, Tabla 6.1). El 11 % está completo, aunque no hay fósiles articulados. Se observa una marcada polimodalidad en la orientación (Fig. 6.12a) y una gran dispersión de tamaños (Fig. 6.12b). Considerando los restos curvados, el 58 % (n = 50) está orientado con la concavidad hacia abajo. El 96,2 % de los fragmentos presenta aristas agudas. Sólo el 1,7 % del total tiene bioperforaciones y el 0,8 % encostrantes.

Los fósiles más abundantes en la base del tramo son *Flabellipecten bosniascki* (De Stefani & Pantanelli) y otros pectínidos atribuibles a *Chlamys*. En la parte media se encuentran individuos de *Ostrea lamellosa* (Brocchi) y *Leporimetis papyracea* (Gmelin), muy dispersos en el sedimento.

En la parte alta del tramo hay dos bancos de conglomerados heterométricos y heteromícticos, con muros erosivos y rellenos granodecrecientes (nivel 10; Fig. 6.3). Están formados, fundamentalmente, por cantos de cuarcitas, dolomías, esquistos y areniscas. No se observan estructuras sedimentarias, salvo la gradación de tamaño. En los sedimentos de granulometría más fina se pueden reconocer algunas trazas de bioturbación aisladas, ii2. Los fósiles están dispersos, con una proporción inferior al 10 %. El 100 % de los restos medidos son fragmentos preservados con concha (nivel 10, Tabla 6.1). No hay ninguna orientación

preferencial (Fig 6.13a) ni selección de tamaños (Fig. 6.13b). La mayoría de los restos se disponen con la concavidad hacia abajo (Tabla 6.I). El 68,7 % del total de fragmentos presenta las aristas redondeadas. El 13,9 % está afectado por endobiontes.

La mayoría de los fósiles de estos bancos presentan tal grado de destrucción que no han podido ser determinados. De los reconocibles, *Ostrea edulis* es el más abundante junto a diversas especies de los géneros *Pecten* y *Chlamys*. Ocasionalmente se encuentran valvas aisladas de *Pecten (Gigantopecten) latissima* Brocchi. También aparecen algunos rodolitos erosionados y dispersos entre los cantos, formados por algas corallináceas con crecimiento masivo.

El tramo finaliza con arenas gruesas, en cuerpos lenticulares de escasa continuidad lateral, con bases canalizadas, rellenos granodecrecientes y acumulaciones basales residuales ("lags") de fósiles y cantos. Es frecuente encontrar fósiles rellenando el interior de trazas de bioturbación, acumulaciones en vainas ("pods"). Se aprecia un intenso moteado del sedimento por bioturbación, ii4. El hecho de que los fósiles aparezcan en concentraciones más o menos puntuales produce un empaquetamiento disperso o poco denso. No obstante, en las concentraciones se llega a un empaquetamiento poco denso a denso. De igual forma, la proporción de restos varía entre el 10 % y el 25 % en volumen, respectivamente. Todos los restos observados conservan concha (nivel 11, Tabla 6.I). El porcentaje de restos completos es relativamente importante (19,2 %), y el 6,7 % del total está articulado. Hay una notable tendencia a la verticalidad, con el 60,1 % de los bioclastos dispuestos con más de 60° (Fig. 6.14a). Se observa una buena selección de tamaños (Fig. 6.14b). Son más abundantes los restos dispuestos con la concavidad hacia arriba (Tabla 6.I). El 73,7 % de los fragmentos presenta las aristas agudas.

A diferencia de la base del tramo, aquí los fósiles mayoritarios son mitílidos, atribuibles a los géneros *Modiolus* y/o *Mytilus*. Junto a estos se encuentran *Chlamys* spp y, en menor proporción, fragmentos de ostreidos.

Lateralmente, hacia el W, este tramo incluye numerosos cuerpos conglomeráticos canalizados y arenas gruesas con estratificaciones cruzadas en artesa y planares. Además, se intercalan niveles de areniscas cementadas masivas de colores marrones o anaranjados, con estratificaciones cruzadas de tipo "hummocky", con grandes cicatrices erosivas y acuñamientos entre bancos.

1.d.- El cuarto tramo, de 1,6 m de espesor, está compuesto por dos bancos de acumulación de algas corallináceas, separados por una capa de bloques y ostreidos, que representa un depósito residual. Son unos materiales muy característicos, ya que presentan un color anaranjado-amarillento y son muy continuos (se pueden seguir lateralmente a lo

largo de 1,5 km aproximadamente). Además, dan un resalte topográfico en el relieve, por estar algo más cementados que los sedimentos supra e infrayacentes. Tienen una matriz arenosa, formada principalmente por bioclastos triturados, con gran cantidad de cantos gruesos de cuarcitas y algunos de dolomías y esquistos. Su contacto basal es neto y ligeramente irregular. Los restos de invertebrados están muy dispersos entre los rodolitos. Están muy mal conservados, con gran cantidad de fósiles preservados como moldes, lo que dificulta tanto su determinación como el análisis tafonómico. Entre los fósiles reconocibles están *Glycymeris* sp, algunos pectínidos, *Ostrea lamellosa* y balánidos.

Las algas forman rodolitos con intercrecimientos de algas, briozoos, serpúlidos, foraminíferos encostrantes y vermétidos. Predominan las algas laminares irregulares y ramosas. Las más abundantes son *Lithothamnion* spp, *Lithophyllum dentatum*, *L. incrustans* y *Mesophyllum* sp. En menor proporción están *Spongites* sp, *Lithophyllum pustulatum*, *Lithoporella* sp, *Phymatolithon calcareum* y *Lithophyllum nitorum*.

2.- La segunda unidad se dispone sobre la anterior con un contacto basal plano, pero con un cambio brusco y neto en los sedimentos. Está constituida por una alternancia de conglomerados, con granoselección inversa, y arenas gruesas masivas. Los fósiles están fragmentados, con las aristas redondeadas y con la ornamentación prácticamente abrasionada. Predominan los ostreidos junto con moldes de difícil identificación, dado el pobre grado de preservación que presentan. Localmente se encuentran colonias del coral *Cladocora caespitosa* Linneo (como se verá más adelante, este coral caracteriza esta unidad en toda la cuenca de Almería-Níjar). Otro elemento característico son las bioperforaciones en bloques carbonatados, atribuibles a la actividad de *Lithophaga*.

3.- La última unidad está formada por brechas o conglomerados con megaestratificación cruzada, planar y unidireccional, buzando hacia el sur. Entre estos se intercalan bancos menos potentes de arenas gruesas masivas. Casi no contienen fósiles y lo más característico son las bioperforaciones sobre cantos carbonatados. Descansa en discordancia angular y erosiva sobre las dos unidades previas. Se trata de depósitos de playas y terrazas marinas atribuidos al Cuaternario (Voermans y Baena, 1983).

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.- Como se desprende de la descripción litológica realizada anteriormente, la primera unidad de la sección Palmo de Salas muestra un dispositivo granocreciente a techo, pasándose de arcillas azules en la base a arenas gruesas y conglomerados a techo.

1.a.- En las arcillas y limos que forman el primer tramo, hay un elevado porcentaje de restos completos, aunque desarticulación (Tabla 6.I). Es de resaltar la existencia de bastantes individuos conservados en posición de vida. Estas propiedades tafonómicas, junto con el tipo de sedimento, indican unas condiciones de fondo poco energéticas con enterramiento rápido (Brett y Baird, 1986; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). La marcada verticalidad de los restos puede deberse a la acción de organismos bioturbadores (Salazar-Jimenez *et al.*, 1982).

Entre los fósiles reconocidos, predominan las formas de pequeño tamaño, que son más abundantes hacia las zonas profundas de la plataforma (Hallam, 1965; Carter, 1972; Stanley, 1972; Watkins, 1974; Seed, 1980; Hickman, 1984). En la asociación faunística se encuentran algunos elementos típicos de ambientes profundos, como *Amussium*, *Corbula*, *Dentalium* y *Ditrupa*. *Amussium* es un bivalvo de vida libre con una concha que le permite nadar activamente (Gould, 1971; Stanley, 1972; 1988; Hayami, 1991). Las conchas finas y no ornamentadas, como la de *Amussium*, se atribuyen a una adaptación a un hábitat profundo (Carter, 1972; Stanley, 1972; Seed, 1980; Hickman, 1984). Por su parte, los miembros de la familia Corbulidae viven en fondos lodosos profundos, con bastante agua intersticial (Stanley, 1988) en condiciones de escaso contenido en oxígeno, disaeróbicas (Sageman *et al.*, 1991). Normalmente tienen un comportamiento oportunista y colonizan fondos con condiciones ecológicas limitantes (e.g. González-Delgado, 1987; Bernasconi, 1989). Entre los escafópodos, *Dentalium* es una forma que en la actualidad vive en el Mediterráneo preferentemente a partir de la zona de plataforma externa profunda y se extiende hasta condiciones batiales (Pérès, 1989). Finalmente, el serpúlido *Ditrupa* aparece, en la mayoría de los casos, formando densas concentraciones monotípicas en la plataforma externa (Wilson, 1976; Pendlebury y Dobson, 1976; Dyer *et al.*, 1982; Bandel, 1986; Ten Hove y Smith, 1990; Ten Hove y Den Hurk, 1993), con máximos de abundancia hacia 130-140 m de profundidad (Ten Hove y Smith, 1990; Ten Hove y Den Hurk, 1993).

El conjunto de características litológicas y tafonómicas, junto con la asociación típica de la base del Plioceno en la sección del Palmo de Salas, indican un medio de plataforma profunda, por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas ("offshore" externo), con baja turbulencia y escaso contenido en oxígeno. En relación con esta última propiedad se puede atribuir al ambiente tipo 1 de Sageman *et al.* (1991), condiciones disaeróbicas, lo que significa un contenido en oxígeno entre 0,1 y 1 ml / l O₂ (Oschmann, 1991).

Los fósiles en este tramo aparecen concentrados en estructuras nodulares más o menos irregulares. Este tipo de concentración puede atribuirse a la acción de organismos bioturbadores, que producen estratificación biogénica (Meldhal, 1987). Las aureolas de cementación se generan en torno a acumulaciones de organismos, lo que sugiere que la fuente

del carbonato que cementa la roca provenga de las conchas de los fósiles. Un origen similar ha sido propuesto para explicar la formación de concreciones calcáreas en torno a fósiles completa o parcialmente disueltos en sedimentos siliciclásticos (Miller y Swineford, 1957; Speyer y Brett, 1986; 1988; 1991; Canfield y Raiswell, 1991; Aguirre y Ferriz, 1993; Fleming, 1993; Bjørkum y Walderhaug, 1993).

1.b.- El paso hacia los limos verdosos del segundo tramo se hace de forma gradual. En la zona de transición, las propiedades tafonómicas y la asociación de organismos no cambian sustancialmente con respecto a las descritas anteriormente. Ahora bien, hacia la parte media-alta de este tramo, sí se observan variaciones significativas que merecen ser analizadas.

Se produce un aumento en el tamaño de grano hacia arriba. Además, hay un incremento significativo de fragmentos de cantos metamórficos y de mica en la fracción limo. Esto implica una entrada de material terrígeno a la cuenca, con mayor influencia hacia techo. Como se verá a lo largo de este apartado, esta influencia se hace más importante hacia los tramos superiores de la unidad. En los limos, los fósiles aparecen fragmentados y, prácticamente, no se reconocen individuos articulados (niveles 5 y 6, Tabla, 6.I). Esto corresponde a un aumento en la energía del medio, que parece estar correlacionado con una somerización. Este cambio en la vertical viene corroborado por la asociación de organismos que caracteriza la parte alta del tramo. Así, *Amussium*, *Dentalium* y *Ditrupa*, abundantes en la parte baja, son relevados hacia arriba por pectínidos de ornamentación gruesa y *Ostrea edulis*, bivalvos típicos de zonas menos profundas que los primeros. Un aumento en la turbulencia también explica el elevado porcentaje de fragmentos existentes.

Aunque la fragmentación y desarticulación tengan valores altos, no ocurre así con el grado de redondeamiento de las aristas de los fragmentos, o con el grado de preservación de la ornamentación. El que los fragmentos muestren aristas agudas y la ornamentación se conserve en buen estado, junto con la dispersión de los fósiles en el sedimento, puede producirse en un medio con alta tasa de sedimentación que entierra rápidamente los restos y los diluye en la matriz. Los limos arcillosos se pueden atribuir a depósitos de prodelta, relacionados con la progradación del delta Abrioja, formado siguiendo aproximadamente el valle del río Andarax (Postman, 1979; 1983). En este contexto se produce el aumento en el tamaño de grano, y la alta proporción de mica y fragmentos de rocas en la fracción limo. Más detalles sobre el delta Abrioja se dan en el apartado de Paleogeografía.

Lateralmente, hacia el W de la sección realizada, se encuentra un esqueleto de cetáceo completo y articulado en estos limos. Este tipo de fosilización corrobora un enterramiento rápido por una elevada tasa de sedimentación (Schäfer, 1972; Brett y Baird,

1986; Allison *et al.*, 1991; Behrensmeyer, 1991; Parsons y Brett, 1991; Kidwell y Bosence, 1991).

En los bancos de calcarenitas y calcirruditas fosilíferas, intercalados en el segundo tramo se pueden diferenciar dos tipos: a) unos con muro gradual y techo neto, con el máximo de concentración de fósiles en la parte alta, y b) otros con muros irregulares, canalizados y techo gradual. En estos la fauna está en la base de los canales. Los primeros son más frecuentes en la parte baja del tramo, mientras que los segundos aparecen desde la parte media del tramo hacia arriba.

Las acumulaciones del primer tipo (niveles 3 y 7; Fig. 6.3) presentan atributos tafonómicos y asociaciones faunísticas muy similares. Los fósiles están relativamente bien preservados, con elevado porcentaje de restos completos y articulados, y presencia de algunos individuos conservados en posición de vida. Estas propiedades tafonómicas indican una preservación prácticamente *in situ* de las acumulaciones. Como se comentó anteriormente, su muro es gradual desde los limos, aumentando el contenido en fósiles hacia su techo, al mismo tiempo que cambia la composición faunística. Hacia el muro se encuentran abundantes valvas completas y/o articuladas de *Corbula gibba* y *Chlamys*, con algunas de *Panopea*, *Pinna* y *Modiolus*. Asociados aparecen también numerosos moldes completos de colonias lunulitiformes de briozoos de vida libre. La superficie del techo, sin embargo, está dominada por valvas de *Chlamys*, colonias adeoniformes de briozoos y algunos balánidos. Estos dos últimos tipos de organismos pueden encontrarse orientados en su posición original de crecimiento. De esta forma, una asociación típicamente endosedimentaria de fondos blandos pasa a estar dominada por formas cementadas y episedimentarias bisadas. Estas últimas necesitan un fondo duro sobre el que establecerse, así como una disminución o parada en la entrada de material siliciclástico para evitar ser enterrados. Una disminución en la sedimentación tuvo como consecuencia una acumulación mayor de material bioclástico duro, que fue el que sirvió de substrato para que se fijasen los colonizadores del techo. Los organismos que colonizaron los esqueletos duros de los endosedimentarios, que iniciaron la formación de las acumulaciones, estuvieron sometidos a un largo tiempo de exposición sobre el fondo. Este tiempo de exposición explica el alto porcentaje de bioclastos con aristas redondeadas o con la ornamentación abrasionada (Tabla 6.1). Esta deriva en los hábitos de la fauna responde a un mecanismo de retroalimentación tafonómica ("taphonomic feedback" de Kidwell y Jablonski, 1983; Kidwell, 1986; 1991b).

El que muchos organismos del techo de estos niveles se conserven en posición de vida pudo producirse por un enterramiento catastrófico que los sepultó y causó su muerte. Se trata de depósitos típicos de "obrutión" (Seilacher *et al.*, 1985; Brett y Seilacher, 1991; Seilacher, 1992; Brett, 1992). Estas avalanchas de material limoso se atribuyen a la reactivación del delta.

La asociación que caracteriza estos niveles sigue teniendo un carácter profundo. No obstante, existen evidencias de una cierta somerización en las condiciones de depósito, en relación con el primer tramo. Por un lado está la gran abundancia de colonias de briozoos lunulitiformes. Actualmente, las mayores concentraciones de estos organismos aparecen en las plataformas continentales (Lagaaij, 1963; McKinney y Jackson, 1989), entre 20 y 70 m de profundidad, según los últimos autores. Por otro lado, el incremento en el número de pectínidos puede corresponder a un medio ligeramente menos profundo.

Los niveles con bases erosivas netas, techos graduales y concentraciones de fósiles en la base muestran atributos tafonómicos mixtos. Es decir, unos fósiles presentan rasgos indicativos de un medio poco agitado: alto porcentaje de restos completos y articulados y un porcentaje de individuos en posición de vida relativamente importante. Estos últimos son casi exclusivamente *Panopea* sp. Otros, en cambio, están altamente fragmentados, desarticulados y abrasionados. Estas diferencias de preservación pueden interpretarse como el resultado de la acción de tormentas. Durante la tormenta el fondo se ve afectado por la erosión debida al desplazamiento de las olas en profundidad, creandose un relieve erosivo. Como consecuencia de esta erosión, el sedimento fino se aventa y los organismos que viven enterrados son exhumados. Una gran proporción de restos completos pero desarticulados son moldes de *Acanthocardia erinacea*, bivalvo endosedimentario somero. Es probable que estos fueran fácilmente desenterrados y desarticulados durante las condiciones de alta energía. En la resaca de la tormenta, el sedimento y fragmentos de conchas desplazados hacia zonas someras durante la tormenta, son transportados hacia el interior de la plataforma, sepultando los organismos previamente exhumados y fosilizando la superficie erosiva creada. Sobre este fondo nuevamente creado, se pudieron instalar posteriormente bivalvos endosedimentarios, principalmente *Panopea*, organismo endosedimentario profundo que, por su hábito de vida, tiene altas probabilidades de preservarse en su posición original (Martinell y Domènech, 1990). El resultado final es una mezcla de elementos altamente reabajados con otros en buen estado de preservación, incluso manteniendo la posición original de crecimiento.

En otros bancos se superponen varias concentraciones de fósiles amalgamadas, con bases canalizadas y rellenos granodecrecientes. La ausencia de restos completos y el predominio casi absoluto de fragmentos con aristas redondeadas corroboran un origen transportado de la fauna. Las amalgamaciones pueden usarse como criterios de proximalidad (Seilacher, 1991; Seilacher y Aigner, 1991), indicando unas condiciones más someras para su formación. Se trata de diversos depósitos de tormentas amalgamados en ambientes de plataforma interna.

Como resumen, el segundo tramo experimenta una somerización en la vertical. En la parte baja del tramo, repetidas avalanchas de material fino provocadas por la progradación del prodelta de Abrijoja y prolongados periodos de estabilidad sobre el fondo controlaron la

dinámica deposicional. Hacia techo, las concentraciones de organismos están relacionadas con depósitos de tormentas, lo que indica un ambiente algo más somero, en un medio de plataforma somera afectada por tormentas.

1.c.- En el tercer tramo casi no hay restos fósiles y la homogeneidad del sedimento impide hacer una interpretación precisa del paleoambiente y del mecanismo de depósito de estos materiales. Los rasgos sedimentarios descritos y el contexto regional indican que los sedimentos de este tramo pertenecen al frente deltaico del delta de Abrijoja. La composición altamente siliciclástica y el progresivo aumento del tamaño de grano hacia techo reflejan la progradación del delta en esta dirección. Las cicatrices erosivas y las discordancias internas, observadas hacia el W de la sección descrita, pueden corresponder a huellas de deslizamiento, producidos por inestabilidades en el frente deltáico. Los conglomerados canalizados se interpretan como rellenos de canales submarinos. La fauna aparece altamente destruída y abrasionada, con claros indicios de transporte. Las capas de areniscas anaranjadas, con estratificaciones cruzadas de tipo "hummocky", corresponden a niveles de tormentas. Otras capas de areniscas carecen de estructuras internas y alcanzan espesores de hasta 70-80 cm, por lo que pueden interpretarse como depósitos de flujos de granos ("grainflows") producidos por desestabilización de los sedimentos del frente deltáico. La inestabilidad pudo producirse por la entrada de repentinos aportes masivos, por eventos sísmicos o por un aumento en la pendiente deposicional durante las fases de construcción del delta (Einsele, 1991; Uchupi y Swift, 1991). Este tercer tramo se formó en el frente deltáico, afectado por eventos de tormentas.

Los fósiles están muy diluídos a lo largo de todo el tramo, lo que indica una elevada tasa de sedimentación, que inhibió la formación de acumulaciones de conchas (Kidwell, 1985; 1986). Sólo puntualmente aparecen concentraciones de fósiles. Así, por ejemplo, al E de la sección estudiada hay una concentración de grandes individuos de *Ostrea lamellosa*, conservados en posición de vida, que se puede seguir por varias decenas de metros en la horizontal. Para que se desarrollaran los ostreidos hasta alcanzar tamaños superiores a los 20 cm debió producirse una parada en la sedimentación significativa.

En las arenas verdosas del techo del tercer tramo hay abundantes acumulaciones de restos rellenando el interior de trazas de bioturbación. Son acumulaciones monotípicas, formadas casi exclusivamente por valvas de mitílidos con una preservación mucho mejor que los que aparecen dispersos en el sedimento o están acumulados en el interior de cuerpos canalizados. La preservación diferencial es debida a que los restos acumulados en el interior de las trazas estuvieron protegidos de los procesos destructivos (Fürsich, 1978; Meldahl, 1987; Powell *et al.*, 1989; Martinell y Domènech, 1990; Kidwell y Bosence, 1991).

1.d.- El último tramo está dominado por acumulaciones densas de rodolitos formados por crecimientos laminares, ramosos y columnares de algas corallíneas. Los talos están abrasionados, lo que indica un medio agitado con continuos movimientos. La composición taxonómica de los rodolitos está dominada, en orden de abundancia, por *Lithothamnion* spp, *Mesophyllum* spp, *Lithophyllum incrustans-L. dentatum*, *Spongites* spp y *Lithophyllum pustulatum*. El predominio de formas pertenecientes a la familia Melobesioideae (*sensu* Woelkerling, 1988), junto a *L. incrustans-L. dentatum*, sugiere unas profundidades intermedias, entre 15 y 40 m (Braga, 1993). Entre los rodolitos se encuentran dispersos ejemplares mal conservados de *Glycymeris* sp, *Ostrea lamellosa* y balánidos, que corroboran el carácter somero de estos sedimentos (Glèmarec, 1988).

El desarrollo de los rodolitos sugiere un cambio en la dinámica sedimentaria importante. El contacto basal brusco de este tramo confirma este cambio. Las tasas de sedimentación deben ser bajas, ya que las algas corallíneas tienen un crecimiento muy lento (Bosence, 1983) y una sedimentación elevada inhibiría su desarrollo (Milliman, 1977; Studencki, 1979; Prager, 1987). Como consecuencia, el paso de los depósitos anteriores a este tramo supone una parada significativa en los aportes del delta Abrija. Esto puede estar relacionado con un cambio en los sistemas de distributarios del delta, aspecto que se discutirá más adelante.

2.- La segunda unidad está muy cubierta por derrubios y tiene escasa potencia. No obstante, se pueden hacer algunas interpretaciones, aunque sólo tengan carácter local, sobre las condiciones paleoambientales en las que se formó. Por las características sedimentarias descritas, se trata de depósitos de debritas de un abanico deltáico.

Desde el punto de vista paleontológico, lo más característico de esta unidad son las trazas de bioperforaciones atribuibles a *Lithophaga*. Esto posibilita atribuir estos sedimentos a las icnofacies de *Trypanites* definida por Frey y Seilacher (1980, en Bromley, 1990). Aunque estas icnofacies ocupan un amplio espectro batimétrico y ambiental (Ekdale, 1988; Ekdale *et al.*, 1989; Bromley, 1990), la máxima frecuencia de organismos endolíticos se produce, generalmente, en ambientes litorales someros (Aigner, 1983; Lewy, 1985; Vogel *et al.*, 1987). Depósitos similares han sido descritos por otros autores (Aigner, 1983; Lewy, 1985; Miller y Orr, 1988; Braga y Martín, 1988; Lescinsky *et al.*, 1991; Watkins, 1990a; 1990b, 1992).

Entre los bloques se encuentran pequeñas colonias de *Cladocora caespitosa*. Aunque escasos, en este afloramiento los corales son muy significativos ya que caracterizan la segunda unidad en la cuenca de Almería-Níjar. La presencia de este coral en esta cuenca ha sido hasta ahora prácticamente desconocida. Sólo Barrier *et al.* (1990) citan su existencia en un listado faunístico de los celentéreos neógenos de las cuencas del SE peninsular. En este

punto, las colonias de coral están desorientadas de su posición de crecimiento, lo que indica un medio turbulento. La alta destrucción del resto de la fauna apoya esta idea. El escaso desarrollo de organismos encostrantes, corales, algas corallináceas y balánidos principalmente, indica un substrato poco estable y una recurrencia de materiales terrígenos relativamente alta, que inhibió la colonización del substrato. Todos estos rasgos permiten interpretar estos materiales como depósitos proximales de un abanico deltaico, sometidos a un continuo retrabajamiento por el oleaje en la zona litoral y frecuentes avalanchas de siliciclásticos.

Esta interpretación es congruente con la distribución y requerimientos ecológicos de *C. caespitosa* en el Mediterráneo actual. Se trata de un coral fisiológicamente similar a los corales constructores, ya que tienen algas zooxantellas simbióticas, es colonial y forma extensas bioconstrucciones (Schiller, 1993). En el Mediterráneo actual, esta especie crece en un gradiente ambiental que se extiende desde la franja litoral hasta 50 m de profundidad, desde substratos duros a blandos, y desde ambientes protegidos a condiciones de alta energía (Schiller, 1993). Es un organismo con un hábito de vida bastante generalista, que se adapta bien a diferentes condiciones ambientales.

AFLORAMIENTO DE SACCARINO

Este afloramiento, junto con los restantes que posteriormente se describirán, se sitúa en el flanco S del anticlinal que forma la primera unidad definida en la cuenca de Almería. Está localizado en el extremo oriental de los relieves denominados Lomillas de Juan Ubeda, al S del afloramiento anterior (Fig. 6.1). Se puede acceder por el carril de entrada a las Cuevas de los Juanorros. He levantado cuatro secciones en un transecto N-S, Saccarino I (al N del afloramiento) Saccarino I-a, Saccarino I-a' (en el centro) y Saccarino II (al S) (Fig. 6.15), con las que he realizado una sección estratigráfica sintética que describiré como Sección Saccarino. En ningún caso aflora el substrato sobre el que se disponen los depósitos pliocenos.

Sección Saccarino

Se pueden reconocer tres unidades separadas por discontinuidades, una de ellas perteneciente al Cuaternario, que de muro a techo son (Fig. 6.15):

1.- La unidad inferior, con 50 m de espesor y un buzamiento de 10° hacia el S, presenta rasgos litológicos y paleontológicos muy homogéneos, aunque se pueden diferenciar tres tramos con contactos graduales.

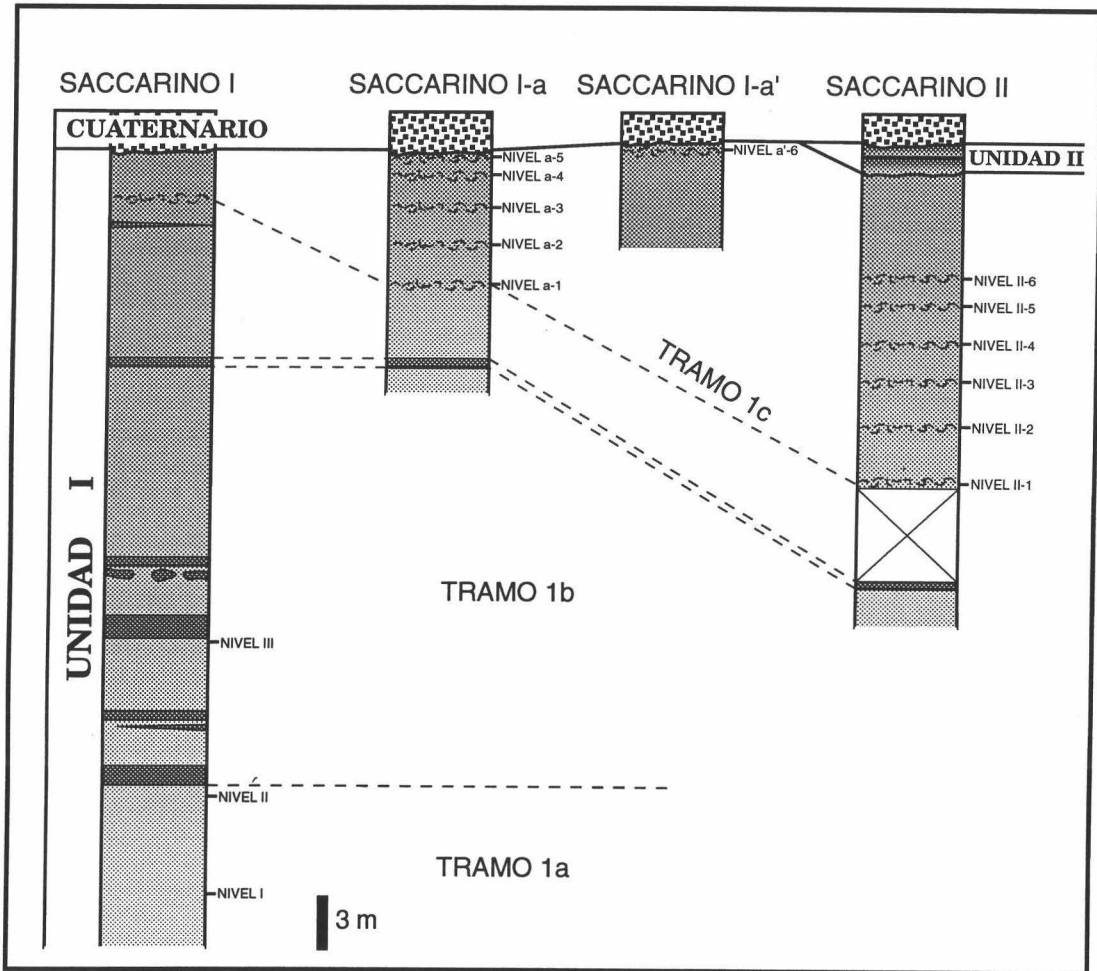


Fig. 6.15.- Columnas estratigráficas del afloramiento Saccarino.

NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			PRESERVACION ESQUELETAL			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
I-I	6 (30)	0	100	81	19	23,8 (50)	23,8 (50)	28,6	100	0	0	100	0
I-II	9,8 (49)	5,9	94,1	76,5	23,5	14,7 (31,3)	32,3 (68,8)	23,5	100	0	0	100	0
I-III	8,6 (43)	0	100	93,3	6,7	3,3 (50)	3,3 (50)	33,3	100	0	0	60,7	3,6
a-1	105,8 (529)	1,1	98,9	82,4	17,6	29,7 (58,4)	21,2 (41,6)	32,7	100	0	0	93,6	0
a-2	57,6 (288)	1	99	67,7	32,3	27,1 (51)	26 (49)	32,3	100	0	0	96,9	3,1
a-3	99 (495)	0,7	99,3	82,4	17,6	11,8 (47,1)	13,2 (52,9)	17,6	100	0	0	98,2	0,9
a-4	69 (345)	0	100	93,6	6,4	29 (54,6)	24,1 (45,4)	41,4	100	0	0	100	0
a-5	103,2 (516)	0,6	99,4	90,1	8,9	24,4 (53,8)	20,9 (46,2)	44,8	100	0	0	99,4	0,6
a'-6	60 (300)	2	98	80	20	30,3 (46,7)	34,7 (53,3)	33	100	0	0	95,9	0
II-1	73,6 (368)	2,2	97,8	80,7	19,3	29,3 (60,3)	19,3 (39,7)	40,8	100	0	0	100	0
II-2	45 (225)	1,4	98,6	78,4	21,6	23 (50)	23 (50)	40,5	100	0	0	100	0
II-4	116,4 (582)	0	100	76,4	23,6	35,1 (54,9)	28,8 (45,1)	32,5	100	0	0	100	0
II-5	76,2 (381)	1,6	98,4	81	19	32,5 (55,4)	26,2 (44,6)	38,1	100	0	0	100	0
II-6	93 (465)	1,2	98,8	83,9	16,1	25,8 (57,1)	19,4 (42,9)	45,2	100	0	0	100	0

Tabla 6.II.- Rasgos tafonómicos medidos en la serie Saccarino.

1.a.- El tramo inferior (18 m de potencia) está constituido por arcillas y limos arcillosos azulados en la base, que pasan a limos hacia techo. Contiene pocos fósiles, fundamentalmente *Amussium cristatum*, *Ditrupa* sp y foraminíferos bentónicos de gran tamaño, como *Lenticulina* spp y *Nodosaria raphranistum* (Linneo). El empaquetamiento es prácticamente "barren" y el volumen total es inferior al 5 %. Los únicos organismos preservados son los que presentan concha calcítica, mientras que la fauna con esqueletos aragoníticos ha sido disuelta sin dejar registro. En este tramo he establecido dos puntos de muestreo, uno a la base (nivel I-I) y otro a techo (nivel I-II; Fig. 6.15). En el primero el 19 % de los restos está completo, aunque no se conservan elementos articulados (Tabla 6.II). Hay una marcada bipolaridad en la orientación de los bioclastos, con orientaciones preferencial concordante y perpendicular (Fig. 6.16a). Como se puede ver en la Fig. (6.16b), hay una selección de tamaños bimodal. El 100 % de los fragmentos tienen las aristas agudas.

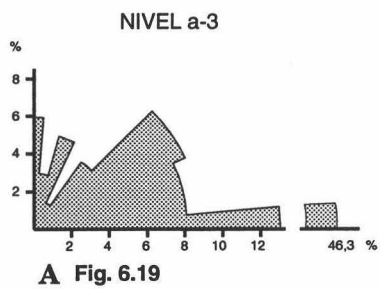
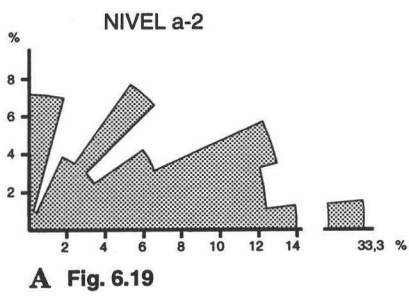
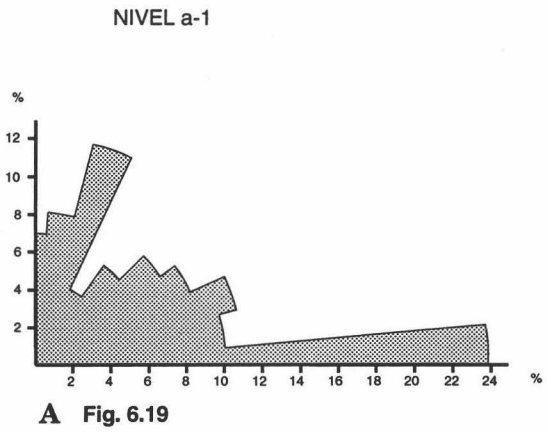
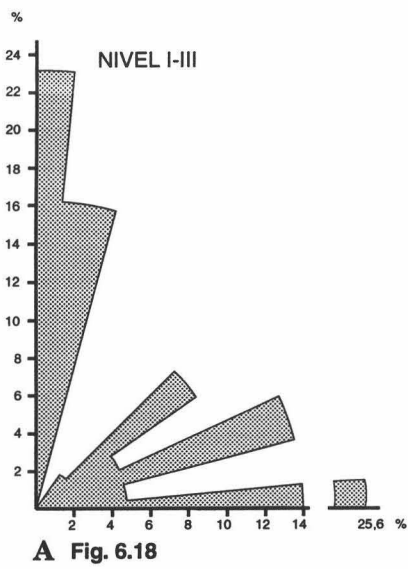
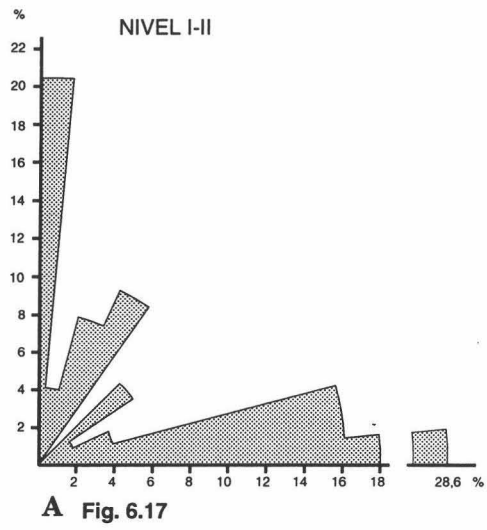
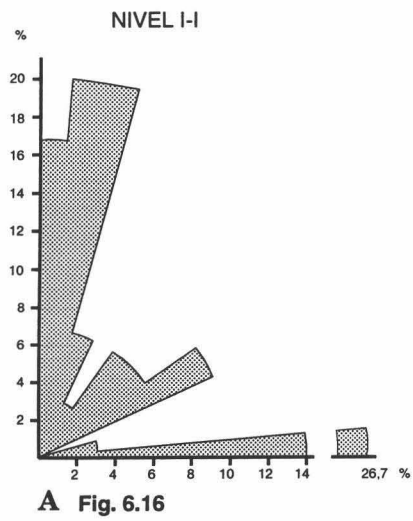
Es interesante señalar la existencia de un nivel formado por pequeños parches ("clumps") de *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi), alineados en la horizontal en sedimentos lateralmente equivalentes a este tramo. Están conservados en posición de vida. Es un nivel muy continuo que se puede seguir varios kilómetros en la horizontal. Presenta un empaquetamiento poco denso y un volumen del 10 %.

En el techo (nivel I-II; Fig. 6.15), el 23,5 % del total está completo y el 5,9 % está articulado (Tabla 6.II). El 4,1 % del total de la asociación se encuentra en posición de vida. Hay una clara bipolaridad en la orientación de los bioclastos (Fig. 6.17a) y ausencia de selección por tamaños (Fig. 6.17b). Predominan los restos dispuestos con la concavidad hacia abajo (Tabla 6.II). El 100 % de los fragmentos muestra las aristas agudas.

1.b.- El segundo tramo está formado por limos, que cambian a arenas finas hacia techo entre los que se intercalan cuatro bancos de areniscas. En el sedimento entre los bancos 100 % de la fauna presenta concha calcítica (nivel I-III; Tabla 6.II). No aparece ningún bioclasto articulado y el porcentaje de restos completos es bajo (6,7 %). Hay una marcada bipolaridad en la orientación de los bioclastos (Fig. 6.18a). En la Fig. (6.18b) se puede apreciar que existe una buena selección de tamaños. Los fragmentos con las aristas agudas son mayoritarios, 60,7 %, aunque el porcentaje de fragmentos en los que no se puede observar esta propiedad también es alto (35,7 %). La fauna que aparece en este tramo es similar a la descrita en el tramo anterior.

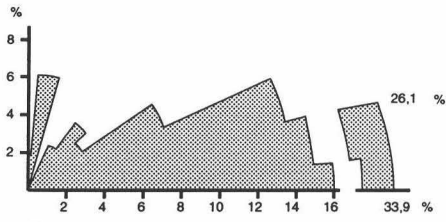
Los bancos de areniscas intercalados se pueden seguir por más de un kilómetro en la horizontal. Están formadas por arenas medias muy cementadas, homogéneas y sin estructuras sedimentarias. Tienen un color anaranjado-rojizo muy característico y dan resaltes topográficos. El contenido en fósiles y en trazas de bioturbación aumenta desde el nivel

**ORIENTACION EN LOS NIVELES
DE LA SECCION SACCARINO**



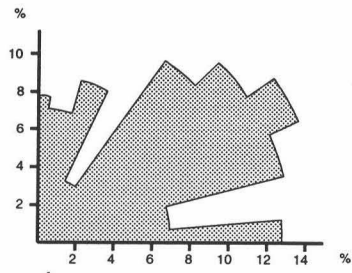
**ORIENTACION EN LOS NIVELES
DE LA SECCION SACCARINO
(Continuación)**

NIVEL a-4



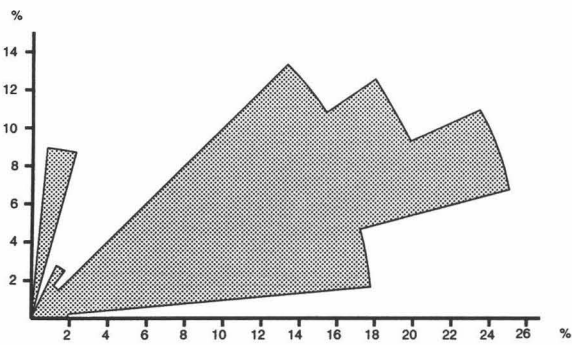
A Fig. 19

NIVEL a-5



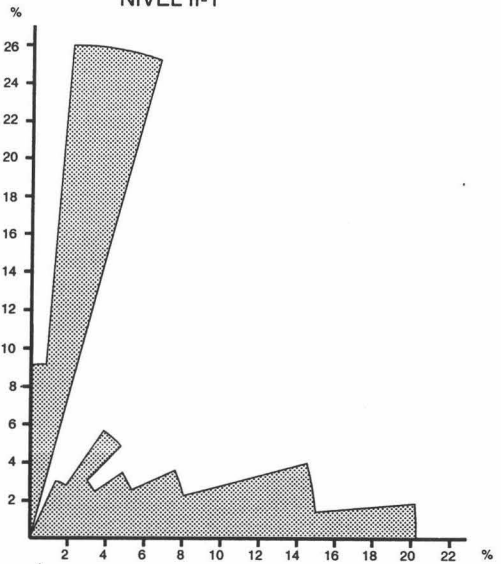
A Fig. 19

NIVEL a'-6



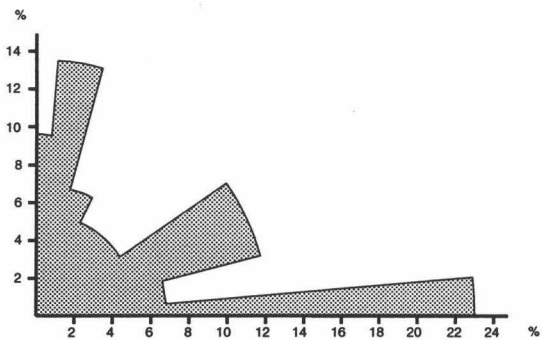
A Fig. 19

NIVEL II-1



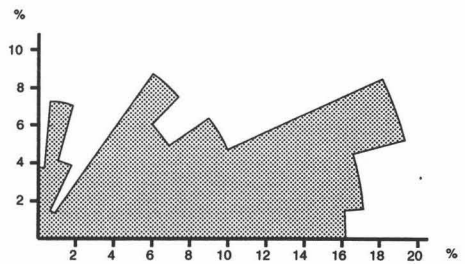
A Fig. 20

NIVEL II-2



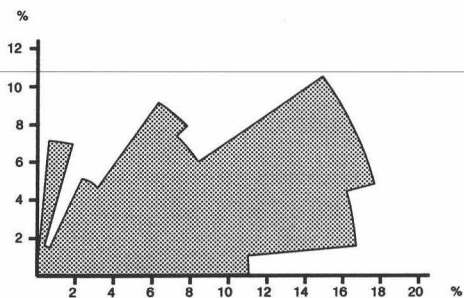
A Fig. 20

NIVEL II-4



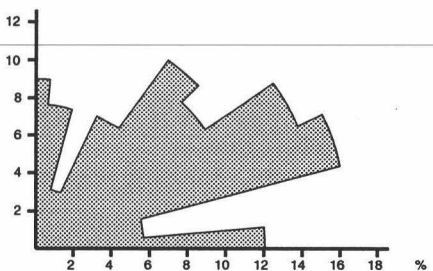
A Fig. 20

NIVEL II-5



A Fig. 20

NIVEL II-6



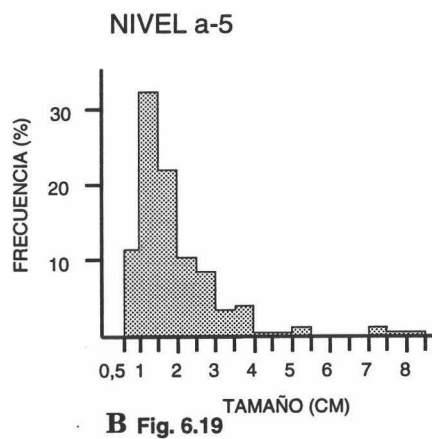
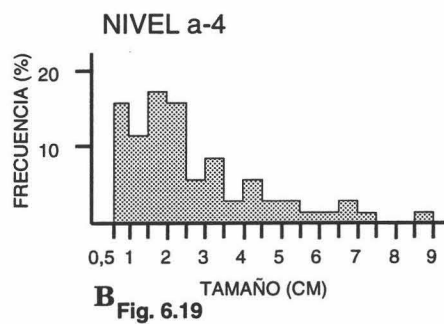
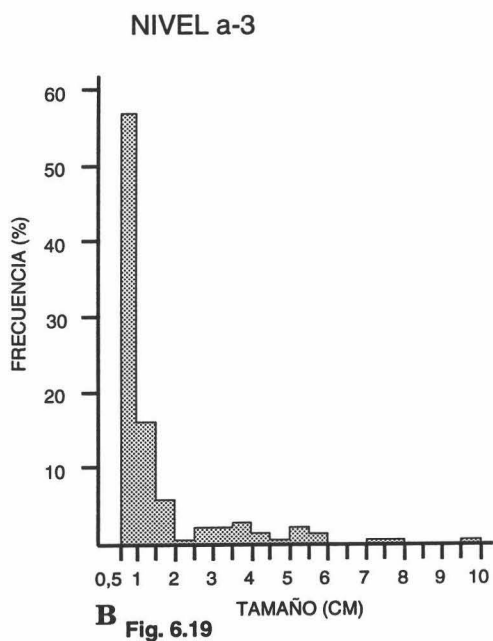
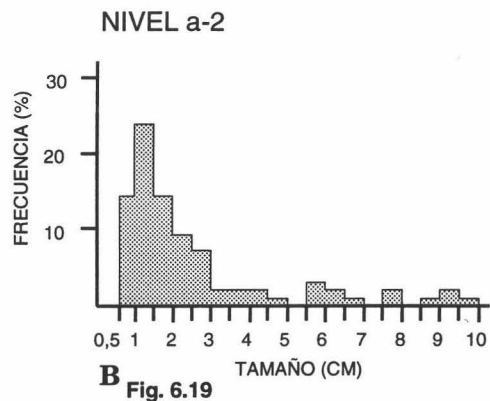
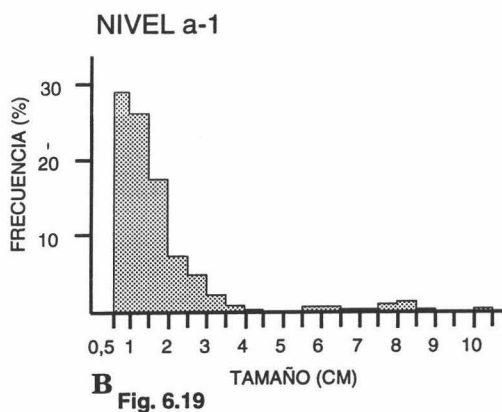
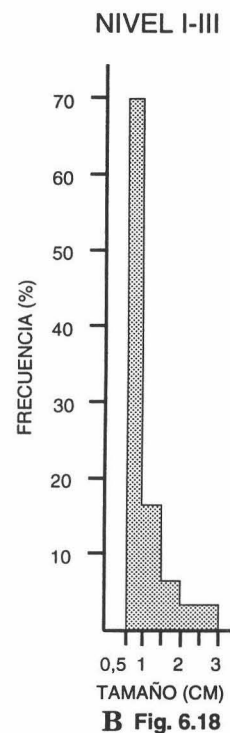
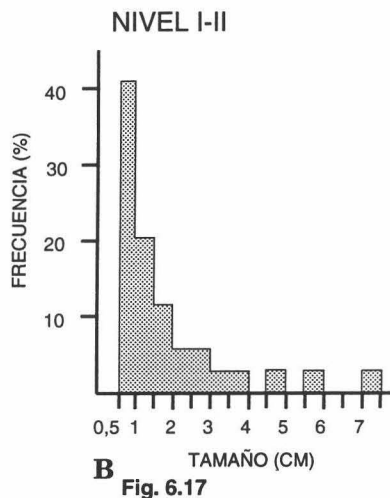
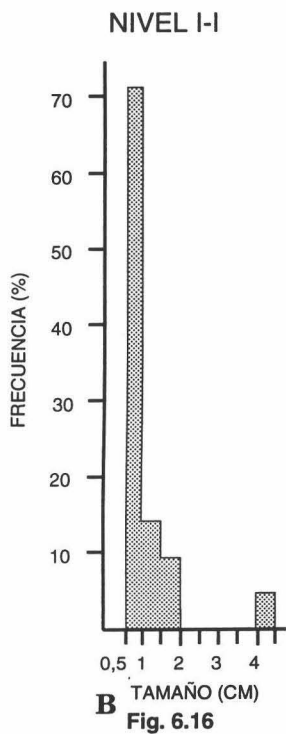
A Fig. 20

inferior hacia los superiores. Se pasa así de un empaquetamiento "barren" y un índice de icnofábrica 1-2 (ii1-2), en el banco inferior, a poco denso y un ii3-4 en el superior. Contienen fósiles, conservados como moldes, de tamaños, en la inmensa mayoría de los casos, inferiores a 0,5 cm, lo que dificulta su identificación y su estudio en detalle. Las trazas de bioturbación son fundamentalmente verticales, o ligeramente inclinadas, en el interior de los bancos, y horizontales en el techo y/o muro.

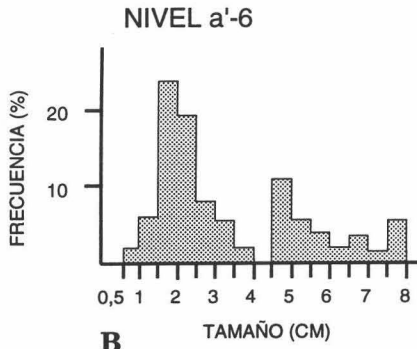
1.c.- El tercer tramo está constituido por arenas finas en la base que cambian a arenas medias hacia techo, con seis niveles de acumulación de fósiles intercalados, con algunos cantos de cuarcitas, dolomias y esquistos dispersos (Fig. 6.15). Sus espesores varían entre 5 y 10 cm y presentan geometrías tabulares o irregulares, pero en ningún caso se observan muros o techos definidos. El contenido en material detrítico grueso aumenta hacia los niveles superiores. Son homogéneos, aunque en algún caso se puede reconocer una cierta gradación positiva. Los fósiles más abundantes en estos niveles son *Amussium cristatum* y diversas especies pertenecientes al género *Chlamys*. En proporciones menores contienen *Pecten sp*, *Flabellipecten sp*, *Neopycnodonte cochlear* (Poli), equinodermos, braquiópodos y restos de vertebrados marinos (huesos de mamíferos y dientes de seláceos). *Chlamys spp*, *Pecten sp*, los equinodermos y braquiópodos aumentan en proporción, con una disminución de *A. cristatum*, desde el primer nivel hacia los superiores. No existen grandes variaciones horizontales en las propiedades tafonómicas dentro de cada nivel (Tabla 6.II; Figs. 6.19a. y 6.19b). El empaquetamiento es poco denso a denso y el volumen de bioclastos por total de roca oscila entre el 20 % y el 25 %. Todos los restos que aparecen en estos niveles de acumulación tienen concha calcítica. En todos los casos el grado de articulación es bastante bajo, hasta un máximo del 2 % (Tabla 6.II). La proporción de individuos en posición de vida es muy baja (< 1 %). En las secciones Saccarino I y Saccarino II se observan patrones de orientación muy similares comparando nivel a nivel (Fig. 6.20a). Considerando cada nivel individualmente se puede ver que los cuatro primeros niveles muestran una orientación preferencial concordante con ángulos de orientación inferiores a 30°. Los dos niveles últimos, sin embargo, presentan una orientación preferencial oblicua, con ángulos entre 30° y 60°. Como se puede ver en las gráficas de distribución de frecuencia, los tamaños están muy dispersos (Fig. 6.20b). Igual que ocurre con la orientación, hay gran coincidencia en la distribución de frecuencias de tamaños nivel a nivel (Fig. 6.20b). Considerando sólo los restos que muestran una curvatura, hay proporciones muy igualadas entre los que están orientados con la concavidad hacia abajo y hacia arriba. En todos los niveles predominan los fragmentos con las aristas agudas (Tabla 6.II).

2.- La segunda unidad, con 1 m de espesor máximo, aflora únicamente en la sección Saccarino II (Fig. 6.15). Se dispone horizontalmente sobre los materiales de la unidad inferior, por lo que existe una discordancia angular entre ambas. Está formada por una

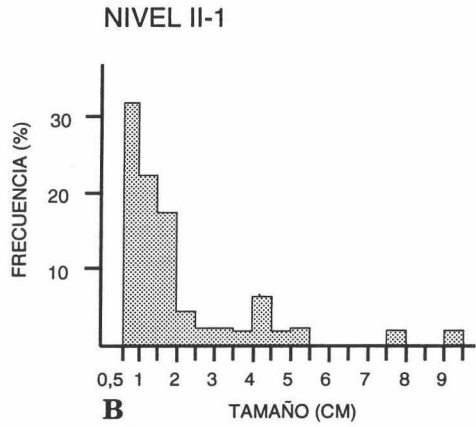
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION SACCARINO



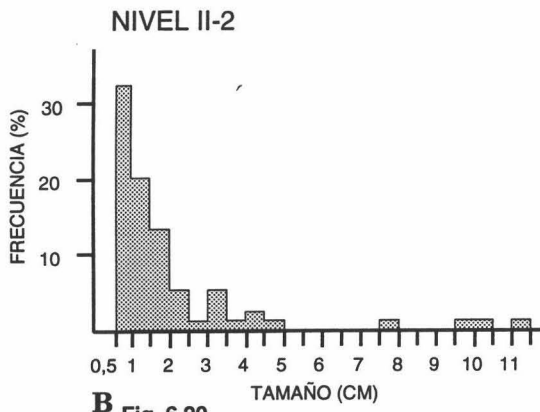
**SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS
NIVELES DE LA SECCION SACCARINO
(Continuación)**



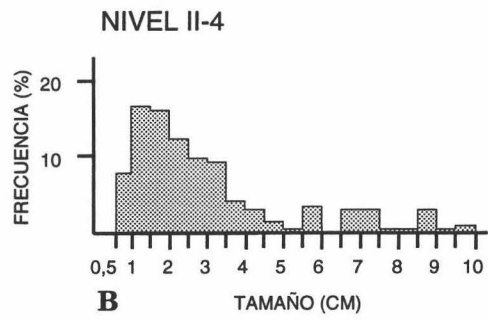
B
Fig. 6.19



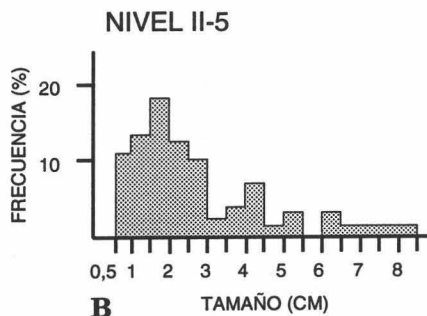
B
Fig. 6.20



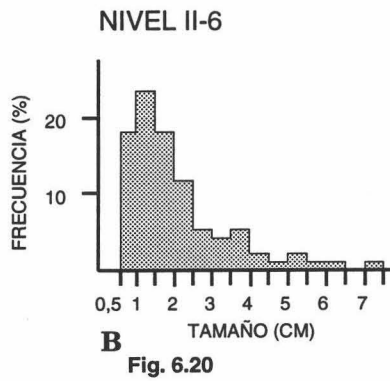
B
Fig. 6.20



B
Fig. 6.20



B
Fig. 6.20



B
Fig. 6.20

alternancia de arenas medias-gruesas y conglomerados. Los cantos son, fundamentalmente, de cuarcitas, dolomías y esquistos. Las arenas tienen una estructura homogénea y masiva, tan sólo interrumpida por algunas trazas de bioturbación (ii2-3). Los niveles de granulometría más gruesa muestran una granoselección inversa. La mayoría de los fósiles aparecen entre los bloques de los conglomerados, dando un empaquetamiento poco denso y un volumen del 10 % o inferior.

Como se ha comentado anteriormente, el coral *Cladocora caespitosa* caracteriza esta unidad. Forma pequeñas colonias, conservadas *in situ* o desplazadas de su posición de crecimiento. En algunas capas de bloques hay crecimientos de *Saccostrea cucullata* Born de pequeño tamaño, cementadas en los dos tercios superiores de los bloques y conservadas en posición de vida. Otros elementos abundantes son balánidos, *Ostrea edulis*, diversas especies de pectínidos y algas corallináceas. Tanto *O. edulis* como los pectínidos se encuentran como fragmentos redondeados, o como valvas desarticuladas y con la ornamentación ábrasionada. Ocasionalmente hay colonias membranoporiformes tipo A de briozoos cementados a lo, bloques. Las bioperforaciones en los bloques, atribuibles a *Lithophaga*, son los elementos más abundantes en esta unidad.

3.- La última unidad está formada por conglomerados que presentan estratificaciones cruzadas de gran escala, planares y unidireccionales, buzando hacia el S. Se dispone horizontalmente y erosionando a los dos conjuntos anteriores. Así, en la sección Saccarino II está sobre la segunda unidad y hacia el N reposa sobre sedimentos cada vez más antiguos de la primera unidad (Fig. 6.15). Son depósitos de playas y terrazas marinas, atribuidos al Cuaternario (Voermans y Baena, 1983).

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.- La primera unidad muestra un patrón granocreciente a techo que se interpreta como una somerización, aspecto que se tratará a continuación.

1.a.- En el primer tramo de la primera unidad cabe señalar un cambio en la granulometría, desde arcillas azules en la base hasta arenas limosas a techo. Esta transición se hace de forma gradual. La naturaleza misma del sedimento, así como la ausencia de estructuras sedimentarias, indican un medio de depósito sin apenas turbulencia. Se puede inferir un ambiente tranquilo de plataforma externa por debajo del nivel de acción de las tormentas.

La fauna que aparece en estos materiales se encuentra extremadamente dispersa, con un grado de conservación bastante bueno. Los invertebrados más abundantes son

Amussium cristatum, *Ditrupa* sp y foraminíferos bentónicos de gran tamaño. Como se ha comentado en la sección Palmo de Salas, la sobreabundancia de *Amussium* y *Ditrupa* indican un ambiente profundo y en calma. En el caso de *Amussium* predominan las valvas desarticuladas pero completas. Los fragmentos tienen las aristas agudas sin apenas desgaste. En un medio poco turbulento las valvas aparecen aisladas por mecanismos de desarticulación pasiva, favorecida en el caso de *Amussium*, que tiene un área ligamentaria muy pequeña, que se descompone rápidamente tras la muerte del individuo. La desarticulación también puede deberse a la acción de los bioturbadores. De hecho, el intenso moteado del sedimento sugiere que su actividad debió ser intensa. Esta interpretación se refuerza por el gran porcentaje de restos dispuestos con ángulos superiores a 60° y la relación 1:1 de valvas dispuestas con la concavidad hacia arriba y hacia abajo. La acción de los bioturbadores como agentes de desarticulación, así como su importancia en la desorientación con respecto a las condiciones estables de equilibrio ha sido puesta de manifiesto por numerosos autores (Driscoll, 1970; Trewin y Welsch, 1972; Boyd y Newell, 1972; Schäfer, 1972; Salazar-Jimenez *et al.*, 1982; Brett y Baird, 1986; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991).

El buen grado de preservación y la gran dispersión de los restos indican una tasa de sedimentación relativamente elevada. En tales condiciones los restos quedaron rápidamente sepultados y aislados de los fenómenos tafonómicos destructivos (Kidwell, 1985; 1986; Brett y Baird, 1986; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). Esta tasa de sedimentación elevada se puede inferir de las trazas fósiles y de su distribución. Además del intenso moteado del sedimento, se reconocen algunas trazas individuales, que destacan porque suelen tener una pátina de óxidos de hierro recubriéndolas. Son galerías preferentemente verticales atribuibles a *Ophiomorpha* y *Teichichnus*, que presentan normalmente rellenos activos ("backfills"), indicando un desplazamiento en la vertical. Este tipo de rellenos (equilibrichnia, Reineck y Singh, 1986; Bromley, 1990) ha sido interpretado como una respuesta del organismo constructor de la galería ante repetidas y continuas avenidas de material siliciclástico, que lo sepultan momentáneamente. Tras cada evento de enterramiento, el animal tiende a recuperar la superficie por un escape activo, produciendo las estructuras de relleno. Además, el predominio de un intenso moteado sugiere que únicamente se desarrollaron organismos que ocupan los niveles más superficiales de la estratificación orgánica que se establece en la columna de sedimento ("tiers"). Esto apunta a un medio sometido a una elevada tasa de sedimentación, que inhibió la instalación de organismos que habitan en niveles más profundos (Bromley, 1990).

La presencia de *Ophiomorpha*, traza con un recubrimiento peletoidal externo, que sirve para dar resistencia a la galería y evitar desplomes (Frey *et al.*, 1978), indica que el fondo debió estar formado por un substrato lodoso blando, con un alto contenido en agua intersticial, el tipo de substrato más común en los fondos marinos ("softground").

Es interesante resaltar el nivel de *Neopycnodonte navicularis* de la parte baja del tramo. Su gran extensión areal sugiere una parada de la sedimentación en una zona amplia durante su formación. Los ostreidos están mayoritariamente articulados y en posición de vida. Esta preservación indica un enterramiento catastrófico, que provocó su muerte instantánea, originando una acumulación que refleja bastante fielmente la población original. Esta especie adopta una estrategia de crecimiento tipo "cup shaped recliner" según Seilacher (1984), de tal modo que vive «flotando» en el sedimento. Carece de cualquier posibilidad de desplazamiento ante cualquier peligro de ataque o de enterramiento. Como consecuencia del modo de vida, pequeños aportes de sedimento bastan para causar su muerte (Kranz, 1972a; 1972b), favoreciendo su preservación *in situ*. Ya que el enterramiento ocurrió en un fondo sin corrientes apreciables, la zona tafonómicamente activa (TAZ de Powell *et al.*, 1989) estuvo limitada a la parte más superficial de la columna de sedimento y, probablemente, restringida a la interfase agua-sedimento. Esto significa que el sedimento, que enterró a los ostreidos, también los aisló de procesos de exhumación y retrabajamiento.

En resumen, el tramo inferior de la primera unidad se depositó en un medio de plataforma profunda, por debajo del nivel del oleaje de tormentas, y con una tasa de sedimentación elevada.

1.b.- El segundo tramo está caracterizado por los bancos anaranjados de areniscas masivas cementadas. El sedimento en el que se intercalan estas capas no cambia sustancialmente con respecto al del tramo inferior. Únicamente hay que resaltar que los restos tienen mayor grado de fragmentación e, incluso, se reconocen fragmentos redondeados. Ambas propiedades indican una cierta actividad hidrodinámica. Estos atributos tafonómicos, y el aumento progresivo en la granulometría del sedimento, señalan una somerización.

Los bancos de areniscas están constituidos por arenas medias masivas, muy homogéneas en toda su extensión, y con contactos netos. Se pueden interpretar como depósitos de flujos de granos ("grainflows"). El origen de estos materiales puede estar relacionado con procesos de desestabilización de sedimentos del prodelta y del frente deltáico del delta de Abrija, aspecto ya tratado para unos niveles similares en la sección Palmo de Salas.

Otro posible origen de estos bancos de areniscas pueden ser las tormentas. Ahora bien, la ausencia de estructuras sedimentarias y el carácter masivo de los mismos indicarían que son tempestitas distales, en cuyo caso, deberían ser depósitos de poco espesor, (Seilacher y Aigner, 1991; Einsele y Seilacher, 1991; Siringan y Anderson, 1994). Sin embargo, los paquetes que afloran en la sección de Saccarino alcanzan hasta 30 cm de potencia, unas dimensiones bastante inusuales para los depósitos de tormentas distales (Siringan y Anderson, 1994).

El sedimento que forma los bancos de areniscas procede de zonas más someras y vendría, presumiblemente, cargado en materia orgánica que fue rápidamente aprovechada por organismos endosedimentarios, como ponen de manifiesto las trazas de bioturbación.

1.c.- El tercer tramo está caracterizado por niveles de concentración de fósiles. Como se ha comentado en la descripción, todos muestran rasgos de preservación muy similares, sin experimentar cambios substanciales a lo largo del transecto N-S. Diversas características permiten interpretar estas acumulaciones como depósitos residuales debidos a tormentas. Los rasgos más significativos son: a) presencia de cantos de cuarcitas, dolomías o esquistos, de hasta 8 cm de diámetro máximo, entre los bioclastos, b) escaso porcentaje de articulación, c) existencia de algunos muros con morfologías erosivas, d) granoselección normal en algunas de las concentraciones y e) imbricación de bioclastos marcada por una orientación preferencial oblícua. El escaso espesor de los niveles puede usarse como criterio de distalidad. Por tanto, las condiciones de formación de este tramo corresponden a un ambiente de plataforma afectada por tormentas episódicas. Las características antes mencionadas se hacen más acusadas hacia los niveles superiores, lo que puede interpretarse como una ligera somerización hacia techo. El incremento progresivo en la granulometría del sedimento en el que se intercalan las acumulaciones de fósiles apoya esa somerización paulatina en las condiciones paleoambientales. Son sedimentos atribuibles a las facies de prodelta del Abrioja.

La presencia de varias vertebras de delfín, parcialmente articuladas y perfectamente conservadas, indica una tasa de sedimentación alta con enterramiento rápido (Schäfer, 1972; Brett y Baird, 1986; Allison *et al.*, 1991; Behrensmeyer, 1991; Parsons y Brett, 1991; Kidwell y Bosence, 1991) debida a la progradación del prodelta del Abrioja. La preservación es excepcional, ya que se han conservado las placas intervertebrales entre vertebras adyacentes. Estas están constituidas por.....?????

En resumen, la primera unidad de esta sección experimenta un cambio en la vertical de somerización. Se pasa desde facies de plataforma por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas hasta facies de plataforma afectada por tormentas. La sedimentación fina parece estar relacionada con áreas distales del prodelta de la formación Abrioja, con tasas de sedimentación relativamente importantes. Con la somerización y la progradación de las facies deltaicas se produjeron removilizaciones hacia zonas más profundas, procedentes de la desestabilización de los sedimentos del prodelta o del frente deltáico.

2.- La interpretación de la segunda unidad no difiere de la realizada para la sección precedente. Es decir, se trata de un conjunto de materiales de un abanico deltáico procedente de Sierra Alhamilla. Cada avalancha de terrigenos fue seguida de un periodo sin sedimentación, que fue aprovechado por organismos epibentónicos para colonizar los cantos y

bloques. Así, se encuentran abundantes individuos de hábito de vida epicementado y epibisado, sobre el tercio superior de los cantos. Han quedado preservados en su posición original de crecimiento, lo que indica que el ambiente que colonizaron no debió estar sometido a fuerte turbulencia. Su excelente preservación se debe a un enterramiento catastrófico que aisló los restos de procesos destructivos posteriores (Brett y Baird, 1986; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). Dicho enterramiento se produjo por nuevas avalanchas de material detrítico de granulometría más fina, correspondiente a los sedimentos distales de las debritas.

Entre los componentes de la asociación se encuentra *Saccostrea cucullata*, formando una pequeña bioconstrucción. Son ejemplares de pequeño tamaño y bastante aplanados (Aguirre y Jiménez, 1994). Esta especie, con este tipo de crecimiento, aparece en la actualidad formando acumulaciones densas en ambientes intermareales rocosos (Stenzel, 1971; Harry, 1985). Cabe suponer un medio similar para el ejemplo aquí descrito (Aguirre y Jiménez, 1994). El resto de la asociación, algas corallíneas, balánidos, colonias de briozoos membranoporiformes tipo A y serpulidos, también son típicos de medios litorales o sublitorales someros (e.g. Harris, 1990).

AFLORAMIENTO LAS CORRALIZAS

Está situado al NW del cortijo de Andújar (Fig. ?MAPA), y se accede por el carril que conduce a las Cuevas de los Juanorros. He realizado varias secciones a lo largo de un transecto NNW-SSE, siguiendo la Cañada del Alto. En el extremo meridional del transecto he realizado tres secciones (Las Corralizas I, II y III), con las que se obtiene una columna sintética que describiré como Las Corralizas (Fig. 6.21). En ningún caso aflora el substrato sobre el que se asienta el Plioceno.

Sección Las Corralizas

Se encuentra algo más al S que la sección precedente. En esta sección, que comparte ciertas similitudes con la sección de Saccarino, afloran dos unidades separadas por una discordancia angular. La inferior tiene un buzamiento de unos 10° hacia el SSW y la superior, atribuida al Cuaternario, se dispone horizontalmente.

1.- En la base de la primera unidad afloran limos arcillosos verdosos, que hacia techo cambian gradualmente hasta arenas medias, con intercalaciones de areniscas cementadas y niveles de acumulación de fósiles.

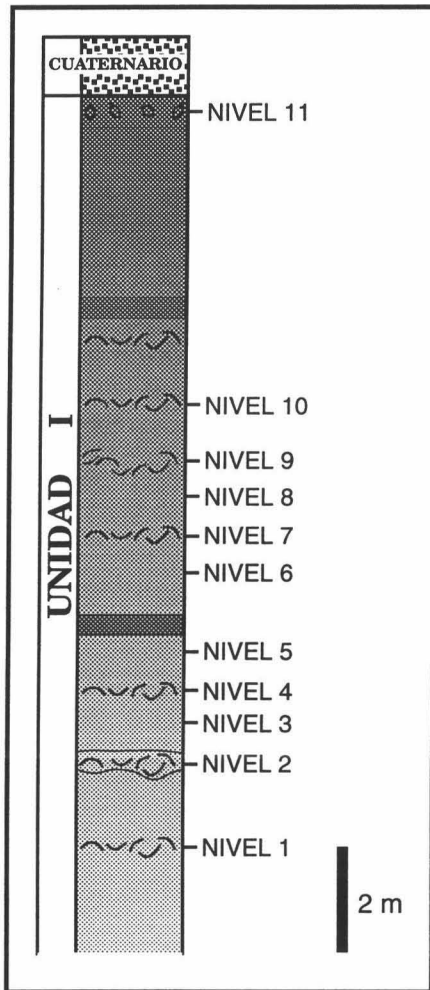


Fig. 6.21.- Columna estratigráfica sintética de Las Corralizas.

NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			PRESERVACION ESQUELETAL			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
D	87,6 (438)	8,9	91,1	78,5	21,5	27,6 (50,2)	27,4 (49,8)	30,1	96,6	3,4	0	89,5	4,4
1	229,6 (1148)	8,5	91,5	72,2	27,8	29,9 (64,5)	17,2 (35,5)	20,2	56,1	43,9	0	56,5	0,6
2	199,8 (999)	6,8	93,2	80,8	19,2	28,5 (65,7)	14,9 (34,3)	35,6	61,3	38,7	0	60,9	0,8
3	14,6 (73)	4,1	95,9	83,6	16,4	23,3 (81)	5,5 (19)	61,6	100	0	0	98,4	1,6
4	99,6 (498)	6,7	93,3	76,7	23,3	44,2 (65,5)	23,3 (34,5)	20,2	85,3	14,7	0	88	12
5	6,4 (32)	12,5	87,5	65,6	34,4	25 (57,1)	18,8 (42,9)	18,8	100	0	0	85,7	14,3
6	9,4 (47)	0	100	66	34	36,2 (50)	36,2 (50)	23,4	100	0	0	93,5	6,5
7	55,2 (276)	8	92	69	31	27 (55,2)	21,9 (44,8)	33,6	94,5	5,5	0	93,1	1,1
8	55,2 (276)	9	91	80,9	19,1	16,9 (53,6)	14,6 (46,4)	23,6	97,8	2,2	0	95,8	1,4
9	73 (365)	12,7	87,3	79	21	24,8 (54,4)	20,7 (45,6)	37,5	96,8	3,2	0	97,1	0,7
10	112,8 (564)	0,9	99,1	91,3	8,7	31,6 (54,8)	26,1 (45,2)	35,5	99,8	0,2	0	47,6	49,7
11	9 (45)	41,3	58,7	37	63	21,7 (47,6)	23,9 (52,4)	8,7	0	100	0	n. a.	n. a.

Tabla 6.III.- Rasgos tafonómicos medidos en la serie Las Corralizas.

Entre los limos y arenas interniveles se encuentran dispersos pequeños cantos de cuarcitas, esquistos y algunos de dolomías. Normalmente son inferiores a 1,5 cm, aunque aisladamente se pueden encontrar algunos con 6 cm de diámetro máximo. Hay un intenso moteado del sedimento y trazas individuales, ii4-5. Muestran un empaquetamiento prácticamente "barren" y un volumen de restos del 5 % o inferior. No obstante, hay concentraciones ("clumps") poco densas de *Neopycnodonte cochlear* que se pueden seguir en la horizontal varios cientos de metros. Son concentraciones donde los ostreidos están mayoritariamente preservados en posición de vida. La única fauna conservada tiene concha calcítica. El porcentaje de restos completos es importante, sin embargo la proporción de organismos articulados varía considerablemente (niveles 5, 6 y 8; Tabla 6.III). Hay una alta proporción de bioclastos orientados con ángulos inferiores a los 30° (Fig. 6.22a). Los tamaños están bastante dispersos (Fig. 6.22b). Todos los fragmentos tienen aristas agudas (Tabla 6.III).

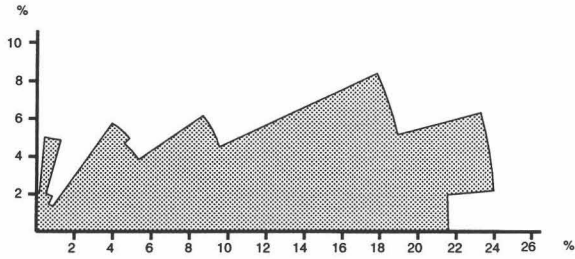
Las areniscas cementadas intercaladas son homogéneas y masivas, similares a las que aparecen en la sección de Saccarino (nivel 11; Fig. 6.21). Hay ocho capas de acumulación de fósiles, algunas con muros ligeramente irregulares (por ejemplo los niveles 2 y 9; Fig. 6.21), otras con un contacto basal gradual y techo neto (nivel 7; Fig. 6.21) y otras con una geometría tabular sin muros ni techos claramente definidos (nivel 4; Fig. 6.21).

El nivel de acumulación inferior (nivel 1; Fig. 6.21) es muy fosilífero, con una alta diversidad de organismos. Internamente, se observa una clara diferenciación en la composición taxonómica entre los restos que constituyen el grueso del nivel y los que se encuentran justo a techo del mismo. Está formado, principalmente, por la acumulación de moldes de bivalvos, *Pelecypora islandicoides*, algunos en posición de vida, gasterópodos pertenecientes a la familia Epitoniidae y corales solitarios. Tiene un empaquetamiento denso, con un volumen del 30-35 %. Los bioclastos conservados como moldes representan una parte importante de la asociación (43,9 %; Tabla 6.III). El 27,8 % del total de la asociación está completo, el 8,5 % está articulado y el 1,8 % se conserva en posición de vida. La asociación está dominada por restos orientados con un ángulo inferior a 30° (Fig. 6.32a). No hay ninguna selección de tamaños (Fig. 6.23b). Los restos orientados con la concavidad hacia arriba son los más abundantes. El 56,5 % del total de los fragmentos presenta las aristas agudas, frente al 0,6 % que muestra un cierto redondeamiento (Tabla 6.III). El 0,8 % del total está bioperforado y el 1 % encostrado.

El techo está tapizado por una acumulación de individuos articulados de *Amussium cristatum*, que forman un pavimento de conchas en el sentido de Kidwell *et al.* (1986). Las conchas de *Amussium* sirvieron de substrato duro para que se pudieran implantar organismos con un modo de vida encostrante, como *Neopycnodonte cochlear* y balánidos. Se observa un escaso grado de fragmentación, ya que prácticamente todos están articulados o completos.

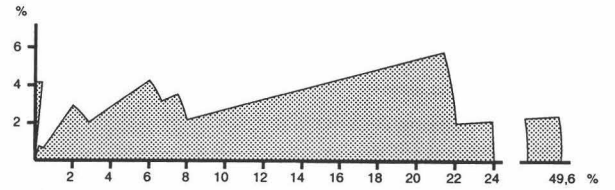
**ORIENTACION EN LOS NIVELES
DE LA SECCION LAS CORRALIZAS**

NIVEL D



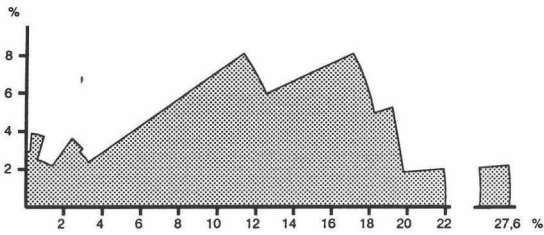
A Fig. 6.27

NIVEL 1



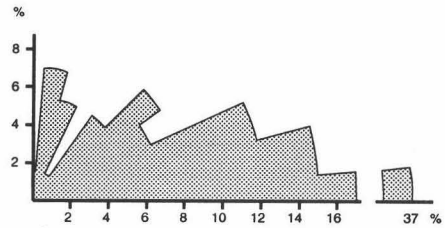
A Fig. 6.23

NIVEL 2



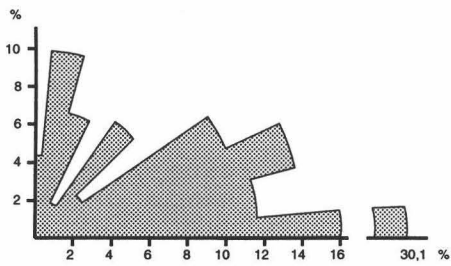
A Fig. 6.24

NIVEL 3

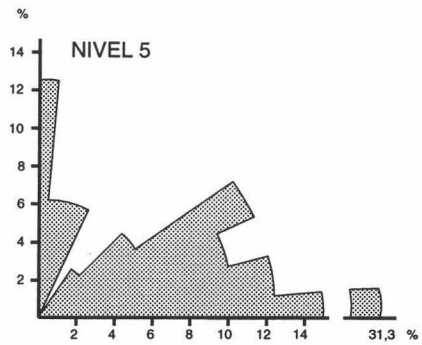


A

NIVEL 4

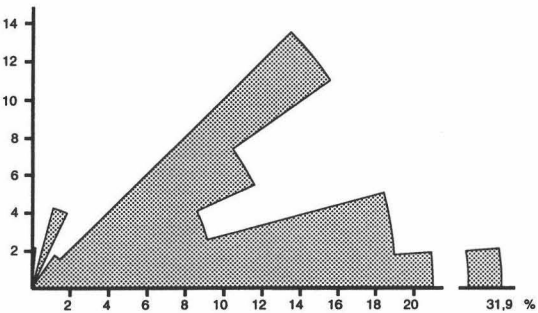


A Fig. 6.25



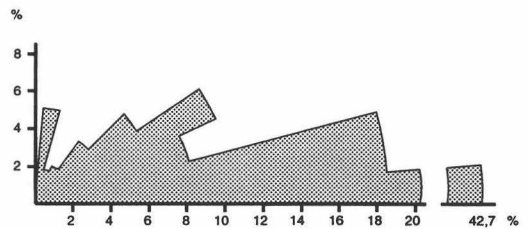
A Fig. 6.22

NIVEL 6



A Fig. 6.22

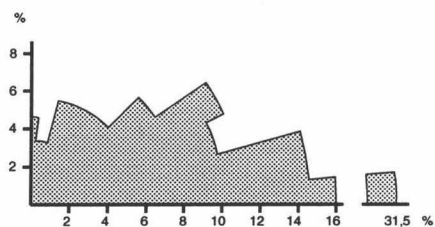
NIVEL 7



A Fig. 6.25

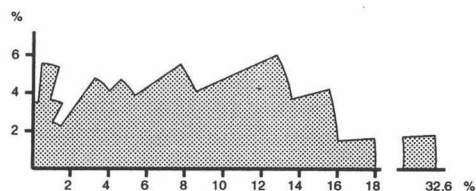
**ORIENTACION EN LOS NIVELES
DE LA SECCION LAS CORRALIZAS
(Continuación)**

NIVEL 8



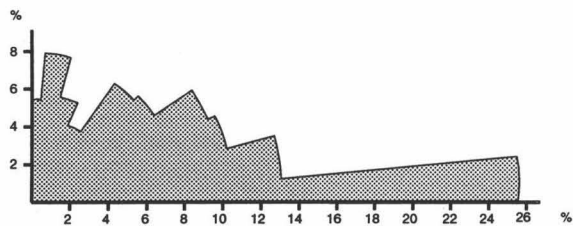
A Fig. 6.22

NIVEL 9



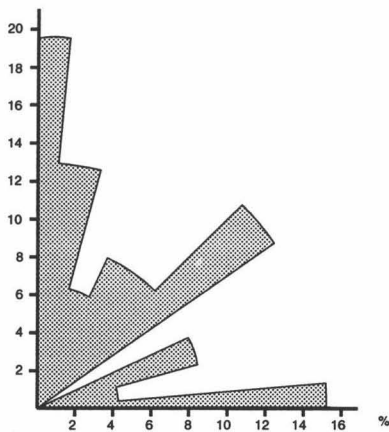
A Fig. 6.25

NIVEL 10



A Fig. 6.25

NIVEL 11



A Fig. 6.26

Considerando los individuos articulados, el 48,1 % está preservado en posición de vida y el 51,9 % invertidos (n = 79).

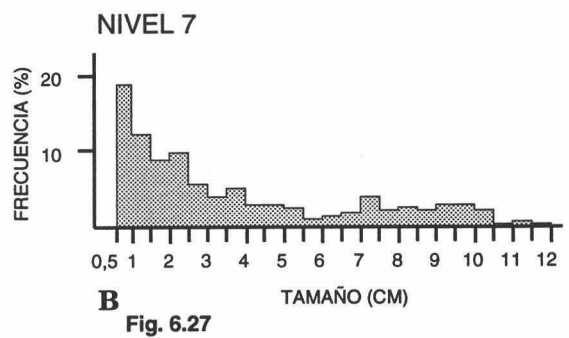
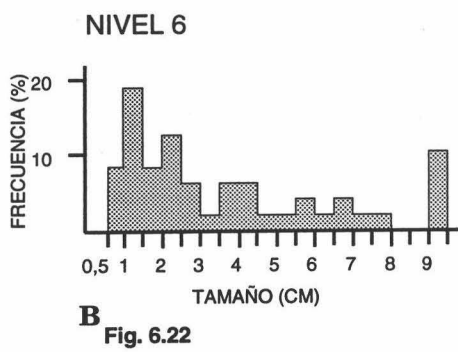
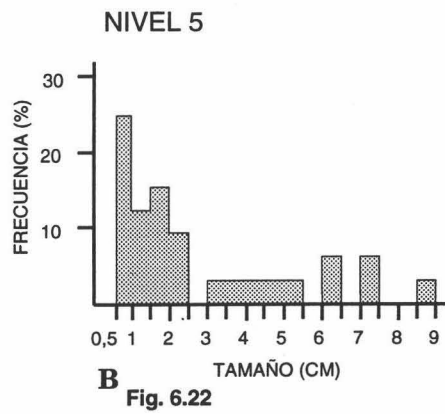
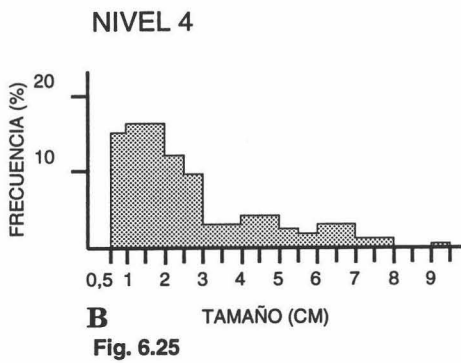
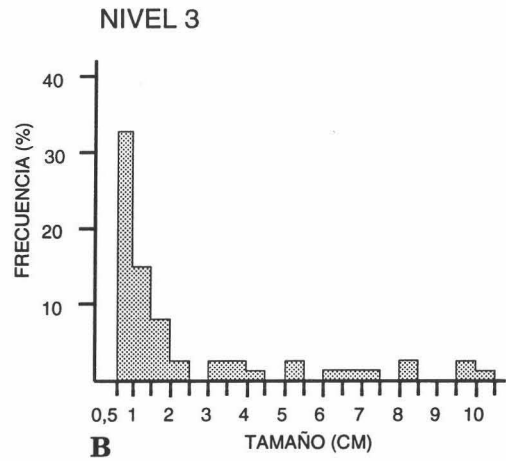
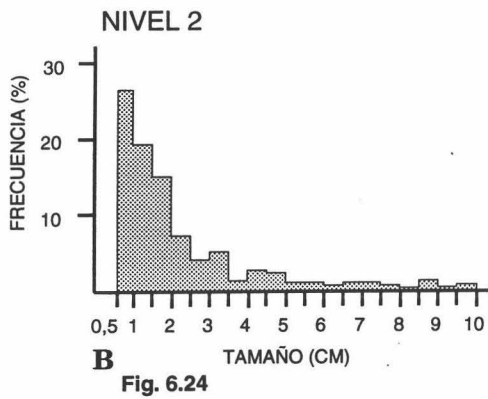
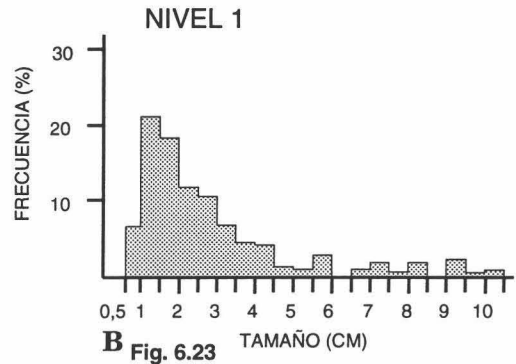
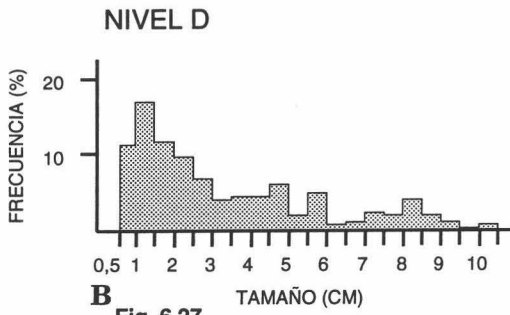
El segundo nivel (nivel 2; Fig. 6.21) muestra una organización interna compleja. En la base aparece una concentración densa, pauciespecífica, dominada por moldes de *Tellina* sp, junto con abundantes fragmentos de madera. El volumen de restos es del 55-60 %. Por encima, hay una asociación de fósiles con un empaquetamiento menos denso que en la base y caracterizada por *Pelecypora islandicoides*, corales solitarios atribuibles al género *Flabellum* y, en menor proporción, *Amussium cristatum*. Los organismos con concha original de aragonito aparecen como moldes, 38,7 %, mientras que los calcíticos se preservan con la concha original, 61,3 % (nivel 2; Tabla 6.III). El volumen de organismos es más bajo que en la acumulación basal, aunque varía, según los puntos de observación, entre el 10 % y el 20 %. El 80,8 % de los restos son fragmentos y el 6,8 % está articulado. Hay orientación preferencial concordante (Fig. 6.24a) y ausencia de selección de tamaños (Fig. 6.24b). A techo, se amalgama un nivel bioclástico de 5 a 10 cm de espesor, con muro irregular. La fragmentación de los fósiles es muy alta y, prácticamente no se pueden identificar.

El resto de los niveles de acumulación (niveles 4, 7, 9 y 10; Fig. 6.21 y Tabla 6.III) comparten características similares. El empaquetamiento varía entre denso y poco denso y el volumen entre el 20 % y el 30 %. Predominan los restos calcíticos sobre los moldes. Los individuos articulados, así como los restos completos, son una parte relativamente importante de la asociación (Tabla 6.III). Entre los organismos articulados aparecen algunos en posición de vida. Dominan los restos orientados concordantemente (Fig. 6.25a). En ningún caso se observa una selección de tamaño (Fig. 6.25b). Considerando los bioclastos curvados, son más abundantes los que tienen la concavidad hacia arriba (Tabla. 6.III). Los fragmentos con las aristas agudas son los más abundantes.

Los fósiles contenidos en estas acumulaciones son, principalmente, *Amussium cristatum*, *Chlamys* spp, *Pecten* spp, braquiópodos y fragmentos de equinodermos, todos de concha original calcítica. Únicamente se encuentran restos preservados como moldes alrededor de fragmentos de huesos de vertebrados marinos. Esta preservación diferencial está favorecida por la presencia de una envuelta de cementación, que se crea en torno a los huesos. En un nivel (nivel 7) se encuentran dos restos de ballena con gran parte del esqueleto articulado, uno de ellos preservado como molde externo.

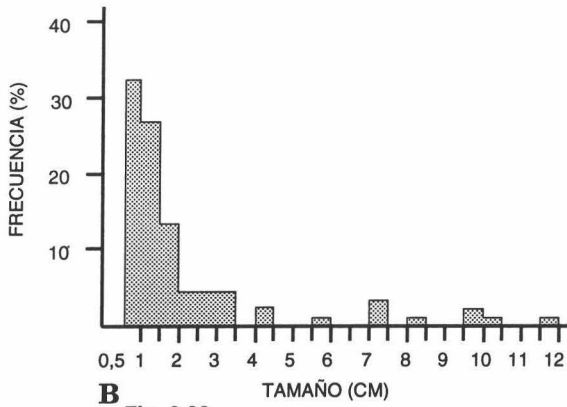
El último nivel (nivel 11; Fig. 6.21) es bastante peculiar y diferente a los anteriores. Está formado por areniscas anaranjadas, masivas, de tamaño de grano medio y cementadas, con un empaquetamiento poco denso a disperso y un volumen de restos del 10 % o inferior. La fauna está preservada exclusivamente como moldes (Tabla 6.III). Es el único caso en el que el porcentaje de organismos completos sobrepasa al de fragmentos (63 % vs. 37

SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION LAS CORRALIZAS

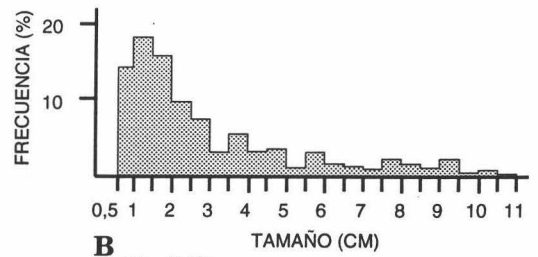


SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION LAS CORRALIZAS (Continuación)

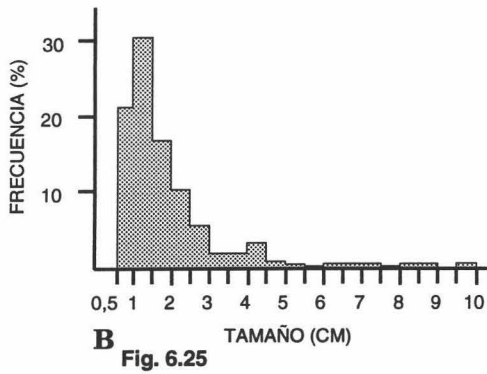
NIVEL 8



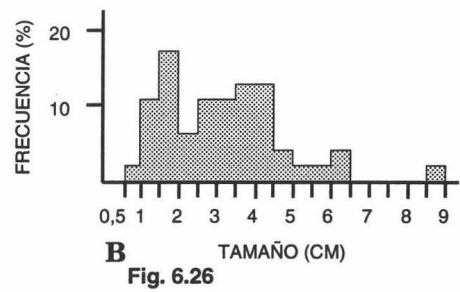
NIVEL 9



NIVEL 10



NIVEL 11



%). El porcentaje de articulación es bastante elevado, 41,3 %, y un 17,8 % del total son individuos preservados en posición de vida. Hay una orientación preferencial perpendicular (Fig. 6.26a) y una gran dispersión de tamaños (Fig. 6.26b). El 23,9 % del total está orientado con la concavidad hacia abajo (Tabla 6.III).

Son abundantes los moldes de bivalvos, entre los que predomina *Pelecycora islandicoides*, y en menor proporción, gasterópodos.

En el extremo S del transecto hay otras capas de acumulación de fósiles. Tienen un empaquetamiento que varía entre poco denso y denso, y un volumen entre el 15 % y el 25 %. El 96 % del total se preserva con concha (nivel D; Tabla 6.III). La fragmentación es alta (78,5 %). El 8,9 % del total se encuentra articulado, aunque ninguno en posición de vida. Hay orientación preferencial concordante, 65,3 % (Fig. 6.27a), y ausencia de selección de tamaños (Fig. 6.27b). La inmensa mayoría de los fragmentos tienen las aristas agudas (89,5 %). Tan sólo un 0,2 % del total está afectado por endo y epibiontes.

Los fósiles más abundantes son *Amussium cristatum* y fragmentos de equinodermos irregulares. En menor proporción hay *Neopycnodonte cochlear*, *Chlamys* spp y gasterópodos pertenecientes al género *Epitonium*.

2.- La segunda unidad se dispone horizontal y erosivamente sobre los materiales anteriores (Fig. 6.21). Son unos depósitos conglomeráticos y arenosos que alternan con niveles de bloques. Los cuerpos de granulometría más grosera presentan estratificaciones cruzadas planares de gran escala, unidireccionales y de bajo ángulo que representan facies de "foreshore" con un sentido de migración hacia el E-SE, indicado por el buzamiento de las estructuras sedimentarias. Las arenas tienen una estructura masiva con algunas estratificaciones cruzadas en artesa indicando direcciones de paleocorrientes diversas, que corresponden a facies de "shoreface". Se trata de los depósitos de playas y terrazas marinas asignadas al Cuaternario (Voermans y Baena, 1983).

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.- Para la interpretación paleoambiental de la primera unidad diferenciaré los niveles de acumulación de fósiles del sedimento en el que se intercalan. Este último experimenta un aumento en el tamaño de grano de muro a techo, pasándose de limos a arenas medias. Es un sedimento muy micáceo y con frecuentes cantos gruesos metamórficos. Los sedimentos del delta Abrija debieron ser la principal fuente de alimentación de la cuenca durante el depósito de la primera unidad. La fauna en estos sedimentos está muy dispersa, lo

que sugiere altas tasas de sedimentación, que diluyó los restos entre el sedimento (e.g. Kidwell, 1985; 1986).

En este contexto se explica el importante porcentaje de restos completos y, en algunos casos, articulados, como en el caso de los parches de *Neopycnodonte* articulados y orientados, en su gran mayoría, en posición de vida. Este modo de preservación es indicativo de un enterramiento rápido bajo una capa de sedimento que previno la exhumación de los restos sepultados (Brett y Baird, 1986; Kidwell y Bosence, 1991). Además del enterramiento rápido, otros dos factores intervinieron en la preservación de estos bivalvos en posición de vida. Por un lado, la incapacidad de movimiento de los *Neopycnodonte* hace que tengan un potencial de escape (en el sentido de Kranz, 1972a; 1972b) nulo ante un enterramiento repentino. Por otro, la ausencia de estructuras sedimentarias señala un medio no afectado por el oleaje normal. Además de las agrupaciones de *Neopycnodonte*, aparecen dispersos otros bivalvos conservados en posición de vida, como son *Pinna* sp y *Pelecypora* spp y numerosos bivalvos con las dos valvas ligeramente abiertas, preservación en mariposa ("butterflied bivalves" de Allmon, 1985; Brett y Baird, 1986), que corroboran tasas de sedimentación elevadas. La presencia de algunos erizos irregulares conservando las espinas articuladas, es otra prueba en favor de enterramiento rápido.

En resumen, parece que un depósito continuo y elevado controló la sedimentación normal ("background") durante la formación de esta sección. El avance de las facies de prodelta del Abrija debió ser la causa de estos procesos. La tasa de sedimentación alta, normal en este tipo de ambientes, produjo una buena preservación de los restos. La ausencia de estructuras sedimentarias hacen pensar en un ambiente exento de fuerte turbulencia.

En los niveles de acumulación de fósiles también existen criterios indicativos de que la fauna fue cubierta durante episodios de entrada repentina de sedimento. En concreto, en el nivel 7 (Fig. 6.21) se encuentran partes de dos esqueletos de vertebrados marinos, probablemente de cetáceos, articulados, lo que supone un enterramiento catastrófico (Schäfer, 1972; Brett y Baird, 1986; Allison *et al.*, 1991; Behrensmeyer, 1991; Parsons y Brett, 1991; Kidwell y Bosence, 1991).

La gran cantidad de cantos gruesos y la presencia de fragmentos de madera evidencian su procedencia de zonas más someras del delta. Casi todos los niveles de acumulación se pueden interpretar como depósitos residuales debidos a tormentas, un origen semejante al propuesto para los niveles de acumulación de la sección de Saccarino. Únicamente, el primer y último nivel de la sección se diferencian por sus peculiaridades.

Durante la formación del nivel inferior se produjo una retroalimentación tafonómica (Kidwell y Jablonski, 1983; Kidwell, 1986; 1991b), como se desprende de las

características sedimentarias y tafonómicas descritas: a) muro gradual, b) los invertebrados que se acumulan en el nivel son mayoritariamente endosedimentarios (*Pelecypora islandicoides*, natícidos) o semi-endosedimentarios (corales solitarios), y c) techo neto formado por un pavimento de organismos de vida libre (*Amusium cristatum*), sobre los que se instalan algunos episedimentarios de pequeño tamaño (*Neopycnodonte* y balánidos). Se produjo un cambio en las condiciones del substrato, inducido por los propios organismos que se acumulan en el fondo, unido a una ralentización o una parada en la sedimentación. La presencia de epifaunicos indica un tiempo de exposición de las conchas de *Amusium* sobre el fondo. Por otro lado, el grado de preservación que muestran sus conchas indica una ausencia de retrabajamiento posterior a su muerte. La formación del pavimento de conchas se puede explicar por una muerte masiva de *Amusium*, ligada a un cambio en los niveles de oxigenación del fondo, o variación en el quimismo de las aguas del fondo, mediante el siguiente proceso: Los representantes actuales de *Amusium* presentan un carácter gregario, formando densas concentraciones de individuos en la plataforma externa (Carter, 1972; Hayami, 1991). Estos autores atribuyen este comportamiento a un mecanismo de escape de los predadores, desplazándose hacia zonas profundas de la plataforma, o a una migración estacional posiblemente relacionada con la reproducción (Morton, 1980 en Hayami, 1991). Un cambio en la concentración de oxígeno pudo provocar la muerte masiva de *Amusium*. En favor de esta interpretación hay que señalar la existencia de bastantes otros bivalvos endosedimentarios, articulados y dispuestos horizontalmente en la parte alta del nivel. Este fenómeno se ha interpretado como una salida de estos organismos a la superficie, tras algún evento anóxico en la interfase agua-sedimento. Las conchas de *Amusium* constituyeron relieves elevados sobre el fondo que posibilitaron la colonización de los epifaunicos. Este mecanismo ha sido propuesto en otros ejemplos de acumulaciones de conchas por mortalidad masiva, posteriormente aprovechadas por invertebrados con otros hábitos de vida (Sageman *et al.*, 1991). El tiempo de exposición sobre el fondo para que se produjera la colonización no debió ser muy grande ya que los epifaunicos, balánidos y *Neopycnodonte*, no son muy abundantes y son de pequeño tamaño.

El último nivel de concentración es el que muestra los rasgos más peculiares de todas las acumulaciones de esta sección. La fauna está, en su inmensa mayoría, articulada y conservada *in situ*. La semejanza de las características sedimentarias con los niveles de areniscas del segundo tramo de la sección de Saccarino sugiere un origen similar, es decir, aportes de flujos de granos procedentes de la desestabilización de los sedimentos del prodelta o frente deltáico del Abrioja. Estos materiales debieron llegar cargados en materia orgánica, que favoreció su colonización por organismos endosedimentarios. Posteriormente, los bivalvos que se instalaron en este substrato fueron cubiertos repentinamente por un nuevo emisión del delta Abrioja.

En resumen, la sedimentación durante la formación de la primera unidad de la sección Las Corralizas estuvo dominada por el avance de las facies de prodelta del Abrioja. Este provocó tasas de acumulación altas y pulsos episódicos de entrada de material siliciclástico fino, que causó la muerte y el enterramiento repentino de la fauna. La acción de bioturbadores produjo la homogeneización del sedimento, lo que dificulta distinguir episodios discretos, salvo en las concentraciones de fósiles. La frecuencia de niveles de tormentas indica un medio de plataforma somera.

AFLORAMIENTO RAMBLA DE LA SEPULTURA

Está situado en el curso bajo de la Rambla de la Sepultura (Fig. 6.1). Se accede por el carril de entrada a las Cuevas de los Juanorros, igual que a las secciones hasta ahora descritas. He realizado tres secciones localizadas en un transecto N-S (Fig. 6.28), denominadas Rambla de la Sepultura N, Centro y S respectivamente. A lo largo del transecto se reconocen tres unidades, una de ellas cuaternaria, que se pueden seguir en continuidad de afloramiento. No aflora el substrato de los materiales pliocenos.

Sección Rambla de la Sepultura N

1.- La unidad inferior está constituida por limos amarillentos muy homogéneos. En la parte alta hay algunas capas tabulares de acumulación de fósiles, en las que ni el techo ni el muro están bien definidos. Contienen bastantes fósiles completos con concha calcítica, dispuestos en su mayor parte horizontalmente. Prácticamente todos los fragmentos tienen las aristas agudas. Los que están redondeados presentan numerosas trazas de bioperforaciones. Los fósiles más abundantes en estos niveles son *Amussium cristatum*, *Chlamys* spp, *Pecten* spp, *Flabellipecten* sp, *Neopycnodonte cochlear*, *Epitonium* sp y restos de equinodermos. *N. cochlear* puede formar pequeñas agrupaciones dispersas de individuos cementados sobre otros bioclastos conservados en posición de vida.

2.- La segunda unidad descansa sobre la anterior por medio de un contacto irregular y neto. Siguiendo la rambla de dirección NE, que corta este afloramiento en su extremo N, se observa el techo del primer conjunto como una superficie fuertemente bioturbada por *Thalassinoides*. Las trazas de bioturbación están rellenas con arenas medias-gruesas grises de los materiales suprayacentes. Se pueden diferenciar dos tramos.

2.a.- El tramo inferior, de 6,20 m de potencia, está formado por una alternancia de arenas (desde finas a gruesas) y conglomerados (Fig. 6.28).

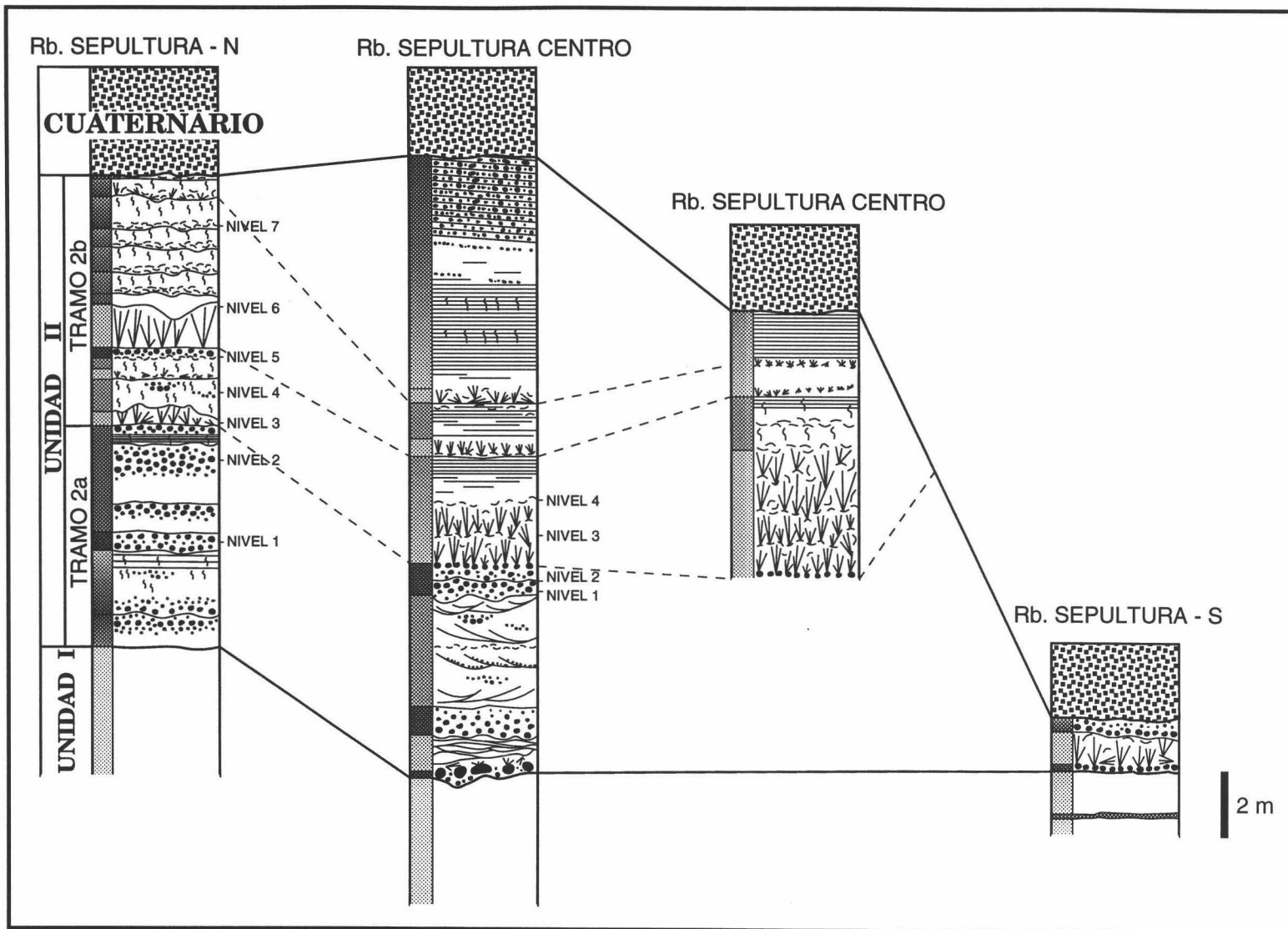


Fig. 6.28.- Columnas estratigráficas del afloramiento Rambla de la Sepultura.

NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			PRESERVACION ESQUELETAL			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
1	3,8 (19)	0	100	68,4	31,6	31,6 (60)	21,1 (40)	26,3	100	0	0	0	100
2	5,4 (27)	0	100	100	0	29,6 (57,1)	22,2 (42,9)	40,7	100	0	0	7,4	92,6
3	108 (540)	30	70	40	60	10 (27,3)	26,7 (72,7)	3,3	11,7	88,3	0	12,5	0
4	11,6 (58)	0	100	98,3	1,7	20,7 (40)	31 (60)	31	100	0	0	0	100
5	63 (315)	2,9	97,1	85,4	14,6	28,2 (44,6)	35 (55,4)	11,7	57,3	42,7	0	1,1	55,7
6	140,4 (702)	10,4	89,6	77,9	22,1	27,3 (65,9)	15,6 (34,1)	10,4	23,4	76,6	0	8,3	18,3
7	238,2 (1191)	17,2	82,8	62,6	37,4	29,3 (74,4)	10,1 (25,6)	10,1	18,2	81,8	0	6,5	17,7

Tabla 6.IV.- Rasgos tafonómicos medidos en la Unidad II en la serie Rambla de la Sepultura N.

Los niveles de conglomerados presentan granoclasificación inversa. Son conglomerados heterométricos y heteromícticos, con cantos de cuarcitas, dolomías, calizas, esquistos y areniscas. Contienen pocos fósiles, principalmente valvas de *Ostrea edulis*, *Pecten benedictus* Lamarck y *P. jacobaeus* (Linneo) dispersas entre los bloques y cantos, representando el 5 % del volumen. El 100 % de la fauna presenta concha calcítica (niveles 1 y 2. Tabla 6.IV). En el nivel 1, el 31,6 % de la asociación está completo, aunque no hay ninguno articulado (Tabla 6.IV). Muestran un patrón de orientación bimodal (Fig. 6.29a), con un máximo en los bioclastos orientados con más de 60° y otro con ángulos inferiores a 30°. Los restos orientados con la concavidad hacia arriba son los más abundantes en ambos niveles. No hay una buena selección de tamaños (Fig. 6.29b) y los fragmentos tienen las aristas preferentemente redondeadas (Tabla 6.IV). Una proporción importante de restos está afectada por bioperforaciones.

Los más característico en los bloques son bioperforaciones atribuibles a *Lithophaga*, que afectan a los cantos carbonatados. En la parte alta del tramo hay una asociación diversa de organismos cementados sobre el tercio superior de los bloques y conservados *in situ*. Se trata, fundamentalmente, de algas coralináceas que forman costras masivas, ostreidos y balánidos. *Lithophyllum incrustans* y *L. dentatum* son las especies de algas dominantes. Estas crecen en compleja asociación con *Ostrea edulis* que, a su vez, sirve de substrato a balánidos.

Entre las arenas son frecuentes los cuerpos lenticulares de conglomerados, o de arenas gruesas-microconglomerados, con bases canalizadas y granoselección normal, así como niveles limoso-arcillosos. Las arenas con granulometría más fina tienen abundantes trazas de bioturbación (ii3-4) que homogeneizan el sedimento, aunque, puntualmente, hay una laminación horizontal y algunos pequeños "ripples" de oscilación. El empaquetamiento de fósiles es prácticamente "barren", con menos del 5 % del volumen.

2.b.- El segundo tramo, con un espesor máximo de 7 m, está constituido por bancos de coral alternando con arenas medias-gruesas y conglomerados bioclásticos, en una secuencia granocreciente a techo (Fig. 6.28). El contacto inferior es una superficie neta, marcada por el crecimiento del primer banco de coral sobre el último nivel de bloques del tramo inferior (Fig. 6.28). Se trata de bancos de coral construidos por *Cladocora caespitosa*. Hay tres bancos de coral, que se siguen lateralmente en continuidad de afloramiento hacia la sección Rambla de la Sepultura Centro. Los corales crecen formando colonias verticales, en forma de cono invertido con frecuentes contactos entre ramas de colonias adyacentes para dar una superficie mayor. Cada banco tiene una matriz de limo y arcilla entre las ramas de coral. Considerando sólo la fauna asociada a los corales, el empaquetamiento varía entre denso y poco denso, con un 15 % del volumen aproximadamente. Los moldes, que representan organismos inicialmente aragoníticos, son más abundantes que los restos que conservan la concha

(niveles 3 y 6; Tabla 6.IV). Los porcentajes de articulación y de individuos conservados en posición de vida son importantes. Hay una marcada tendencia a la verticalidad (Fig. 6.30a) y una cierta bimodalidad en la distribución de frecuencia de tamaños (Fig. 6.30b).

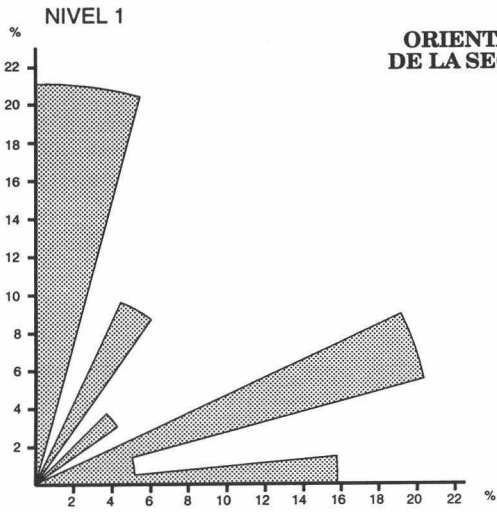
La fauna y flora asociada a los corales es abundante y diversa. Se encuentran bivalvos, gasterópodos, poliquetos (serpúlidos) y algas corallináceas. *Ostrea lamellosa*, *Cardites antiquatus* (Linneo), *Acar clathrata* (Defrance), *Chama (Chama) gryphoides* (Linneo) y *Pseudochama (Pseudochama) gryphina* (Lamarck) son los bivalvos más abundantes. Los vermétidos son los gasterópodos dominantes. Las algas forman rodolitos, o bien costras masivas creciendo sobre otros organismos. La asociación algal es diversa, con predominio de *Spongites* sp y *Neogoniolithon* sp y, en menor proporción, *Mesophyllum* sp, *Lithothamnion* sp y *Lithophyllum dentatum*.

Las arenas que se intercalan entre los bancos de coral presentan un empaquetamiento de "barren" a disperso y no alcanzan el 5 % del volumen. El 100 % de los restos preservados conservan la concha original calcítica (nivel 4; Tabla 6.IV). No aparece ningún organismo articulado, y la proporción de restos completos es muy baja, 1,7 % del total de la fauna. Hay un patrón de orientación bimodal (Fig. 6.31a) y una dispersión en la distribución de frecuencias de tamaños (Fig. 6.31b). El 60 % de los restos que tienen curvatura (n = 30) está orientado con la concavidad hacia abajo. Todos los fragmentos tienen las aristas redondeadas. El 22,4 % del total de restos está afectado por bioperforaciones y el 8,6 % presenta encostrantes.

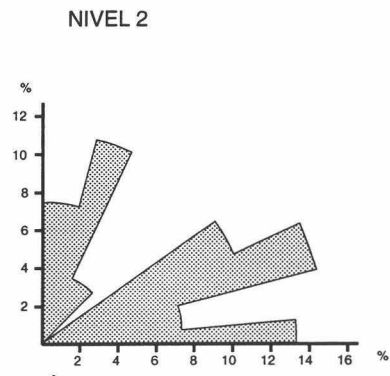
Los conglomerados bioclásticos que se intercalan entre las arenas anteriores muestran un empaquetamiento poco denso, con el 10 % del volumen. Contienen más organismos de concha calcítica, 57,3 % que moldes, 42,7 % (nivel 5; Tabla 6.IV). Predominan los fragmentos (85,4 %) frente a los restos completos (14,6%). Hay un 2,9 % de individuos articulados. Sólo el 1 % del total está en posición de vida. Hay una marcada tendencia a la verticalidad (Fig. 6.32a) y baja selección de tamaños (Fig. 6.32b). Los restos orientados con la concavidad hacia abajo son los más abundantes. Algo más de la mitad de los fragmentos, 55,7 %, tienen las aristas redondeadas, frente al 1,1 % que son agudas. El 21,9 % del total de la fauna presenta sus esqueletos bioperforados y el 5,7 % tiene encostrantes.

Por encima del segundo banco de coral hay cinco niveles muy similares. Cada nivel está formado en su base por un depósito residual bioclástico, arenas gruesas-microconglomerados con una cierta cementación, y a techo, arenas medias muy bioturbadas, ii4, no cementadas (Fig. 6.28). La base presenta un empaquetamiento que varía entre disperso y poco denso, con un volumen que oscila entre el 15 % y el 25 %. Predominan los restos conservados como moldes, 81,8 % (nivel 7; Tabla 6.IV). El porcentaje de organismos completos es importante (37,4 %), y el 17,2 % articulado. Un 3 % del total de la asociación

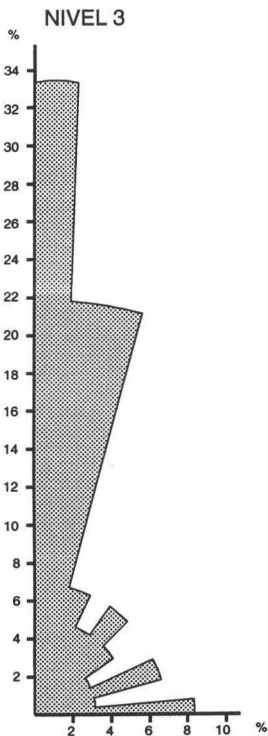
**ORIENTACION EN LOS NIVELES
DE LA SECCION RB. SEPULTURA N**



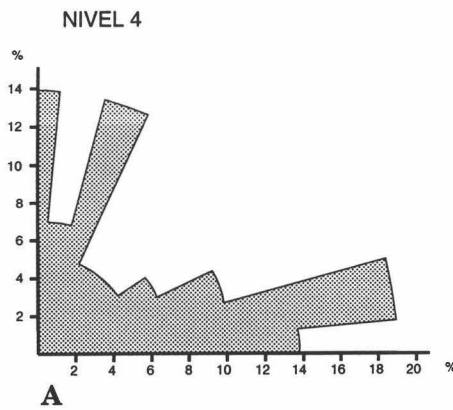
A Fig. 6.29



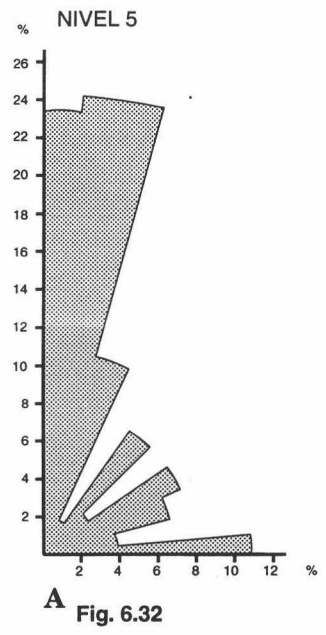
A Fig. 6.29



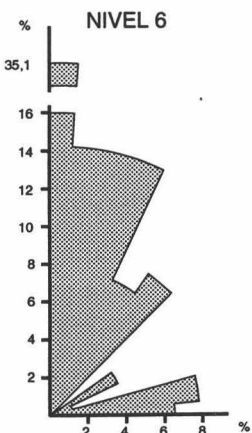
A Fig. 6.30



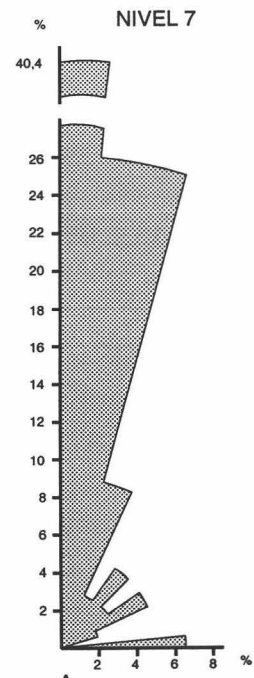
A



A Fig. 6.32



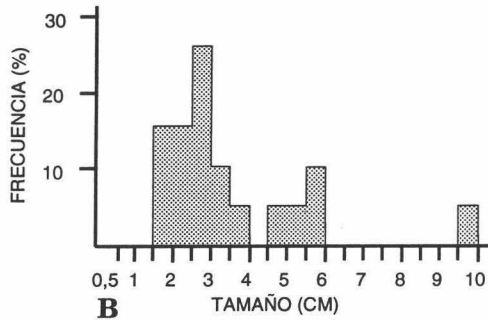
A Fig. 6.30



A Fig. 6.33

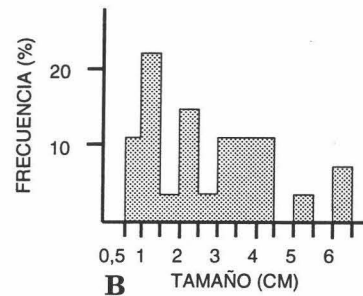
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION RB. SEPULTURA N

NIVEL 1



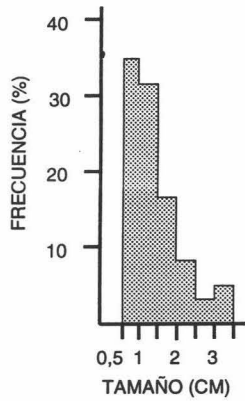
B
Fig. 6.29

NIVEL 2



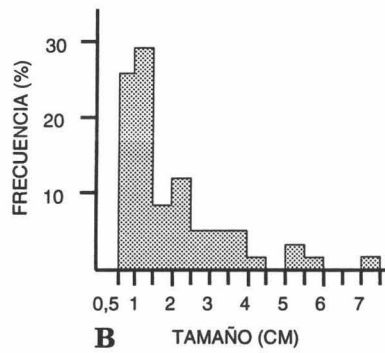
B
Fig. 6.29

NIVEL 3



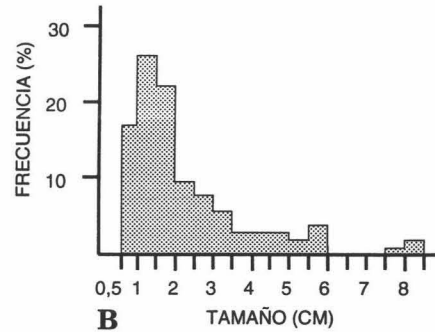
B Fig. 6.30

NIVEL 4



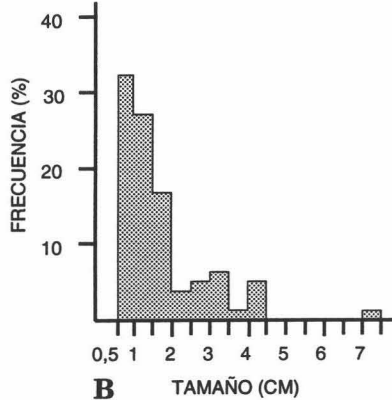
B
Fig. 6.31

NIVEL 5



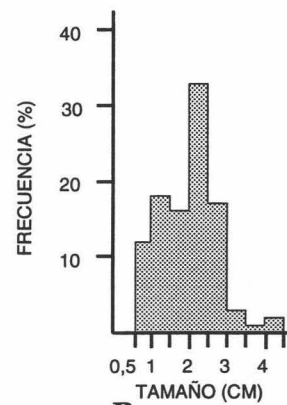
B
Fig. 6.32

NIVEL 6



B
Fig. 6.30

NIVEL 7



B
Fig. 6.33

se conserva en posición de vida. Hay una fuerte tendencia a la verticalidad (Fig. 6.33a) y una buena selección de tamaños (Fig. 6.33b). Predominan los restos orientados con la concavidad hacia arriba. Los fragmentos tienen mayoritariamente las aristas redondeadas, 17,7 %.

3.- La unidad superior se dispone erosivamente sobre la anterior. Se trata de una unidad conglomerática formada por depósitos de playas y terrazas marinas y depósitos de piedemonte atribuidos al Cuaternario (Voermans y Baena, 1983).

Sección Rambla de la Sepultura Centro

1.- La unidad basal presenta muy mala exposición, ya que está muy cubierta por derrubios. Está constituida por limos arenosos, finos amarillentos, muy homogéneos.

2.- En la segunda unidad se vuelven a diferenciar dos tramos, correlacionables nivel a nivel, con los descritos en la sección precedente (6.28):

2.a.- El tramo inferior está formado por un conjunto siliciclástico en el que alternan conglomerados, heterométricos y heteromícticos, con arenas.

Las arenas varían de granulometría de finas a gruesas. Puntualmente se ve una laminación ondulante ("wavy lamination"), en su mayor parte destruida por la presencia de trazas de bioturbación (ii4). Entre las arenas se intercalan, ocasionalmente, pequeñas capas limoso-lutíticas y conglomeráticas. Asociadas a los conglomerados hay esporádicamente colonias de coral *in situ* o desplazadas de su posición de crecimiento.

El primer tramo finaliza con varios bancos de conglomerados amalgamados, con secuencias granodecrescentes, que se acuñan hacia el norte. La fauna aparece dispersa entre los cantos y bloques. Únicamente se encuentran restos de organismos calcíticos que conservan la concha (nivel 1; Tabla 6.V). El porcentaje de organismos completos es superior al de fragmentos, 54,1 % y 45,9 % respectivamente. No obstante, la proporción de articulación es muy baja, sólo un 2,7 % del total de la asociación. Hay una clara bipolaridad, con un máximo de restos orientados con un ángulo inferior a 30° y otro con un ángulo superior a 60° (Fig. 6.34a). La distribución de tamaños muestra una manifiesta dispersión (Fig. 6.34b). Predominan los restos con la concavidad hacia abajo. El 82,4 % de los fragmentos tiene las aristas redondeadas aunque hay algunos fragmentos o individuos completos de *Spondylus* y *Chlamys varia* Linneo, que conservan los rasgos ornamentales completos, como largas espinas o pronunciadas lamelas de crecimiento, en el caso de *Spondylus*, y pequeñas espinas en las aurículas, en el caso de *C. varia*. Un 27,5 % del total de la asociación está afectado por bioperforaciones, mientras que sólo el 7,5 % presenta organismos epibentónicos. La asociación está dominada por *Ostrea lamellosa* y, en menor proporción, por *Pecten* sp, *Chlamys varia* y *Spondylus*.

NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			PRESERVACION ESQUELETAL			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
1	40 (8)	2,7	97,3	45,9	54,1	16,2 (33,3)	32,4 (66,7)	18,9	100	0	0	17,6	82,4
2	101,4 (507)	55	45	43,2	56,8	17,8 (61,2)	11,2 (38,8)	10,7	100	0	0	43,2	0
3	59,4 (297)	9,1	91,9	60,6	39,4	15,2 (25)	45,5 (75)	0	27,3	72,7	0	30	0
4	414 (82,8)	2,2	83,8	83,8	16,2	26,5 (46,2)	30,9 (53,8)	22,8	100	0	0	0	100

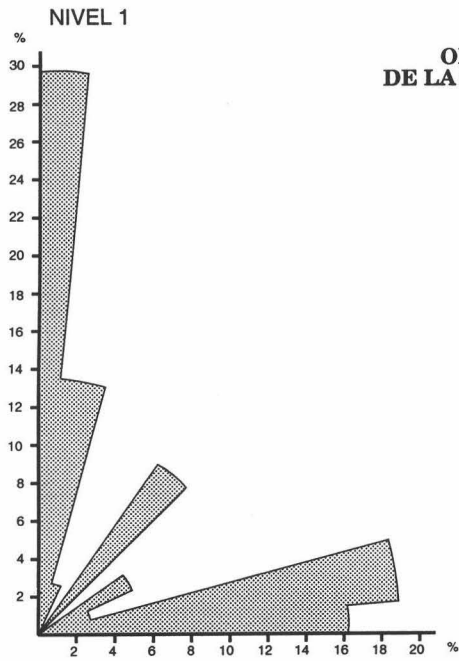
Tabla 6.V.- Rasgos tafonómicos medidos en la Unidad II en la serie Rambla de la Sepultura Centro.

Junto a la fauna dispersa entre los bloques, aparecen organismos colonizando los dos tercios superiores de los bloques en diversos niveles. Los fósiles mayoritarios son algas corallináceas, balánidos y *Mytilus galloprovincialis* Lamarck. Sin embargo, los elementos más característicos son trazas de bioperforaciones atribuibles a *Lithophaga* en bloques carbonatados. Como elementos minoritarios aparecen colonias de briozoos membranoporiformes tipo A o hemiesféricas y serpúlidos. Las especies más abundantes de algas corallináceas son *Lithophyllum incrustans* y *L. dentatum*. Considerando únicamente los invertebrados, tanto el empaquetamiento como el volumen muestran fuertes variaciones, ya que presentan un patrón de colonización en parches. El empaquetamiento oscila entre poco denso a denso y el volumen entre el 15 % y el 45 %. Todos los restos conservados tienen mineralogía calcítica original conservada (nivel 2; Tabla 6.V). El porcentaje de articulación es muy alto, 55 % del total. Una gran parte de los organismos completos están fragmentados por compactación. Prácticamente la totalidad de los fósiles se conservan en posición de vida (98,4 %). La asociación está dominada por restos con una orientación preferencial oblicua (Fig. 6.35a). No hay ninguna selección de tamaños (Fig. 6.35b). El 43,2 % de los fragmentos presenta las aristas agudas.

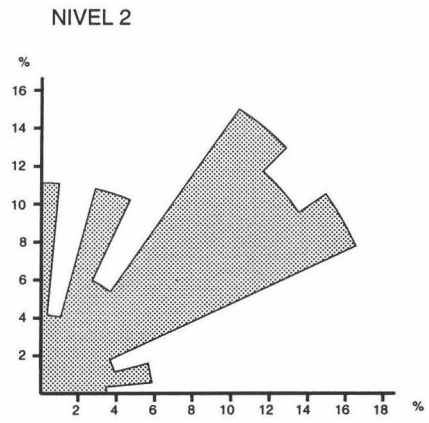
2.b.- El segundo tramo tiene un espesor máximo de 13,20 m. Hay tres bancos de coral, alcanzando el inferior hasta 4,5 m de potencia. Este banco se dispone sobre los bloques del techo del tramo subyacente (Fig. 6.28), mientras que los superiores se disponen sobre niveles de *Ostrea lamellosa*. En cada banco hay limos arcillosos algo cementados entre las ramas de coral. Los bancos de coral segundo y tercer tienden a acuñarse lateralmente hacia el S. La fauna que se encuentra en estos bancos es similar a la que aparece asociada a los corales en la sección anterior. Cabe resaltar una mayor abundancia de *Spondylus crassicosta* Lamarck y *S. concentricus* Bronn, organismos que se cementan a las ramas de coral, *Anomia ephippium* y *O. lamellosa*. En menor proporción, aunque también más abundantes que en la sección precedente, aparecen *Chlamys pusio* Linneo y *C. varia*. El grado de empaquetamiento es disperso y el volumen inferior al 5 %. Predominan los moldes, 72,7 % (nivel 3; Tabla 6.V). Aunque el porcentaje de organismos completos es alto, 39,4 %, tan sólo aparecen articulados el 9,1 %. El 3 % del total de la asociación permanece orientado en posición de vida. Hay una fuerte tendencia a la verticalidad (Fig. 6.36a) y un máximo de bioclastos de tamaños entre 1 cm y 1,5 cm (Fig. 6.36b). Predominan los restos orientados con la concavidad hacia abajo (Tabla 6.V). Todos los fragmentos con concha tienen las aristas agudas.

Entre las ramas de los corales son frecuentes pequeñas agrupaciones densas de individuos de *Ostrea lamellosa* ("clumps"). Se trata de concentraciones dispersas, integradas por un número variable de individuos, que oscila entre 3 y 10, cementados unos a otros o a ramas de corales. Se disponen verticalmente, que es la posición de vida. En algunos casos se

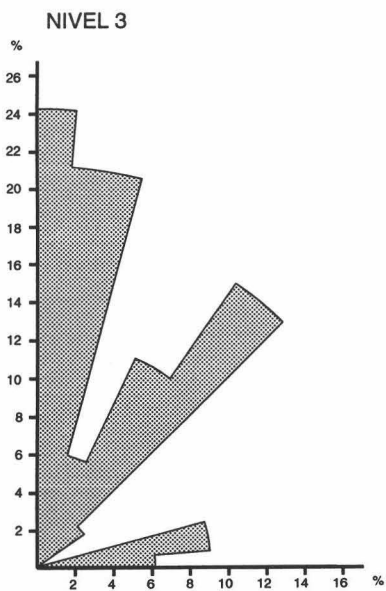
**ORIENTACION EN LOS NIVELES
DE LA SECCION RB. SEPULTURA CENTRO**



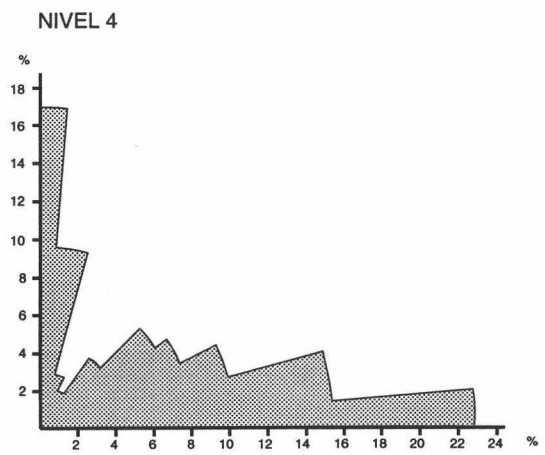
A Fig. 6.34



A Fig. 6.35

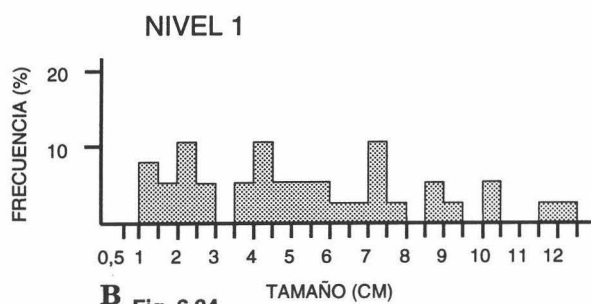


A Fig. 6.36

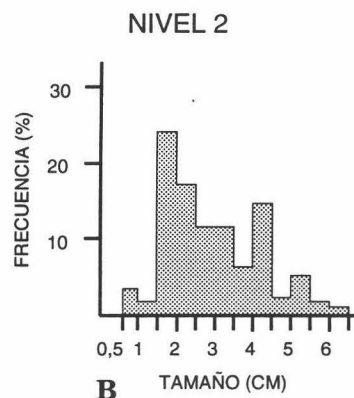


A Fig. 6.37

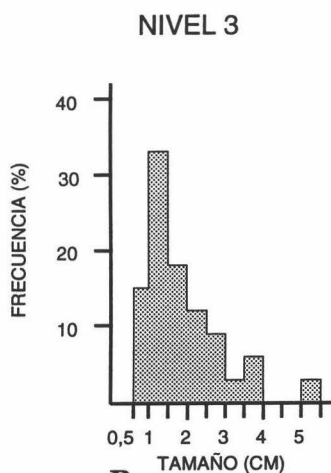
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES
DE LA SECCION RB. SEPULTURA CENTRO



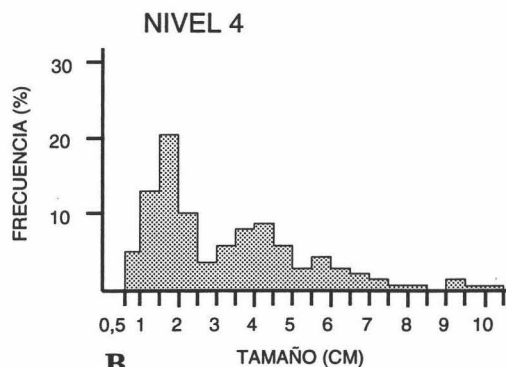
B Fig. 6.34



B Fig. 6.35



B Fig. 6.36



B Fig. 6.37

fijan a conchas de bivalvos endosedimentarios someros, formando pequeños niveles continuos en la horizontal.

Entre las arenas hay acumulaciones lenticulares de ostreidos con una extensión horizontal variable, desde algunas decenas de centímetros hasta varios metros. Están constituidas fundamentalmente por *O. lamellosa* y *Anomia ephippium*, con proporciones menores de pectínidos, fundamentalmente *Chlamys varia* y *C. pusio*. Muestran un empaquetamiento poco denso y un 15 % del volumen. La asociación está constituida por un 100 % de restos que conservan la concha (nivel 4; Tabla 6.V). Un 60,6 % del total son fragmentos y sólo un 2,2 % están articulados. El 0,5 % del total está en posición de vida. Hay un máximo de restos con una orientación concordante y otro perpendicular (Fig. 6.37a). No se aprecia ninguna selección de tamaños (Fig. 6.37b). El 30,9 % de bioclastos están orientados con la concavidad hacia abajo. Todos los fragmentos tienen las aristas con un cierto grado de desgaste. Un 5,1 % del total de la asociación está afectado por bioperforaciones y el 3,1 % tiene organismos epibentónicos.

Encima del tercer banco de coral se disponen arenas finas-medias con laminación horizontal que cambian gradualmente a conglomerados al final de la sección. En las arenas hay una laminación horizontal milimétrica de tipo varva muy manifiesta. A esta ciclicidad de varves se superpone otra ciclicidad de orden menor. Así, se observa una alternancia de niveles de 10 cm de espesor con laminación varva muy bien preservada con otros niveles de espesor similar y granulometría algo más gruesa donde la laminación está casi totalmente destruida por bioturbación, ii4-5 (Fig. 6.28). Esporádicamente se observan pequeños "ripples" de oscilación en los niveles con varvas.

Los conglomerados de la parte alta intercalan arenas gruesas-microconglomerados. El conjunto muestra una estratificación cruzada planar, unidireccional, muy tendida, con un sentido de migración hacia el S.

3.- La última unidad, asignada al Cuaternario, presenta rasgos litológicos y paleontológicos prácticamente iguales a los descritos en la sección anterior.

Sección Rambla de la Sepultura S

Esta sección, con una orientación E-W, está localizada en el extremo S del afloramiento Rambla de la Sepultura.

1.- En la parte inferior de la sección hay arcillas verdoso-azuladas, que pasan gradualmente a arenas verdoso-amarillentas hacia techo. Se trata de un conjunto prácticamente "barren", con menos del 5 % del volumen. *Amussium cristatum*, *Ditrupea* sp y los foraminíferos bentónicos *Lenticulina* spp y *Nodosaria raphranistrum* son los fósiles más

abundantes. Los restos se encuentran con un buen grado de conservación. *Amussium* aparece con las valvas desarticuladas pero completas, conservando rasgos ornamentales delicados, como las pequeñas espinas que posee en la charnela de la valva derecha. El foraminífero bentónico *Lenticulina calcar* (Linneo) preserva sus largas espinas a lo largo de la periferia, y la gran mayoría de los ejemplares de *Nodosaria* se conservan enteros. El sedimento tiene un moteado muy penetrativo debido a la bioturbación en el que resaltan algunas trazas individuales atribuibles a *Teichichnus* (ii 4-5). En la mitad inferior de esta unidad se intercala un nivel de arenisca anaranjado, masivo, cementado y con trazas de bioturbación, similar a los descritos en la sección de Saccarino.

2.- La segunda unidad se acuña hacia el W y se ensancha hacia el E. El contacto con la unidad inferior está representado por una superficie intensamente bioturbada por *Thalassinoides*. Las trazas están rellenas con arenas medias-gruesas grisáceas de la segunda unidad. Un poco más al S, este contacto está caracterizado por un nivel de unos 5 cm de espesor de arenas cementadas con bioperforaciones verticales. Las características y el significado de esta superficie límite se comentarán más adelante.

La base de la segunda unidad está formada por un nivel de bloques cuarcíticos muy redondeados alineados en la horizontal. Sobre este nivel hay un banco de corales con un espesor máximo de 1 m. Cabe destacar la presencia de *Chlamys pes-felis* Linneo, *C. radians* (Nyst), verméticos, serpúlidos y algas corallíneas asociados a los corales.

Lateralmente, y hacia arriba, el banco de coral pasa a arenas "barren" cementadas con laminación horizontal mal preservada. Puntualmente estas estructuras sedimentarias están distorsionadas por la bioturbación (ii2-3).

Intercalado entre las arenas hay un conglomerado fosilífero, masivo de geometría tabular. Presenta un alto contenido en fauna, dando un empaquetamiento disperso a poco denso y un 10 % del volumen. Son abundantes los fragmentos redondeados de *Ostrea edulis* y *Pecten* sp. En menor proporción se encuentran individuos completos con la ornamentación muy desgastada.

3.- La última unidad está formada por conglomerados. Tienen megaestratificación cruzada en artesa y/o planar de bajo ángulo. Descansa erosivamente sobre los conjuntos inferiores. Así, hacia el E de la sección se dispone sobre materiales de la segunda unidad y hacia el W lo hace sobre el techo aflorante de la primera. Son playas cuaternarias.

AFLORAMIENTO RAMBLA QUEBRADA

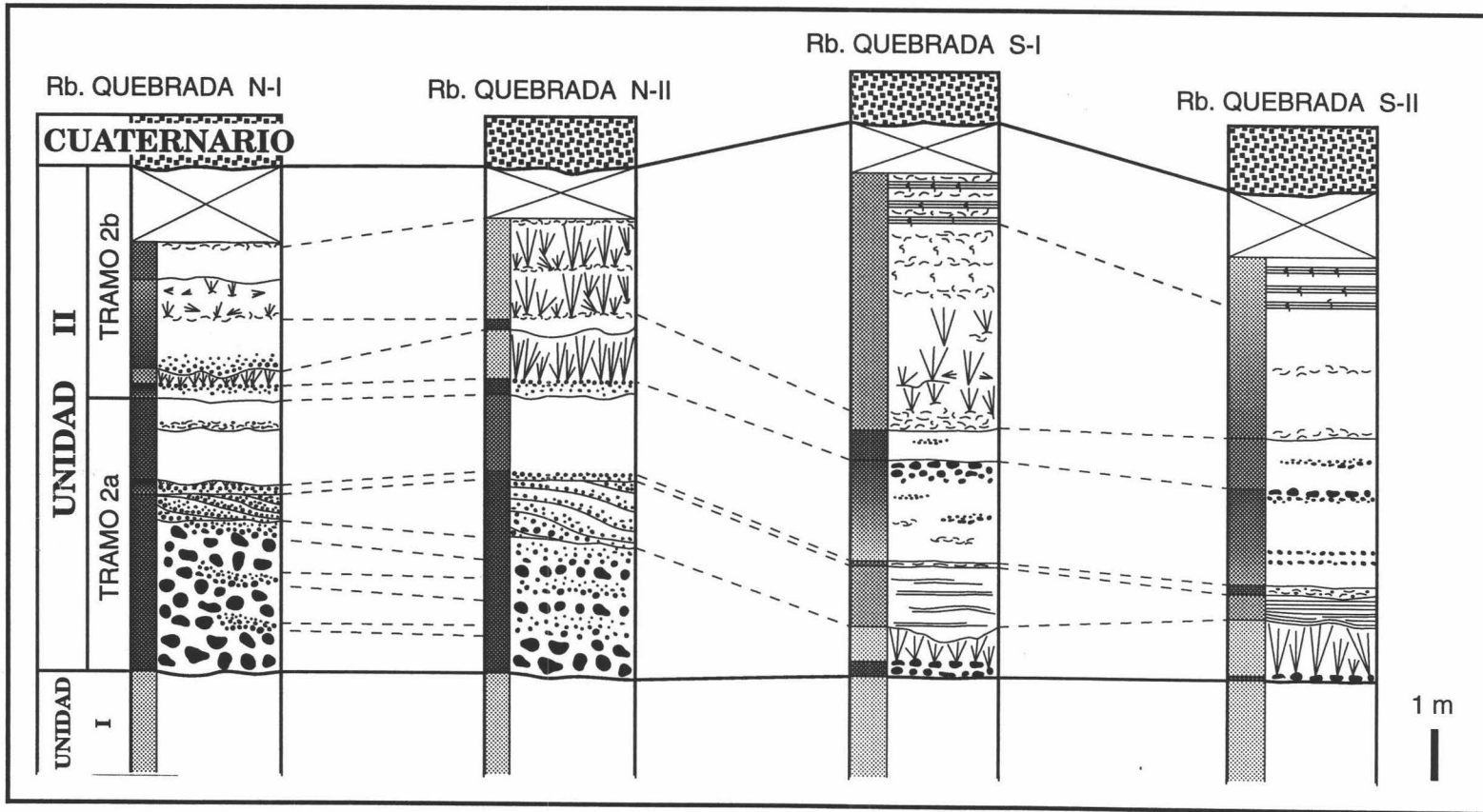


Fig. 38.- Columnas estratigráficas del afloramiento Rambla Quebrada.

Está situado en el curso bajo de la rambla que le da nombre, un poco al S del afloramiento anterior (Fig. 6.1). El acceso se puede realizar por un carril que conduce a una cantera de extracción de áridos, que parte de la carretera que se dirige a las Cuevas de los Ubedas y de los Medinas. El cruce está situado antes de llegar al Centro Penitenciario El Acebuche.

No aflora el substrato sobre el que descansa el Plioceno. Se han realizado cuatro secciones siguiendo un transecto N-S. Dos se sitúan en el extremo septentrional y otras dos en el meridional, y entre ellas se puede establecer una correlación nivel a nivel. De N a S, las series serán denominadas Rambla Quebrada N-I, Rambla Quebrada N-II, Rambla Quebrada S-I y Rambla Quebrada S-II (Fig. 6.38). Ya que las dos secciones del N y las dos del S tienen características similares, en los apartados siguientes se describirán dos a dos. En cada sección se pueden diferenciar tres unidades con características similares a las descritas en el apartado anterior.

Secciones Rambla Quebrada N-I y N-II

1.- La unidad basal está constituida por arcillas y limos verdosos muy homogéneos. La fauna está muy dispersa, dando un empaquetamiento "barren" y un volumen inferior al 5 %. Los fósiles más abundantes son *Amussium cristatum*, *Lenticulina* spp y *Nodosaria raphranistrum*. Todos ellos muestran un buen grado de conservación, con una alta proporción de individuos completos muy bien preservados. Lo más característico de estos sedimentos es un moteado muy penetrativo por efecto de la bioturbación, en el que destacan algunas trazas individuales con una cubierta de limonita atribuibles al icnogénero *Teichichnus* (ii5).

2.- En la segunda unidad se pueden reconocer dos tramos, un tramo basal siliciclástico y otro superior dominado por el desarrollo de bancos de coral.

2.a.- La base de este tramo es un banco de conglomerados de 3 m de espesor. En la sección N-I aparece como un banco masivo, con superficies internas de amalgamación y granoselección inversa. Hacia el S, hacia la sección N-II, pasa a alternancias de conglomerados con granoselección inversa y conglomerados-microconglomerados masivos (Fig. 6.38). Los cantos son de dimensiones muy diversas, y fundamentalmente de cuarcitas, esquistos, dolomías, calizas y areniscas.

Por encima aparece un cuerpo conglomerático, con estratificación cruzada sigmoidal de gran escala, que aumenta de espesor de N a S (Fig. 6.38). Las estructuras sedimentarias indican un sentido de migración hacia el S.

El tramo finaliza con conglomerados que alternan con arenas gruesas-microconglomerados

Los restos más abundantes en este primer tramo son valvas de *Ostrea lamellosa* muy dispersas, dando un empaquetamiento prácticamente "barren" y un volumen inferior al 5 %. Presentan un alto grado de fragmentación y de redondeamiento de las aristas, así como pérdida de la ornamentación.

2.b.- El segundo tramo comienza con un banco de coral sobre los bloques del techo del tramo inferior. El techo del banco está erosionado por arenas gruesas-microconglomerados. En las arenas se intercalan pequeños cuerpos de conglomerados bioclásticos, con secuencias negativas, bases canalizadas y depósitos basales residuales de cantos y fósiles.

Por encima hay bancos de coral, con mejor desarrollo en la serie N-II que en la N-I. Entre estos hay agrupaciones de ostras formando capas que, a su vez, sirven de sustrato a otras colonias de coral. Esta alternancia continúa hasta el final del segundo tramo en la serie N-II. No obstante, al estar muy cubierto por derrubios y por vegetación no se pueden hacer observaciones de detalle. En la sección N-I hay arenas gruesas con niveles de ostras y fragmentos de corales, con bases canalizadas y con depósitos residuales (Fig. 6.38).

Este tramo tiene características tafonómicas similares a las descritas en las secciones de Rambla de la Sepultura. No obstante, las asociaciones de fósiles cambian ligeramente. En los bancos de coral dominan *Ostrea lamellosa*, verméticos y algas corallináceas formando rodolitos. Los sedimentos entre los bancos de coral contienen una asociación caracterizada por *O. lamellosa*, *Anomia ephippium*, *Pecten planarie* Simoneli, *Flexopecten flexuosa* Poli y *Modilus adriaticus* Lamarck. En menor proporción se encuentran *Chlamys pes-felis*, *C. pusio*, *C. multistriata*, *Spondylus concentricus* y *S. crassicosta*. En general, todos estos restos presentan un buen grado de preservación, con una alta proporción de individuos completos.

3.- La tercera unidad descansa erosivamente sobre la anterior. Está formada por conglomerados de color rojizo, con granoclasificación inversa, muy cementados y con desarrollos de caliches. Corresponden a depósitos de glaciares o piedemontes atribuidos al Cuaternario (Voermans y Baena, 1983).

Secciones Rambla Quebrada S-I y S-II

1.- La unidad inferior son limos arcillosos y arenas finas con gran homogeneidad litológica y de facies. Localmente (esta parte de la serie está muy cubierta por derrubios) se observa un nivel de areniscas anaranjadas, masivo y cementado, y algún nivel de acumulación de fósiles. Otra característica notable de este conjunto es un moteado muy penetrativo debido a la bioturbación y a la presencia de abundantes trazas de bioturbación aisladas (ii4-5).

2.- En la segunda unidad de nuevo se reconocen dos tramos.

2.a.- La base del tramo inferior está marcada por un nivel de cantos alineados en la horizontal. El espesor de dicho nivel, 10 cm, es el del diámetro máximo de los cantos. Son fundamentalmente cantos de cuarcitas, dolomías y esquistos.

Creciendo sobre estos cantos hay un banco de coral, mucho más desarrollado en la sección S-II (S) que en la S-I (N). Esto se debe a que el techo de este banco está erosionado y cubierto por arenas, que cambian de arenas medias-gruesas a arenas finas-limos laminados de N a S (Fig. 6.38).

Por encima hay una alternancia de arenas medias-gruesas, y niveles canalizados de conglomerados fosilíferos con granoselección inversa. Presentan rasgos muy similares a los descritos en el tramo 2a de la sección precedente.

2.b.- El segundo tramo está caracterizado por un profuso desarrollo de corales, sobre todo en la sección septentrional. No constituyen una construcción continua, ya que son pequeñas colonias creciendo unas sobre otras, originando «racimos» de colonias más o menos aislados.

Entre los corales hay arenas con acumulaciones canalizadas de fósiles, fundamentalmente bivalvos. En la parte alta de la sección estas arenas presentan una laminación horizontal muy patente. Aquí también se observa una alternancia de niveles intensamente bioturbados, ii4-5, y otros que conservan una laminación horizontal con algunas trazas aisladas, ii1-2.

En cuanto al contenido en fósiles y sus características tafonómicas, no hay cambios substanciales con respecto a la sección anterior. Únicamente cabe señalar la abundancia de *Chlamys varia*, *C. pusio*, *C. pes-felis*, *Spondylus concentricus* y *S. crassicosta* en las facies de arenas finas-limos de la parte alta de la sección.

3.- La última unidad corresponde a los depósitos de glacis y piedemonte asignados al Cuaternario por Voermans y Baena (1983).

INTERPRETACION DE CONJUNTO

En este apartado se recoge la interpretación conjunta de los afloramientos Rambla de la Sepultura y Rambla Quebrada, dada su similitud. En cualquier caso, haré mención a cada sección siempre que me refiera a algún aspecto concreto de alguna de ellas.

1.- Las arcillas azules de la base que cambian a limos arenosos hacia techo, de la primera unidad, son depósitos de plataforma externa, por debajo del nivel del oleaje de tormentas. En la base aparecen numerosos foraminíferos piritizados, evidencia que apunta hacia un medio pobre en oxígeno (Brett y Baird, 1986; Speyer y Brett, 1986; 1988; 1991; Canfield y Raiswell, 1991b; Tucker, 1991). Los componentes terrígenos son fragmentos de mica y de rocas metamórficas de tamaño limo, lo que pone de manifiesto el alto influjo de material siliciclástico, probablemente procedente del delta de Abrioja. El cambio granulométrico en la vertical de los aportes del delta puede reflejar una somerización en las condiciones de depósito y la progradación deltaica.

Un aspecto a resaltar en la sección Rambla de la Sepultura S es la existencia de un cuerpo tabular de areniscas masivas y cementadas de color anaranjado-rojizo. Tiene características totalmente análogas a los niveles de areniscas cementadas de los afloramientos Saccarino y Las Corralizas. Se interpreta como un depósito de flujo de granos producidos por desestabilización de los sedimentos del frente deltaico o de la parte alta del prodelta del Abrioja.

2.- En los afloramientos Rambla de la Sepultura y Rambla Quebrada se expone el mayor desarrollo vertical de la segunda unidad diferenciada en los depósitos pliocenos de la cuenca de Almería-Níjar.

2.a.- El primer tramo diferenciado está caracterizado por su alto contenido en material siliciclástico, lo que indica una importante alimentación desde el continente. Son depósitos formados en un abanico deltáico. La naturaleza de los cantos señala que el área fuente es Sierra Alhamilla, al N de la cuenca de Almería-Níjar. Este tramo muestra un patrón estrato y granocreciente a techo, que indica la progradación del abanico deltáico. La naturaleza de los aportes, junto con las propiedades tafonómicas de los fósiles preservados, dan una clara idea de la dinámica deposicional durante la sedimentación del primer tramo.

En ambos afloramientos el contenido y tamaño de los cantos disminuyen de N a S. Además, en las secciones situadas más al N hay amalgamación entre sucesivos niveles de debritas. También, se reconoce un ligero buzamiento hacia el S, que refleja la migración y progradación en ese sentido del abanico.

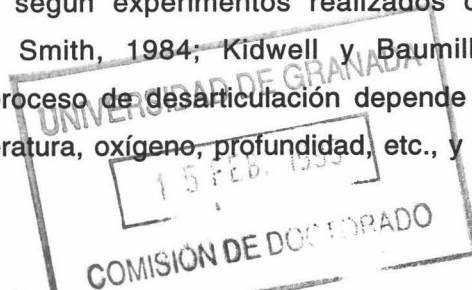
En la sección septentrional de Rambla de la Sepultura se observan cuerpos de conglomerados con estratificaciones cruzadas planares, unidireccionales y de bajo ángulo, estructuras típicas de "foreshore" (e.g. Reineck y Singh, 1986). Se interpretan como depósitos formados por el reabajamiento marino de los conglomerados del abanico deltaico en la zona de playa.

En ambos afloramientos los bloques están intensamente bioperforados por huellas atribuibles a *Lithophaga*, que, de hecho, es el elemento más representativo de este tramo. Por tanto, se puede incluir dentro de la icnofacies de *Trypanites* de Frey y Seilacher (1980). La asociación de facies en la que se encuentra evidencia su carácter litoral somero.

En este tramo existen dos asociaciones de fósiles claramente diferenciables por sus rasgos tafonómicos y su disposición en relación con los cantos. En primer lugar, entre los cantos se encuentran numerosos fósiles con atributos tafonómicos indicativos de un claro transporte: valvas desarticuladas y abrasionadas, alto porcentaje de fragmentación, orientación con la concavidad hacia abajo e imbricación de bioclastos. Son restos alóctonos (*sensu* Kidwell *et al.*, 1986) removilizados conjuntamente con el material siliciclástico.

En segundo lugar, hay numerosos niveles de conglomerados en los que hay asociaciones de fósiles diferentes que están sobre el tercio superior de los bloques. Las asociaciones más diversas se encuentran en las secciones centrales. Aquí, los elementos más abundantes son las algas corallináceas, casi exclusivamente *Lithophyllum incrustans* y *L. dentatum*. Forman crecimientos subcirculares de individuos aislados (ver Ford *et al.*, 1983; Edyvean y Ford, 1984; 1986). Cuando los márgenes de dos individuos adyacentes contactan usualmente se desarrollan crestas alargadas flanqueando el contacto. En las secciones septentrionales son los organismos que dominan la asociación sobre los bloques. Junto a las algas aparecen numerosos invertebrados pertenecientes a distintos grupos taxonómicos. Principalmente se trata de poliquetos con esqueleto calcáreo de la familia Serpulidae, colonias membranoporiformes tipo A y hemiesféricas de briozoos, bivalvos, equinodermos regulares y balánidos. Todos ellos muestran una serie de características que indican un enterramiento catastrófico ("anastrophic burial" de Kranz, 1972a; 1972b): a) alto porcentaje de articulación de organismos, tanto bivalvos como multiesqueletales, b) prácticamente todos los organismos se encuentran en posición de vida, c) se preservan diferentes estadios ontogenéticos de diferentes representantes de las comunidades y d) se encuentran individuos pertenecientes a diversos gremios tróficos. Se trata de depósitos de "obrutation" (Seilacher *et al.*, 1985; Brett y Seilacher, 1991; Speyer y Brett, 1991; Brett, 1992; Seilacher, 1992).

Es interesante resaltar, por su espectacularidad, la presencia de dos individuos completos de equinodermos regulares con las espinas articuladas, y de fragmentos de esqueletos rotos pero con las espinas ("echinodermen-lagerstätten" *sensu* Donovan, 1991). La desarticulación de las espinas de los erizos regulares que habitan ambientes someros se produce normalmente en menos de una semana, según experimentos realizados con ejemplares actuales (Schäfer, 1972; Kier, 1977; Smith, 1984; Kidwell y Baumiller, 1990; Greenstein, 1990; 1991; Donovan, 1991). El proceso de desarticulación depende de la especie, de los factores ambientales como la temperatura, oxígeno, profundidad, etc., y del



umbral de descomposición (tiempo involucrado en la descomposición del tejido conectivo de los equinodermos, Kidwell y Baumiller, 1990). Si el enterramiento se produce antes de que se sobrepase el umbral de descomposición, el esqueleto del erizo puede preservarse intacto (Kidwell y Baumiller, 1990; Greenstein, 1992). Por tanto, el hallazgo de erizos regulares con las espinas articuladas en el registro fósil es bastante inusual (Greenstein, 1990; Greenstein y Donovan, 1992), indicando un enterramiento rápido sin posterior retrabajamiento. Un mecanismo similar está evidenciado por la existencia de balánidos con las placa operculares en su sitio (V. Zullo, com. per.).

Los sedimentos que sepultaron las asociaciones instaladas sobre los bloques son las arenas que se intercalan entre los conglomerados, que se adaptan a la superficie superior de los mismos. Son depósitos distales del abanico deltaico.

Las asociaciones de organismos que colonizan los bloques están formadas por individuos epifaunicos con un modo de vida cementado o epibisado. Los equinodermos son los únicos representantes vágiles reconocidos. Por tanto, carecen de cualquier posibilidad de escape una vez que son cubiertos por una lámina de sedimento (Kranz, 1972a; 1972b). La presencia de algunas estructuras sedimentarias en las arenas, como laminación paralela horizontal, estratificaciones cruzadas en artesa y laminaciones cruzadas de "ripples" de oscilación de pequeña escala, apuntan a un cierto retrabajamiento posterior por procesos marinos. No obstante, el hecho de que se preserven los organismos mayoritariamente en posición de vida sugiere que este retrabajamiento no produjo la exhumación *post-mortem*. Por tanto, el enterramiento debió ocurrir en un ambiente de escasa turbulencia. Como consecuencia, estas asociaciones reflejan muy fielmente la composición original de las comunidades. La principal fuente de sesgo tafonómico es la pérdida de registro de organismos sin esqueletos potencialmente preservables y la disolución de conchas de composición aragonítica. En conjunto, esta asociación evidencia un ambiente de baja energía entre la recurrencia de los aportes del abanico.

Todos los componentes que integran estas asociaciones son típicos de medios costeros rocosos (e.g. Harris, 1990). Para que se produzca la colonización del sustrato, se necesita una cierta estabilidad del fondo que evite el desplazamiento continuo de los bloques y una tasa de sedimentación reducida. En caso contrario, la fijación de fauna y flora epibentónica se vería inhibida (Ziegler y Michalik, 1980; Brett y Broockfield, 1984, Rasmussen y Brett, 1985; Beckvar, 1988; Kidwell y Bosence, 1991). Este patrón se observa de forma notable en las secciones de Rambla de la Sepultura. En el afloramiento de Rambla Quebrada el mayor desarrollo de organismos epibentónicos está limitado a las secciones meridionales. En las dos secciones N, como se ha comentado anteriormente, hubo un continuo movimiento del sustrato y mayor frecuencia en la recurrencia de los aportes

siliciclásticos, creando un hábitat poco favorable para individuos epibentónicos cementados o bisados.

En las secciones meridionales de ambos afloramientos, también hay colonias de *Cladocora caespitosa*. Básicamente aparecen en posición de vida, colonizando el nivel de bloques basal, que tapiza el contacto entre las dos unidades pliocenas. Asociados a los corales se encuentran serpúlidos, balánidos, algas corallináceas, vermétidos y bivalvos, también preservados *in situ*. Para que se produjera el crecimiento de los corales hay que suponer una tasa de sedimentación reducida (Stetson *et al.*, 1962; Squires, 1964). Asimismo, las condiciones del fondo debieron ser poco energéticas, de tal forma que el substrato permaneció básicamente estable durante el desarrollo de las construcciones de coral.

En resumen, el primer tramo se formó por repetidas avenidas de material siliciclástico procedente del N, de Sierra Alhamilla, en un abanico deltáico. Los conglomerados corresponden a debritas proximales, mientras que las arenas representan los depósitos distales de los "debris-flows". De los dos afloramientos, el de Rambla Quebrada se situó en una posición más proximal a la fuente de siliciclásticos que el de Rambla de la Sepultura, como lo indican las siguientes características: a) predominio de conglomerados frente a arenas, b) presencia de numerosas superficies de amalgamación, y c) existencia de una morfología de barra de desembocadura de un lóbulos. En las zonas proximales del afloramiento Rambla de la Sepultura, algo más alejadas de la fuente emisora, los procesos marinos de retrabajamiento y redistribución produjeron la formación de playas. Dada la baja turbulencia del medio, hacia zonas distales rápidamente pierden competencia estos procesos. En las prolongadas etapas sin descarga, los bloques fueron colonizados por organismos encostrantes, sepultados por nuevas avalanchas.

2.b.- El profuso desarrollo de construcciones de *Cladocora caespitosa* caracteriza el segundo tramo. *Cladocora* crece formando colonias cónicas invertidas. El desarrollo de sucesivas colonias adyacentes con esta morfología provoca que los extremos superiores de las colonias contacten, formándose un denso armazón de coral continuo. Esta secuencia en la formación fue descrita por Squires (1964), proponiendo una terminología en función de la escala areal alcanzada por el crecimiento de coral: colonia, "thicket", "canopy" y banco. En el caso que nos ocupa, por las dimensiones alcanzadas, se trata de bancos. Durante su desarrollo, algunas colonias caídas al fondo sirvieron de substrato para la fijación de nuevas larvas originando una estructura final muy compleja. Los bancos de coral proporcionaron un substrato duro y estable, hábitat particular para la fijación de otros organismos, como vermétidos, serpúlidos, algas corallináceas, balánidos y diversos bivalvos.

Las diferencias en la preservación de las construcciones, entre las secciones septentrionales y las meridionales, muestran una disminución de energía hacia el S. Este

gradiente ambiental refleja un incremento en la batimetría. Así, hacia el N las colonias son de escaso desarrollo y aparecen preferentemente rotas e invertidas de su posición de crecimiento. Por el contrario, hacia el S se conservan en posición de vida. En el N son más frecuentes que hacia el S las avalanchas de material siliciclástico grueso, que interfieren con los bancos de coral.

El análisis tafonómico de la fauna asociada a los corales en zonas distales pone de manifiesto un alto porcentaje de restos completos y delicadamente conservados, así como una proporción importante de individuos orientados en su posición de vida original. Esto corrobora las condiciones de baja energía hidrodinámica. La mayor parte de la desarticulación se debe al tiempo de exposición sobre el fondo, o a la actividad de otros organismos. No obstante, hay que diferenciar la asociación de fósiles que crece sobre los corales de otras que se encuentran en acumulaciones intercaladas entre los bancos de coral. Estos son niveles de concentración de conchas con muros irregulares, que reflejan un carácter erosivo. Están constituidos, en su inmensa mayoría, por fragmentos muy abrasionados de *Ostrea lamellosa*. Predominan las valvas izquierdas (73,1 %), orientadas con ángulos inferiores a 30° y con la concavidad hacia abajo. Todas estas características indican un claro transporte de las concentraciones, que se interpretan como depósitos de tormentas.

Dentro de los bancos de coral también se encuentran pequeñas concentraciones de *Ostrea lamellosa*, conservados en posición de vida. Estas inician su crecimiento sobre las ramas de coral y siguen el desarrollo fijándose unas a otras, adoptando una orientación vertical. Usualmente, estas agrupaciones son sepultadas por los corales, que aprovechan las ostras como substrato.

El exuberante desarrollo de corales indica tasas de sedimentación reducidas, así como un fondo estable durante prolongados periodos de tiempo. El crecimiento de la construcción coralina incrementaba la estabilidad del substrato. Los periodos de estabilidad están interrumpidos por episodios de tormentas. Estas, además de aportar sedimento que sepultó partes de la construcción, destruyeron parte de los bancos. Durante las condiciones de buen tiempo, la destrucción de los corales pudo estar controlada por otros mecanismos: a) caída por exceso de peso de las colonias y b) la actividad de otros organismos, bien alimentándose sobre el coral, creciendo sobre sus ramas, o simplemente moviéndose entre las ramas.

Las asociaciones de organismos, junto con la relación lateral y vertical de facies, indican un ambiente somero para el desarrollo de los bancos de *Cladocora*. Son construcciones similares a las descritas por Schiller (1993) en el N del Mar Adriático.

Las entradas de material siliciclástico fueron las causantes del cese del crecimiento de los diferentes bancos. Estas entradas terrígenas son de un(os) abanico(s) deltáico(s). A estas avalanchas probablemente escaparon determinados organismos con cierto potencial de escape (*sensu* Kranz, 1972a; 1972b), produciendo asociaciones sesgadas hacia los componentes encostrantes. No obstante, el enterramiento catastrófico favoreció la formación de asociaciones prácticamente *in situ*. Asimismo, la ausencia de turbulencia importante inhibió los procesos de exhumación y retrabajamiento de restos después del enterramiento y la promediación temporal ("time-averaging").

En contraste con la gran cantidad de fósiles en los bancos de coral, en las arenas de la parte alta del tramo están prácticamente ausentes, sobre todo en el afloramiento de Rambla de la Sepultura. Únicamente se encuentran algunas valvas dispersas de *Anomia ephippium* y *Ostrea lamellosa*. En el afloramiento Rambla Quebrada también hay *Spondylus* y *Chlamys*. Hacia el S, se observan niveles de arenas con "sets" de laminación paralela horizontal muy penetrativa, de tipo varva alternando con otras capas totalmente homogeneizadas por bioturbación (Fig. 6.38). La laminación tipo varve implica unas condiciones del fondo sin ningún tipo de hidrodinamismo, nula actividad bioturbadora y ausencia de compactación (Cotillon, 1991). El carácter somero de las facies (están relacionadas verticalmente con estructuras sedimentarias de playa que culminan el tramo, Fig. 6.38) hace pensar que se depositaron en un medio restringido de escasa circulación. Probablemente se trata de un medio de bahía con muy baja conexión con el mar.

El modelo de alternancia responde a la superposición de dos procesos cíclicos con distintas frecuencias. Por un lado, la laminación tipo varva se puede atribuir a ciclos anuales o de algunas decenas o centenas de años (Glenn y Kelts, 1991). Por otro, la alternancia relacionada con la presencia o ausencia de bioturbación puede estar relacionada con varios procesos, como variaciones en la salinidad, en los niveles de oxigenación del fondo de la cuenca, en la cantidad de aportes que suministran materia orgánica o en la tasa de sedimentación (Wetzel, 1991; Cotillon, 1991). Las coloraciones ocre en los niveles bioturbados y azulada en los laminados apuntarían a cambios en la cantidad de O₂. No obstante, en un ambiente sedimentario como el propuesto puede que se produzca una interacción de los cuatro procesos (Wetzel, 1991).

En resumen, el segundo tramo muestra un cambio en el tipo de sedimentación y de aportes con respecto al tramo inferior. En este caso, predomina la sedimentación biogénica frente a la siliciclástica. Presenta un patrón de somerización como marcan las facies de playa a techo del tramo. Los criterios sedimentológicos indican un ambiente litoral somero de baja energía afectado por eventos de tormentas y entradas repentinas de material procedente del continente que construyen un(os) abanico(s) deltáico(s). En este ambiente hay una diferenciación clara entre los procesos episódicos (tormentas, avalanchas) y los de

sedimentación normal (construcción de corales). Hacia techo disminuye la conexión con el medio marino abierto, pasándose a unas condiciones deposicionales restringidas y protegidas, de tipo bahía protegida. Una vez que se entra en este ambiente cesa el desarrollo de corales y la producción biológica se reduce enormemente.

AFLORAMIENTO POLIGONO INDUSTRIAL

Este afloramiento se localiza al oeste del polígono industrial situado en las cercanías al cruce de Viator, aproximadamente 4 km al norte de Almería (Fig. 6.1). Es un afloramiento que se extiende en una dirección N-S a lo largo de 1 km, en el borde oriental de la Sierra de Gádor.

Los depósitos pliocenos presentan un buzamiento de 10° al S-SE. Se disponen discordantemente sobre margas y arenas pertenecientes al Messiniense. Hacia el W el Plioceno solapa al substrato Messiniense hasta disponerse sobre dolomías negras alpujárrides de la sierra. Los materiales pliocenos muestran facies diferentes a las descritas en los afloramientos previos.

Se ha realizado una única sección, denominada Polígono Industrial, siguiendo toda la continuidad del afloramiento de N a S (de muro a techo). Es una sección sintética compuesta a partir de varias secciones distribuidas a lo largo de todo el afloramiento. En cada una se pueden reconocer tres unidades, una de ellas atribuida al Cuaternario (Fig. 6.39).

Sección Polígono Industrial

1.- La primera unidad puede dividirse en cuatro tramos.

1.a.- El primer tramo está constituido por un banco de grandes bloques que fosiliza un paleorrelieve erosivo. Hacia el techo disminuye el tamaño de grano. Predominan cantos de dolomías negras del trias de Sierra de Gádor, y algunos bloques del substrato messiniense de coral, de estromatolitos y de yeso. Los corales y los estromatolitos dan los bloques de mayor talla, que a veces sobrepasan 1,5 m de diámetro máximo. Estos están limitados a la parte basal del tramo, dominando rápidamente hacia arriba los cantos de dolomías. La fauna entre los bloques aparece muy dispersa con un 5 % del volumen. Se trata casi exclusivamente de valvas desarticuladas de *Ostrea* spp. El 100 % de la fauna muestreada son fragmentos con concha calcítica conservada (nivel 1; Tabla 6.VI). Hay polimodalidad de orientación (Fig. 6.40a) y gran dispersión de tamaños (Fig. 6.40b). Predominan los restos planos, 36,3 %. Todos los fragmentos presentan las aristas redondeadas (Tabla 6.VI). Un 7,5 % del total de la asociación está afectado por organismos endobiontes.

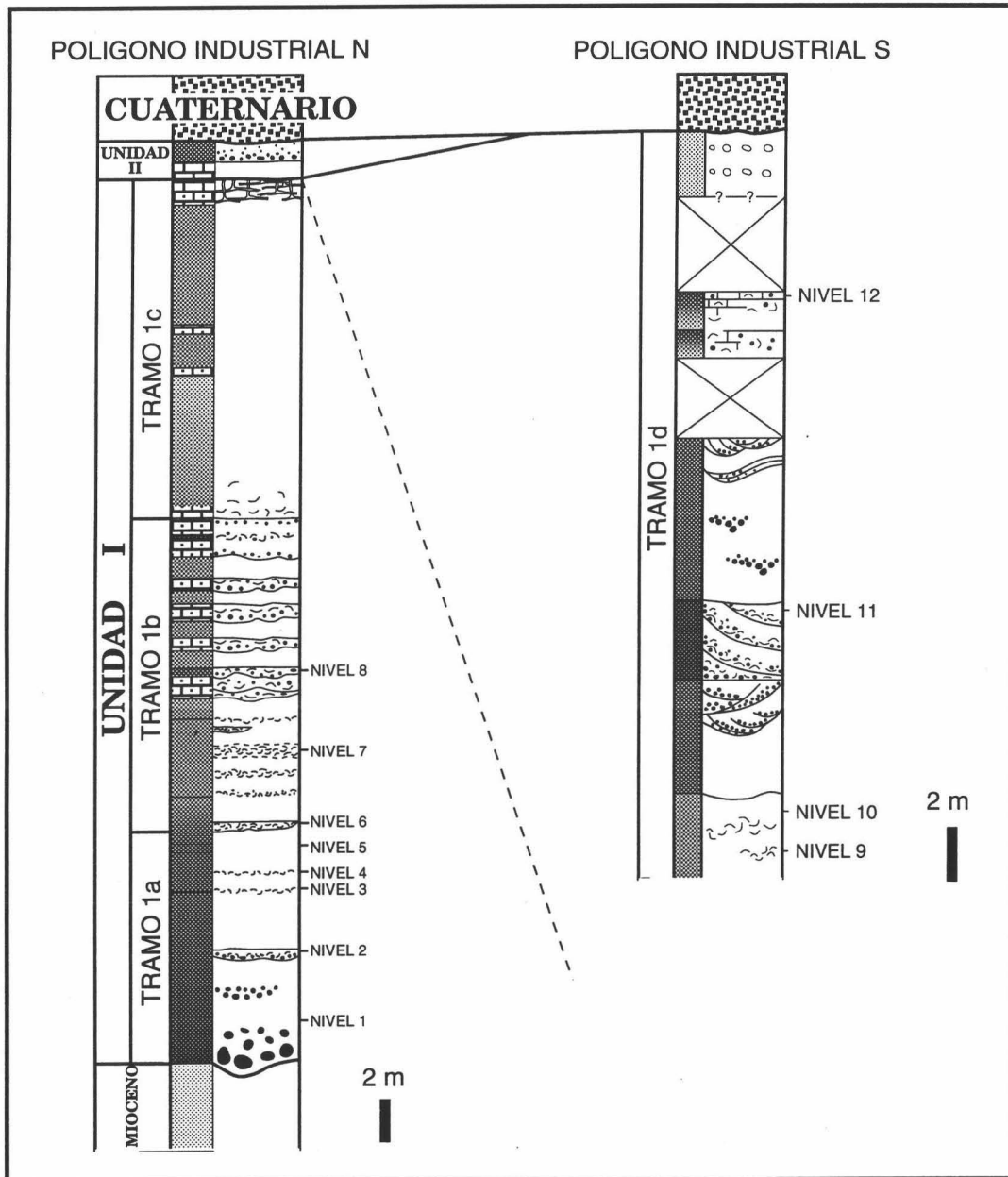


Fig. 6.39.- Columnas estratigráficas del afloramiento Polígono Industrial.

NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			PRESERVACION ESQUELETAL			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
1	48 (240)	0	100	100	0	28,8 (54,8)	23,8 (45,2)	36,3	100	0	0	0	100
2	158,4 (792)	1,1	98,9	98,9	1,1	17,2 (39,5)	26,4 (60,5)	44,8	98,9	1,1	0	16,3	76,7
3	367,2 (1836)	0	100	98,5	1,5	24 (62,8)	14,2 (37,2)	16,6	67,1	32,4	0,5	13,4	53,2
4	145,8 (729)	0	100	93,7	6,3	13,8 (57,9)	10 (42,1)	10	27,5	70	2,5	0	28,8
5	177 (885)	0	100	88,1	11,9	27,1 (40)	40,5 (60)	13,6	100	0	0	59,6	40,4
6	387 (1935)	0	100	94,9	5,1	34,1 (64,6)	18,7 (35,4)	21,5	38,3	60,7	1	0,5	39,4
7	421,2 (2106)	0	100	99,2	0,8	24,2 (43,6)	31,3 (56,4)	36,7	100	0	0	4,2	95,8
8	397,8 (1989)	0	100	100	0	26,7 (64,1)	14,9 (35,9)	18,1	88,2	11,8	0	0,5	99,5
9	523,8 (2619)	0	100	97,6	2,4	40,8 (63,4)	23,5 (36,6)	23,5	100	0	0	2,8	97,2
10	118,2 (591)	0	100	95,4	4,6	27,9 (50,9)	26,9 (49,1)	22,8	99,5	0	0,5	4,8	94,7
11	158,2 (791)	0	100	100	0	25,2 (51)	24,3 (49)	38,8	81,2	16,8	2	0	81,2
12	284,4 (1422)	0,6	99,4	98,7	1,3	27,4 (58,1)	19,7 (41,9)	29,9	9,6	78,3	12,1	0	9,7

Tabla 6.VI.- Rasgos tafonómicos medidos en la serie de Transportes Buytrago.

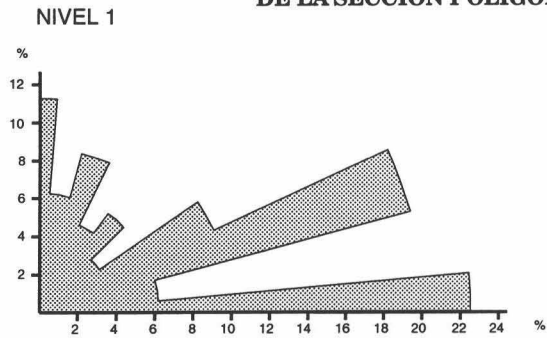
Hacia arriba, y de forma gradual, se pasa a un conjunto estratificado formado por bancos de conglomerados con superficies erosivas y de amalgamación. Están constituidos, casi en su totalidad, por cantos de dolomías. Sólo un 1,1 % de los restos fósiles están completos y son individuos articulados (nivel 2; Tabla 6.VI). Hay una orientación preferencial concordante (Fig. 6.41a) y existe una buena selección de tamaños (Fig. 6.41b). Entre los restos con curvatura predominan los que están con la concavidad hacia abajo (60,5 %). El 76,7 % presenta las aristas redondeadas.

Por encima disminuye el contenido de detríticos en favor de un aumento en el contenido de bioclastos. Se pasa, así, a unas arenas bioclásticas en las que se intercalan niveles de acumulación de fósiles con muros erosivos, algo más cementados que las arenas en las que se intercalan. Tienen depósitos residuales de fósiles y cantos, fundamentalmente de dolomías y algunos de cuarcitas. Lateralmente, hacia el S, estos cuerpos pierden su continuidad y terminan confundándose con la matriz bioclástica circundante. Los organismos que caracterizan las acumulaciones son balánidos, *Chlamys* spp, *Pecten* spp y, en menor proporción, braquiópodos y restos de equinodermos. Tienen un empaquetamiento poco denso y representan un 15 % del volumen. El porcentaje de moldes frente a restos calcíticos es importante, 32,4 % y 67,1 % respectivamente (nivel 3; Tabla 6.VI). La inmensa mayoría de los bioclastos son fragmentos (98,5 %), ninguno articulado. Hay una fuerte tendencia a la verticalidad (Fig. 6.42a) y una buena selección de tamaños (Fig. 6.42b). Los restos están preferentemente orientados con la concavidad hacia arriba (Tabla 6.VI). Predominan los fragmentos con las aristas redondeadas (53,2 %). Tan sólo el 1,5 % del total de la fauna está afectado por bioperforaciones y el 1 % sirvió de substrato a organismos encostrantes.

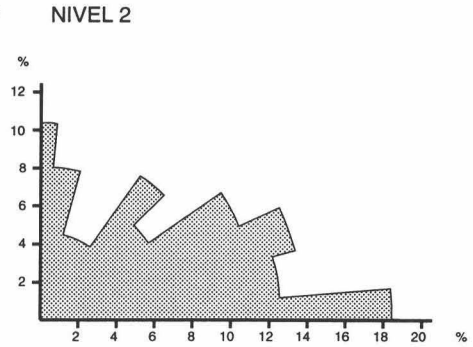
Las arenas bioclásticas en las que se intercalan estos niveles de acumulación están dominadas por pectínidos, fundamentalmente diversas especies de *Chlamys*. Asociados, y con una proporción relativamente importante, se encuentran braquiópodos y balánidos, que disminuyen hacia techo y lateralmente hacia el sur. Presentan un empaquetamiento poco denso, localmente denso, y un volumen que oscila entre el 15 % y el 20 %. La totalidad de los restos conservan concha (nivel 5; Tabla 6.VI). El porcentaje de organismos completos es bajo (11,9 %) y en ningún caso hay individuos articulados. Se observa una gráfica de orientación polimodal (Fig. 6.43a) y una amplia dispersión de tamaños (Fig. 6.43b). Predominan los restos orientados con la concavidad hacia abajo. Aunque las aristas agudas son dominantes, el porcentaje de restos con las aristas redondeadas también es elevado, 40,4 %. Sólo el 0,3 % de los restos está afectado por bioperforaciones.

Este primer tramo finaliza con una superficie de truncamiento erosivo (Fig. 6.39).

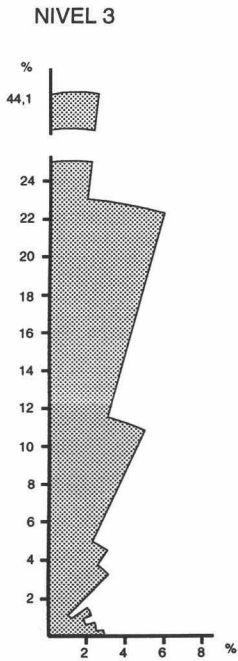
**ORIENTACION EN LOS NIVELES
DE LA SECCION POLIGONO INDUSTRIAL**



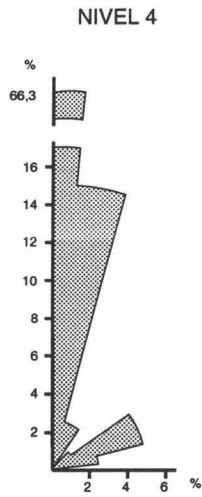
A Fig. 6.40



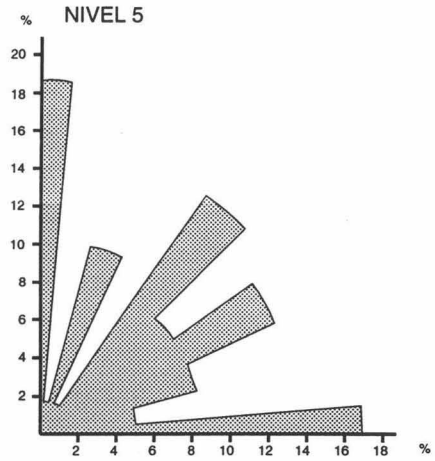
A Fig. 6.41



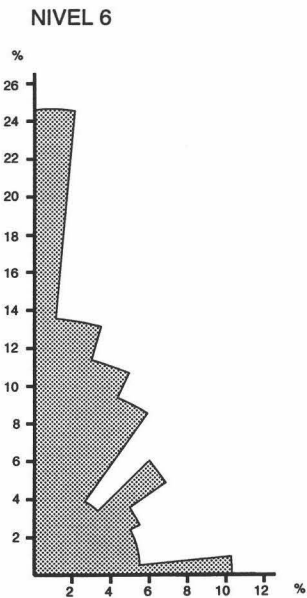
A Fig. 6.42



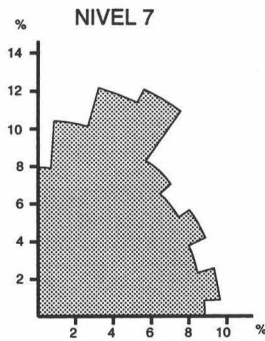
A Fig. 6.45



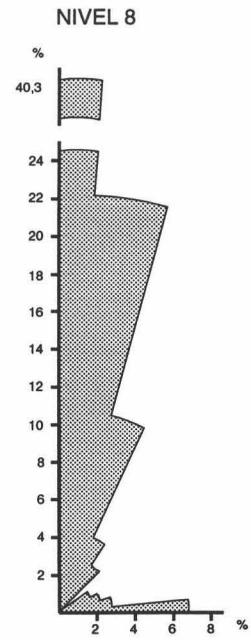
A Fig. 6.43



A Fig. 6.45

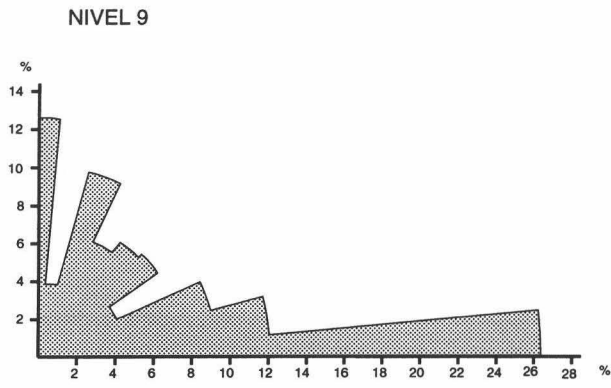


A Fig. 6.44

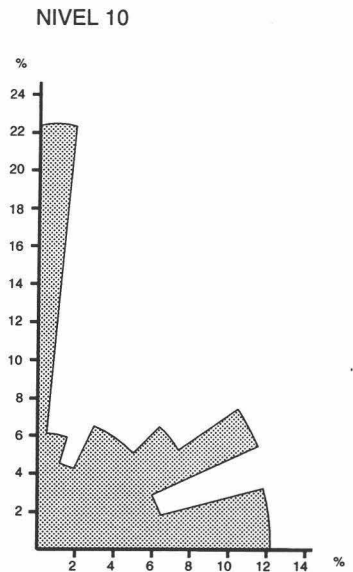


A Fig. 6.45

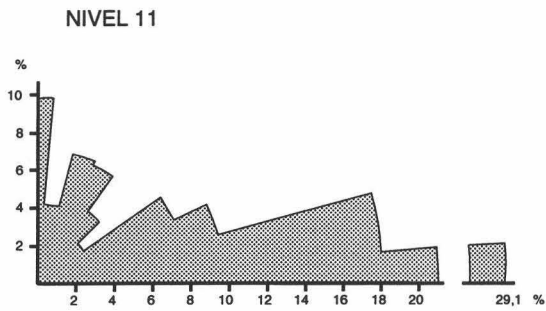
**ORIENTACION EN LOS NIVELES
DE LA SECCION POLIGONO INDUSTRIAL
(Continuación)**



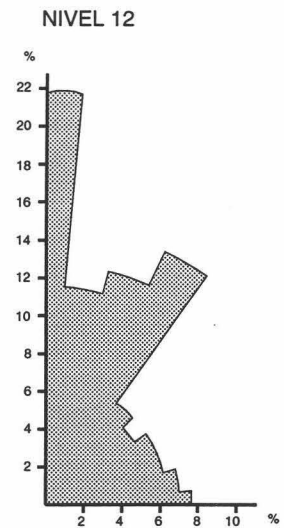
A Fig. 6.46



A Fig. 6.47



A Fig. 6.48



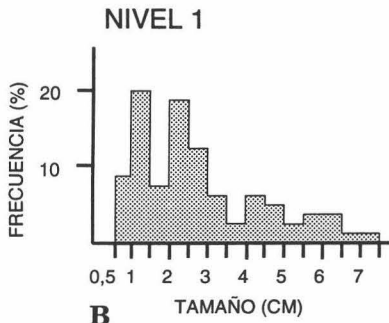
A Fig. 6.49

1.b.- El rasgo más característico del segundo tramo es la existencia de unos bancos de areniscas muy cementadas que se intercalan entre arenas bioclásticas (Fig. ?SERIE). En las arenas bioclásticas los organismos dominantes son *Chlamys* spp y *Pecten* spp. Junto a ellos hay otros elementos minoritarios, como *Spondylus* sp, *Anomia ephippium* y *Ostrea edulis*. El rasgo de preservación más llamativo es el ordenamiento empaquetado ("stacking" según Kidwell *et al.*, 1986) de las valvas de pectínidos. El empaquetamiento es denso con un volumen que oscila entre el 30 % y el 35 %, alcanzándose localmente el 50 % del volumen. Todos los restos conservan la concha calcítica (nivel 7; Tabla 6.VI). El 99,2 % son fragmentos. No hay ninguna orientación preferencial (Fig. 6.44a), aunque si una buena selección de tamaños (Fig. 6.44b). Los restos con la concavidad hacia abajo son los más abundantes considerando los bioclastos curvados. El 95,8 % de los fragmentos presenta las aristas redondeadas. El 6,8 % del total está atacado por bioperforadores.

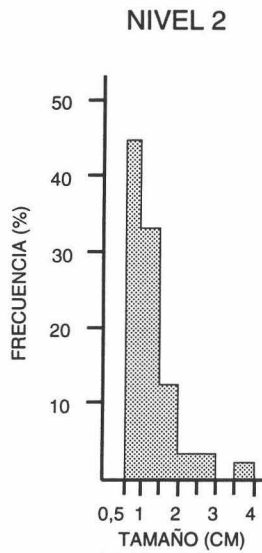
Los bancos de areniscas cementadas que se intercalan en las arenas presentan granoselección normal. En algunos casos se observan superficies de amalgamación internas con laminación cruzada planar unidireccional en la parte alta. Se pueden seguir lateralmente hacia el S por largas distancias. En esa dirección se aprecian cambios bruscos de espesor, lo que les confiere una geometría de cuerpos canalizados. Además presentan discordancias internas, tanto de N a S como de E a W, siendo más acusadas en la dirección E-W, es decir, hacia el basamento. En el extremo meridional de los bancos se produce una disminución del espesor y de la cementación, que hace que tiendan a desaparecer entre la matriz hasta hacerse indistinguibles. Contienen gran cantidad de bivalvos y gasterópodos conservados como moldes. Entre los elementos calcíticos predominan diferentes especies de *Chlamys* y, en menor, proporción de *Pecten*. El empaquetamiento es poco denso tendiendo a denso y el porcentaje de organismos oscila entre el 15 % y el 20 %. La mayoría de los organismos están conservados como moldes, salvo en un nivel, donde predominan los restos calcíticos, aunque con textura pulverulenta debido a la disolución (niveles 4, 6 y 8; Tabla 6.VI). El porcentaje de fragmentos es bastante alto, sin que se registren individuos articulados (Tabla 6.VI). Hay una fuerte tendencia a la verticalidad (Fig. 6.45a). Presentan una selección de tamaños relativamente buena (Fig. 6.45b). Los restos orientados con la concavidad hacia arriba son los más abundantes. Dominan los fragmentos con las aristas y/o la ornamentación desgastadas.

Hacia el W, se produce un enriquecimiento en fragmentos de ramas de algas corallináceas en los bancos de areniscas, pasando a calcirruditas con empaquetamientos poco densos a densos y un volumen que oscila entre el 15 % y el 20 %. Gran parte de los restos de algas no han podido ser determinados ya que muestran un alto grado de fragmentación. Entre los componentes que pueden reconocerse, se encuentran *Lithophyllum dentatum*, *L. incrustans*, *Lithothamnion* spp, *Spongites* sp y *Mesophyllum* sp.

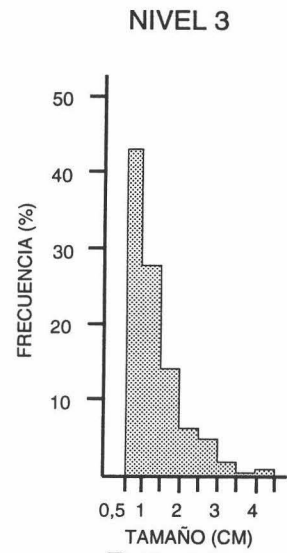
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION POLIGONO INDUSTRIAL



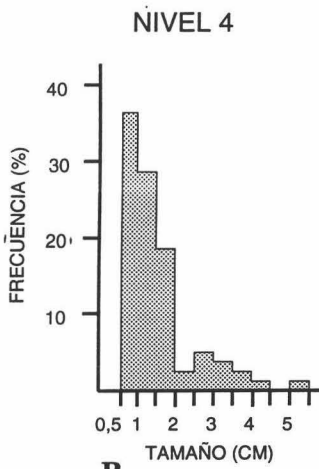
B
Fig. 6.40



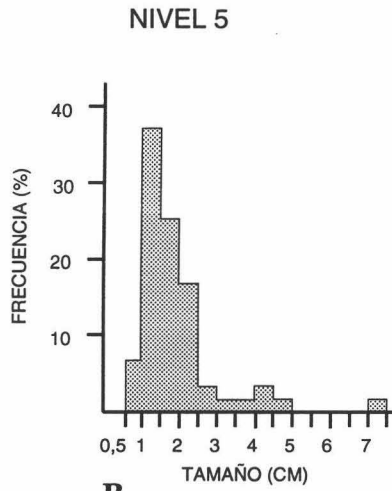
B Fig. 6.41



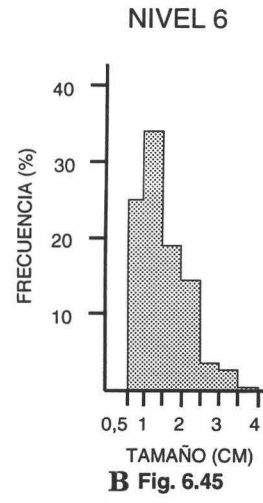
B Fig. 6.42



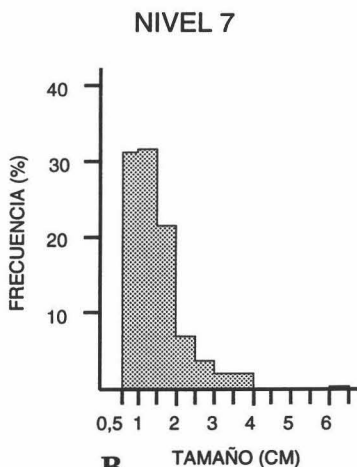
B Fig. 6.45



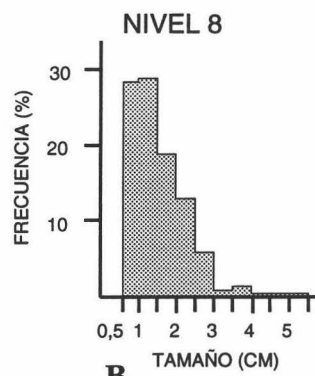
B Fig. 6.43



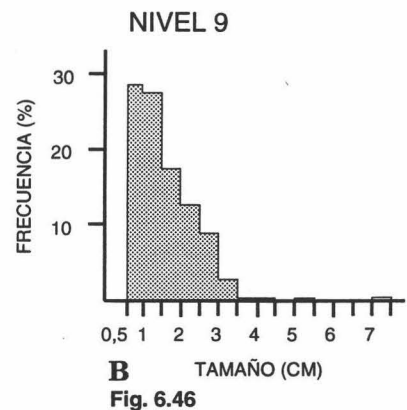
B Fig. 6.45



B
Fig. 6.44

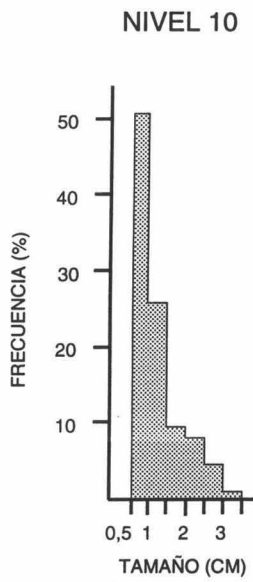


B
Fig. 6.45

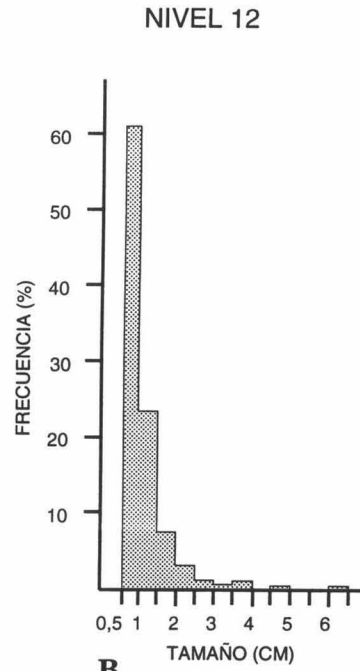


B
Fig. 6.46

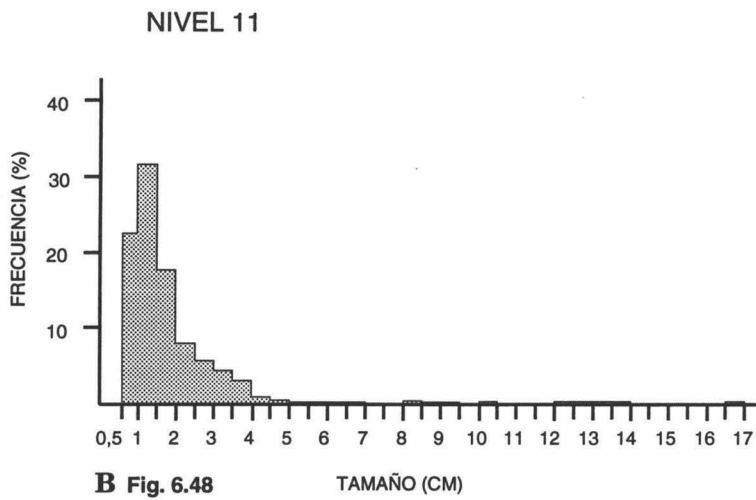
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION POLIGONO INDUSTRIAL
(Continuación)



B Fig. 6.47



B
Fig. 6.49



B Fig. 6.48

TAMAÑO (CM)

El techo de este tramo viene marcado por una superficie de truncamiento erosivo.

1.c.- El tercer tramo representa la práctica totalidad del afloramiento, ya que se extiende a lo largo de toda la zona central del mismo. Está formado por materiales similares a los descritos en el segundo tramo. Es decir, arenas bioclásticas entre las que se intercalan bancos de areniscas y de calcarenitas muy cementados. Hacia la base del tramo, y en dirección al substrato, se encuentran individuos de *Ostrea lamellosa* de gran tamaño en las arenas interniveles. Muchos de ellos están articulados y en posición de vida. En la mayoría de los que están desarticulados aparecen las valvas próximas, lo que indica que no ha habido un gran desplazamiento lateral.

Los bancos de areniscas cementadas tienen una gran proporción de fragmentos de ramas de algas corallináceas en la matriz. Algunos de ellos muestran un alto grado de bioturbación por *Thalassinoides* (ii5). La gran mayoría de la fauna, dominada por bivalvos, se encuentra como moldes, normalmente rellenos por fragmentos de algas. Entre los elementos que conservan la concha destacan los pectínidos *Chlamys* spp y *Pecten* spp. Es de señalar la existencia, en la parte media del tramo, de un banco calcarenítico constituido por varias acumulaciones basales residuales amalgamadas de *Panopea* sp. Son mayoritariamente valvas desarticuladas o individuos articulados, pero desplazados de su posición de crecimiento.

Hacia el techo del tramo aparecen grandes acumulaciones de valvas de *Chlamys* spp, tanto formando niveles con muros irregulares y granoselección positiva como dispersas en el sedimento. En los niveles de acumulación el empaquetamiento es denso, con un 25 % del volumen, que localmente puede alcanzar un 30 %. La totalidad de la fauna conserva concha calcítica (nivel 9; Tabla 6.VI). El porcentaje de fragmentos es del 97,6 %. De los organismos completos ninguno se encuentra articulado. Hay una orientación preferencial concordante (Fig. 6.46a) y una clasificación por tamaños relativamente buena (Fig. 6.46b). Predominan los restos orientados con la concavidad hacia arriba. La gran mayoría de los fragmentos tienen las aristas redondeadas, 97,2 %. El 4,5 % del total está afectado por bioperforaciones.

En las arenas bioclásticas el empaquetamiento es poco denso con un 10% al 15 % del volumen. Prácticamente todos los restos presentan concha calcítica (nivel 10; Tabla 6.VI). El porcentaje de fósiles completos se reduce al 4,6 % del total, sin ningún individuo articulado. En la orientación hay una fuerte bimodalidad, con un máximo de restos con ángulos inferiores a 30° y otro superiores a 60° (Fig. 6.47a). Se observa una buena selección de tamaños (Fig. 6.47b). Aparece prácticamente la misma proporción de restos orientados con la concavidad hacia arriba (50,9 %) que hacia abajo (49,1 %). Predominan los fragmentos con las aristas redondeadas, 94,7 %.

1.d.- El cuarto tramo aflora en el extremo S del afloramiento, en la parte alta de la sección (Fig. 6.39). Está constituido por potentes acúmulos de arenas medias-gruesas y conglomerados con un diverso cortejo de estructuras sedimentarias. Las facies más finas tienen, fundamentalmente, una laminación horizontal de espesor centimétrico, a veces interrumpida por "ripples" de oscilación o trazas de bioturbación aisladas (ii2), y laminaciones cruzadas en artesa o planares de bajo ángulo. Hay también grandes cuerpos con estratificación cruzada sigmoidal de gran escala con direcciones de paleocorrientes hacia el S y SE. Prácticamente no contienen fósiles, empaquetamiento "barren". Muy ocasionalmente se encuentran pequeñas concentraciones, de escaso desarrollo lateral, de fósiles mal conservados. Son acumulaciones con un empaquetamiento disperso a poco denso y un porcentaje del 5 % del volumen o inferior. Entre los elementos reconocibles hay valvas de ostreidos.

En la base del tramo aflora un nivel con morfología de canal formado por calcirruditas muy cementadas con superficies internas de amalgamación y con estratificaciones cruzadas cóncavas hacia arriba y direcciones de paleocorrientes hacia el S-SW. La asociación de fósiles de estos depósitos está dominada por *Ostrea lamellosa* y fragmentos de algas coralináceas. Son concentraciones poco densas a densas de organismos, con un 15 % del volumen (nivel 11; Fig. 6.39). Aunque son más abundantes los restos calcíticos, el porcentaje de restos conservados como moldes es relativamente importante, 16,8 % (Tabla 6.VI). El 100 % de la fauna medida son fragmentos. Hay una fuerte tendencia a la horizontalidad (Fig. 6.48a) y no existe una buena selección de tamaños de los bioclastos (Fig. 6.48b). Todos los fragmentos de conchas tienen las aristas redondeadas (Tabla 6.VI). El 4,9 % del total muestra bioperforaciones en sus esqueletos y tan sólo el 0,4 % tiene encostrantes.

En la mitad inferior del tramo se intercalan dos niveles de calcirruditas ricas en fragmentos de algas coralináceas. Presentan un empaquetamiento poco denso y un volumen del 20 %. Predominan los restos conservados como moldes, 78,3 %, y recristalizados, 12,1 %, frente a los de concha original calcítica, 9,6 % (nivel 12; Tabla 6.VI). El 98,7 % son fragmentos. En la Fig. (6.49a) se puede ver que existe una orientación preferencial perpendicular. Hay una selección de tamaños muy buena, con un máximo de restos que tienen entre 0,5 cm y 1 cm (Fig. 6.49b). Considerando los restos curvados, son más abundantes los que están orientados con la concavidad hacia arriba, 58,1 % (n = 666). Todos los fragmentos calcíticos tienen las aristas redondeadas (9,7 %). Tan sólo el 0,6 % está afectado por bioperforaciones.

El tramo acaba con unos limos verdoso-amarillentos entre los que se intercalan acumulaciones de rodolitos y de restos de invertebrados que muestran una cierta cementación

diferencial. Una característica notable es la presencia de grandes acumulaciones de espinas de erizos asociadas al resto de la fauna y flora fósiles, aspecto ya señalado por Iaccarino *et al.* (1975). La asociación de algas que componen los rodolitos está dominada por *Lithophyllum dentatum* y *L. incrustans*, ambos con crecimientos de costras masivas y protuberancias columnares. La fauna aparece como moldes muy mal conservados, lo que dificulta su determinación. Entre los invertebrados reconocibles está *Glycymeris* sp.

2.- La segunda unidad, de 1,5-2 m de espesor máximo, descansa discordantemente sobre la anterior (Fig. 6.39). Está formada por arenas rojizas que alternan con areniscas tableadas blanquecinas, con laminación horizontal mal conservada. Las arenas rojas carecen de fósiles reconocibles, mientras que en las areniscas se encuentran algunas trazas de bioturbación muy aisladas. Se trata de un conjunto que ofrece muy mala calidad de exposición, ya que está bastante cubierto por derrubios, lo que ha impedido su estudio en detalle.

3.- La última unidad está constituida por conglomerados rojos, cementados y con caliches. Corresponden a depósitos de glaciares y piedemonte cuaternarios (Voermans y Baena, 1983). Se disponen erosivamente sobre los dos conjuntos previos.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.a.- En la primera unidad la base del primer tramo se caracteriza por un alto contenido en material terrígeno. Son cantos de dolomías negras, procedentes de los materiales alpujárrides de Sierra de Gádor, y de fragmentos desmantelados de sedimentos messinienses, situados algo más al N de la sección. El gran tamaño de los bloques y la angularidad de los cantos delatan su carácter proximal (e.g. Nemeč y Steel, 1984). Pueden interpretarse como depósitos submareales someros próximos a paleoacantilados, similares a los reconocidos por otros autores (Aigner, 1983; Lewy, 1985; Miller y Orr, 1988; Lescinsky *et al.*, 1991; Watkins, 1990a; 1990b; 1992).

Rápidamente por encima se desarrollan morfologías canalizadas, con rellenos granodecrecientes a techo, debidas a mecanismos de depósito por tracción. Los atributos tafonómicos de la fauna asociada a los canales evidencian claramente una alta turbulencia. Los fósiles se disponen en la base de los rellenos de canal, junto con los cantos de mayor tamaño, formando una acumulación residual ("lag" *sensu* Kidwell, 1991a). Se interpretan como niveles de tormentas.

Hacia el S disminuyen la proporción y el tamaño de los cantos, lo que indica una mayor distalidad y profundidad. Así, al alejarse de la paleocosta, los mecanismos de transporte pierden competencia (Nemeč y Steel, 1984; Hill, 1985; Uchupi y Swift, 1991).

Los bioclastos que se encuentran en los sedimentos interniveles también están altamente fragmentados, desarticulados y abrasionados, claros indicios de alta turbulencia (Brett y Baird, 1986; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). La buena selección de tamaños de bioclastos apoya esta idea (Kidwell y Holland, 1991). Una elevada turbulencia provocaría un doble efecto: por un lado, un continuo movimiento de los bioclastos que produciría su destrucción mecánica, y, por otro, un aventado de material fino que tendría como resultado una exhumación repetida y exposiciones sobre el fondo prolongadas.

El contenido en bioclastos de los sedimentos interniveles aumenta hacia el techo del tramo, lo que implicaría un incremento en la producción de restos potencialmente fosilizables en relación con las tasas de aportes de terrígenos (Kidwell, 1985; 1986). Paralelamente, disminuye la cantidad y el tamaño de los cantos. Esta relación inversa en la proporción de cantos frente a bioclastos se relaciona con un aumento en la batimetría, lo que también evidencia el cambio en los principales constituyentes orgánicos, casi exclusivamente ostreidos y balánidos en la base, y pectínidos (*Chlamys* spp y *Pecten* sp), equínidos irregulares y braquiópodos hacia techo.

Por tanto, se puede interpretar un cambio en el medio desde sublitoral somero en la base del tramo hasta submareal medio, afectado por el oleaje de tormentas, hacia techo.

1.b-1.c.- En los dos tramos suprayacentes las características sedimentarias y tafonómicas indican orígenes similares, por lo que serán tratados conjuntamente.

Las arenas bioclásticas interniveles no varían en cuanto a las propiedades tafonómicas ni litológicas con respecto al tramo precedente. Un rasgo llamativo es la presencia de ordenamientos empaquetados ("stacking") de las conchas de bivalvos. Este patrón de acumulación se ha explicado por dos mecanismos diferentes: por efecto de un shock sísmico (Seilacher, 1991) o por tormentas de alta energía (Middleton, 1967; Kidwell y Holland, 1991).

Los cuerpos de areniscas cementadas y de calcarenitas bioclásticas caracterizan ambos tramos. Los primeros muestran una granoselección positiva, muros irregulares y superficies de amalgamación. Se interpretan como depósitos de tormentas individuales, o repetidos en los casos en los que existen amalgamaciones internas. La amalgamación y los grandes espesores indican un carácter proximal para estos depósitos. Los restos incluidos en estos niveles tienen propiedades tafonómicas coincidentes con un depósito de alta energía.

Una característica importante de estos niveles es el alto grado de cementación que presentan, cementación que no sólo se limita a los cuerpos de areniscas, sino que afecta al sedimento que está en las proximidades del muro, produciendo una aureola de cementación

("underbed", Ricken y Eder, 1991; Einsele *et al.*, 1991). Otro rasgo a resaltar es que los organismos preservados en los niveles son casi exclusivamente moldes de bivalvos y gasterópodos originalmente aragoníticos. La disolución afecta incluso a los pectínidos de concha calcítica de las arenas bioclásticas adyacentes afectadas por la aureola de cementación. Esto se pone de manifiesto por la textura pulverulenta de las conchas. Estas características sugieren que la fuente del carbonato que cementa los niveles procede de la disolución de las conchas que engloban y, en parte, de las conchas incluidas en las arenas próximas. Un mecanismo similar ha sido propuesto para explicar patrones de estratificación semejantes (Speyer y Brett, 1986; 1988; 1991; Aguirre y Ferriz, 1993; Fleming, 1993; Bjørkum y Walderhaug, 1993). Según detallan Ricken y Eder (1991) y Bathurst (1991) el proceso de disolución/cementación puede ocurrir en fases tempranas de la diagénesis cuando se trata de sedimentos bioclásticos. Un enterramiento catastrófico, mecanismo que ocurre en la formación de los niveles de areniscas, favorece la cementación durante la diagénesis temprana (Brett y Baird, 1986; Speyer y Brett, 1986; 1988; 1991). No obstante, no se puede excluir una fuente de carbonato alóctona, ya que las tormentas, que originan las capas de areniscas, introducen aguas más someras, enriquecidas en carbonatos, en ambientes más profundos (Einsele *et al.*, 1991).

La asociación de fósiles de los bancos de areniscas y calcarenitas cambia hacia el S de la sección. Así, hacia el N hay un predominio notable de fragmentos de algas corallináceas, dominadas por *Lithophyllum incrustans* y *L. dentatum*, que disminuye hacia el S. Los representantes de la familia Lithophylloideae son más abundantes hacia zonas someras (Adey, 1979; Bosence, 1983; Minnery *et al.*, 1985; Braga y Martín, 1988; Martín y Braga, 1989; Bosence, 1989; Minnery, 1990). Por tanto, se puede establecer un gradiente ambiental proximal (N)-distal (S) con profundización hacia el S, como en los tramos precedentes.

Las acumulaciones residuales de fósiles que hay distalmente en las arenas bioclásticas, en las que se intercalan las areniscas cementadas y las calcarenitas bioclásticas, se interpretan como depósitos de aventado durante tormentas.

En definitiva, las condiciones de depósito no debieron variar sustancialmente con respecto a las reinantes durante la formación del techo del primer tramo. Es decir, se trata de un ambiente submareal afectado por tormentas.

1.d.- El último tramo es el que muestra mayores peculiaridades sedimentarias en toda la sección. Se caracteriza por el desarrollo notable de sedimentos siliciclásticos gruesos, así como por la presencia de abundantes estructuras sedimentarias de gran escala. La entrada masiva de terrígenos se produce en un sistema deltáico. Los cantos que forman estos depósitos son fundamentalmente cuarcitas y, en menor proporción, esquistos.

Sin embargo, el substrato adyacente, Sierra de Gador, está constituido mayoritariamente por carbonatos. Por tanto, no se trata de aportes suministrados por este relieve, sino que hay que buscar su área fuente en otros puntos. Esto lleva a relacionar estos materiales con el delta de la formación Abrijoa descrito por Postman (1979; 1983). Hasta este momento no se hace notar de forma apreciable la influencia de las vertidas de sedimentos detríticos por este sistema deltaico en la zona occidental de la cuenca de Almería-Níjar. Como se ha visto anteriormente, la influencia del Abrijoa se produce en las secciones del S de Sierra Alhamilla prácticamente desde la base del Plioceno por la progradación de las facies de prodelta. Sin embargo, en el afloramiento Polígono Industrial no se pone de manifiesto claramente hasta el tercer tramo. Hay, por tanto, un cambio en los sistemas de distributarios del delta a lo largo del tiempo del depósito de la primera unidad. Este aspecto se comentará con más detalle en el apartado de Paleogeografía.

Paralelamente al cambio en la sedimentación en este último tramo, se constata un descenso importante en el contenido en material bioclástico. Únicamente se reconocen algunos niveles de calcirruditas intercalados entre los terrígenos. Todas las características tafonómicas siguen indicando un medio altamente energético que produjo acumulaciones con elevados niveles de destrucción. De hecho, en algunos casos, los restos se encuentran formando parte de estructuras sedimentarias, claro indicio de transporte. En la mitad del tramo se reconocen dos niveles de calcirruditas muy característicos. Presentan un muro difuso y una superficie de techo plana y neta. Se observa una disminución progresiva, desde la base hacia arriba, en la proporción de siliciclásticos frente a bioclastos, lo que posibilita atribuir estos dos cuerpos a acumulaciones de tipo I de Kidwell (1985; 1986), que implican una ralentización progresiva en la entrada de silicilásticos. Esto da una idea de la dinámica intermitente en los primeros estadios de influencia del delta en este sector de la cuenca.

2.- La segunda unidad de este afloramiento no presenta rasgos que faciliten su interpretación paleoambiental. Además, el escaso desarrollo vertical y la gran cantidad de derrubios que la cubren aumentan las dificultades de interpretación. En una primera aproximación, la coloración rojiza de los conglomerados y arenas puede estar relacionada con medios de depósito continentales (e.g. Tanner y Hubert, 1991; Driese y Foreman, 1992; Turner, 1993).

En las areniscas tableadas con laminación paralela horizontal únicamente he reconocido un fragmento de concha inclasificable y una traza de bioturbación. No obstante, es posible hacer una comparación con sedimentos similares que afloran en el margen N de la Sierra de Gádor, que se han interpretado como depósitos lacustres (Voermans y Baena, 1983).

AREA DEL CAMPO DE DALIAS O PONIENTE ALMERIENSE

El estudio de detalle de las secciones en el Poniente Almeriense ha estado limitado por encontrarse la mayoría de ellos en cortes verticales de canteras o de obras urbanísticas (caso del Almerimar, próximo a Punta Entinas) (Fig. 6.2). A esto se une la escasez de afloramientos pliocenos debido a la abundancia de invernaderos. Por todo ello, la única zona seleccionada para realizar el estudio detallado del Plioceno ha sido los alrededores de Balerma (afloramiento de Balerma). No obstante, se describirán dos afloramientos adicionales, afloramientos de Balanegra y Matagorda-Almerimar (Fig. 6.2), con objeto de obtener una visión más general del Plioceno en el Campo de Dalías.

El substrato del Plioceno está constituido, según los puntos, por los materiales permo-triásicos de Sierra de Gádor (carretera de la Alquería, al E de Adra), por calizas arrecifales messinienses (W de Balanegra), o por margas y arenas atribuidas al Mioceno superior (sondeos).

En este área afloran ampliamente materiales similares a los que constituyen la unidad inferior en la cuenca de Almería-Níjar. Sólo en las proximidades de Balanegra aparece un conjunto de sedimentos con características diferentes, que se dispone en discordancia angular sobre los materiales anteriores y por debajo de los depósitos atribuidos al Cuaternario por varios autores (Baena *et al.*, 1981; Goy y Zazo, 1982; 1986).

AFLORAMIENTO DE BALERMA

La sección estudiada, denominada sección Balerma, está situada al NE de la localidad de Balerma, a lo largo de la Rambla del Loco (Fig. 6.2). El acceso se puede realizar por una carretera, situada a la salida del pueblo en dirección a Guardias Viejas, que se dirige a una cantera de extracción de áridos que hay en el margen izquierdo de la rambla. La parte alta de la sección ha sido muestreada en unos taludes situados en el margen derecho de la rambla, ya que en la cantera está expuesto en la parte alta de cantiles verticales a los que no se puede acceder directamente. Se trata, por tanto, de una sección compuesta.

Sección Balerma

Se reconocen dos unidades, la superior atribuida al Cuaternario, separadas por una discordancia angular (Fig. 6.50).

1.- La unidad inferior tiene aproximadamente 25 m de potencia aflorantes. Se trata de una secuencia continua en la que se pasa gradualmente, de muro a techo, de arcillas a arenas bioclásticas-calcareónicas (Fig. 6.50). Se pueden diferenciar tres tramos.

NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			PRESERVACION ESQUELETAL			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completo	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
1	8,2 (41)	0	100	97,6	2,4	52,4 (68,8)	23,8 (31,2)	16,7	100	0	0	95,1	2,4
2	26,4 (132)	4,3	95,7	84,6	15,4	29,1 (49,3)	29,9 (50,7)	26,5	100	0	0	2	92,9
3	115,8 (579)	2,1	97,9	95,2	4,8	19,8 (44)	25,1 (56)	34,8	100	0	0	0	100
4	111,6 (558)	0	100	96,6	3,4	24,1 (38,9)	37,9 (61,1)	31	81	19	0	0	83,9
5	12,8 (64)	4,8	95,2	91,9	8,1	24,2 (41,7)	33,9 (58,3)	16,1	93,5	6,5	0	0	93,5

Tabla 6.VII.- Rasgos tafonómicos medidos en la serie de Balerna.

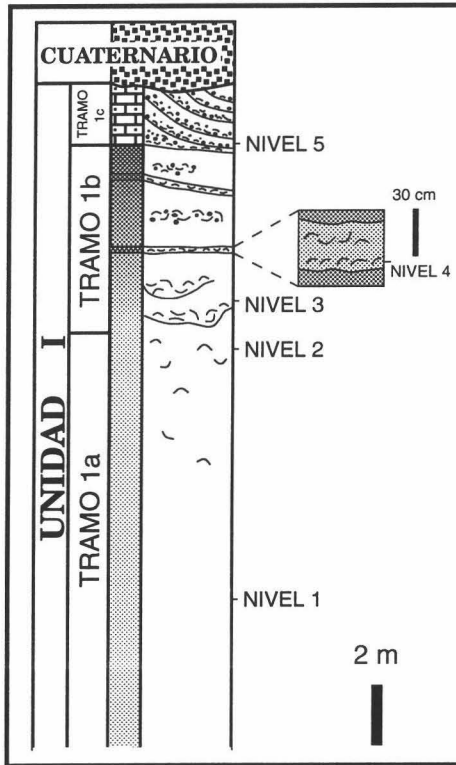


Fig. 6.50.- Columna estratigráfica de Balerna.

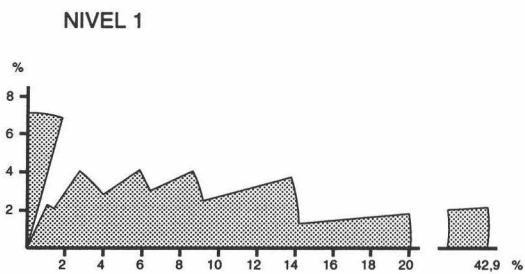
1.a.- Arcillas azules que afloran en el fondo de la cantera, que está cubierto por agua, lo que dificulta su estudio. Allí donde puede accederse, son unos materiales muy homogéneos en los que la fauna está dispersa a localmente poco densa, con un volumen inferior al 10 %. Se encuentran bivalvos y los foraminíferos bentónicos *Lenticulina* spp y *Nodosaria* sp muy bien conservados. Algunos de los bivalvos originalmente aragoníticos preservan la concha.

1.b.- En el segundo tramo se pasa a limos arcillosos masivos de color verdoso. Lo más característico de estos depósitos es la existencia de una bioturbación muy penetrativa que da al sedimento un aspecto moteado (ii5). La fauna presenta un empaquetamiento disperso con un volumen entre el 5 % y el 10 %. Los fósiles más abundantes son los pectínidos *Amusium cristatum* y *Flexopecten flexuosus*. Todos los fósiles encontrados conservan concha (nivel 1; Tabla 6.VII). En otros puntos lateralmente equivalentes hay dispersos moldes articulados de *Glycymeris* sp. Hay una orientación preferencial concordante (Fig. 6.51a) y una distribución de tamaños bimodal (Fig. 6.51b). Tan sólo un 2,4 % de los restos están completos y ninguno articulado. Predominan los restos con la concavidad hacia arriba. La gran mayoría de fragmentos muestran las aristas agudas (95,1 %). Tan sólo se ha identificado un 2,4 % del total de la asociación afectado por endobiontes.

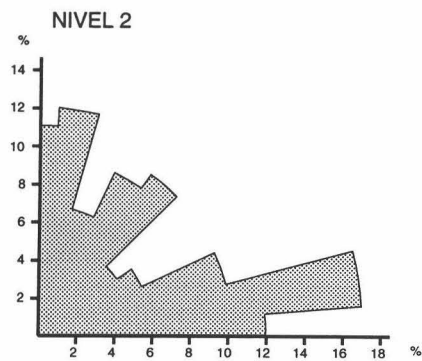
En la parte superior del tramo el sedimento cambia a arenas finas-medias más bioclásticas, con cuerpos canalizados y acumulaciones de fósiles de escaso desarrollo horizontal. Tanto en estos cuerpos como en las arenas, la asociación de organismos está dominada por braquiópodos, equinodermos, *Chlamys* y balánidos. En las arenas el empaquetamiento es poco denso y el porcentaje varía entre el 10 % y el 15 % en volumen. Los fósiles son exclusivamente calcíticos (nivel 2; Tabla 6.VII). Los organismos completos representan el 15,4 % del total, y el 4,3 % están articulados. Predominan las orientaciones perpendicular y concordante con el mismo porcentaje de restos, 39,3 % (Fig. 6.52a). No existe ninguna selección de tamaños (Fig. 6.52b). Hay casi el mismo porcentaje de restos con la concavidad hacia arriba y hacia abajo. El 92,9 % de los fragmentos muestran las aristas redondeadas. El 1,5 % presenta bioperforaciones y el 0,8 % está colonizado por epibentónicos.

En las acumulaciones el empaquetamiento pasa a ser poco denso a denso localmente y el volumen pasa a más del 15 %. Toda la fauna que aparece en estos niveles tiene concha calcítica (nivel 3; Tabla 6.VII). El grado de fragmentación es mayor que en las arenas circundantes (95,2 %) y sólo un 2,1 % está articulado. Hay una marcada bimodalidad en la orientación, con un máximo de restos orientados perpendicularmente (42,2 %) y otro concordantemente (46,5 %) (Fig. 6.53a). Se observa una selección de tamaños

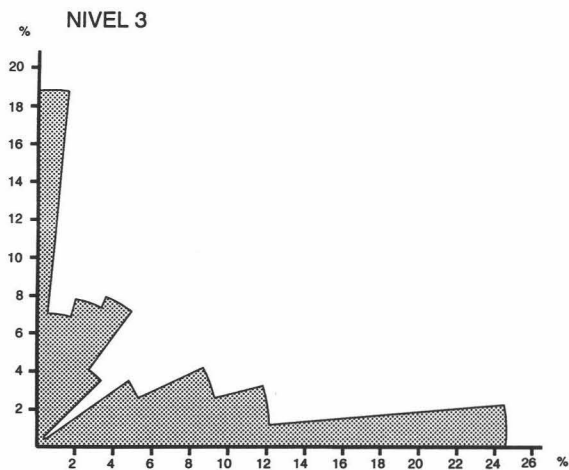
ORIENTACION EN LOS NIVELES DE LA SECCION BALERMA



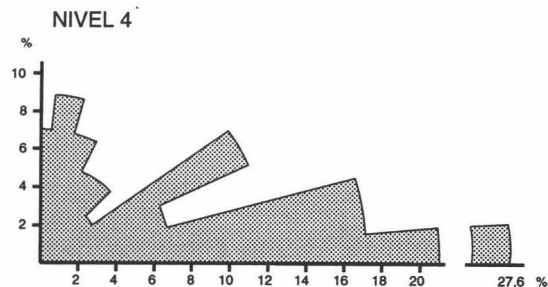
A Fig. 6.51



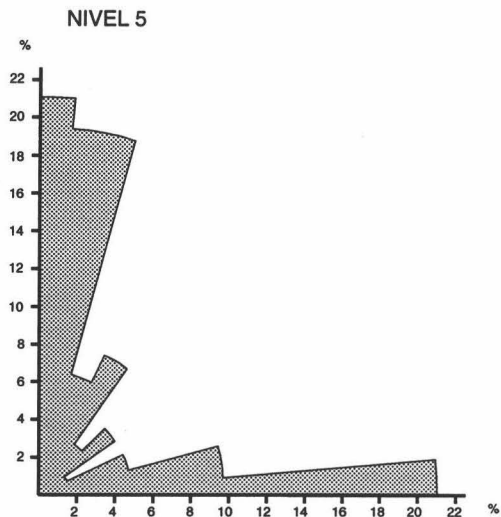
A Fig. 6.52



A Fig. 6.53



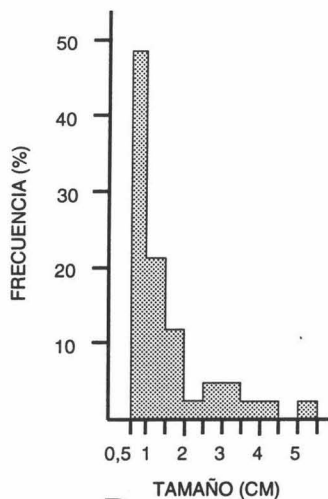
A



A Fig. 6.55

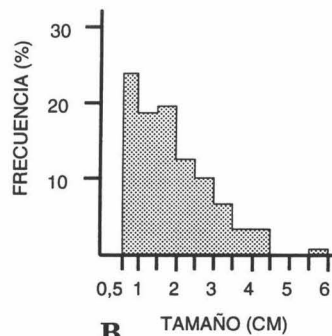
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION BALERMA

NIVEL 1



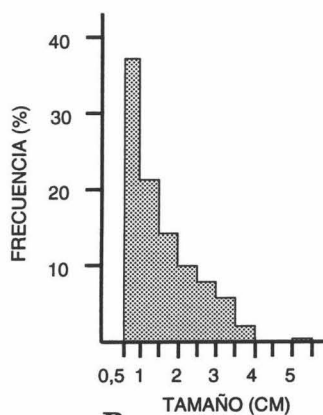
B
Fig. 6.51

NIVEL 2



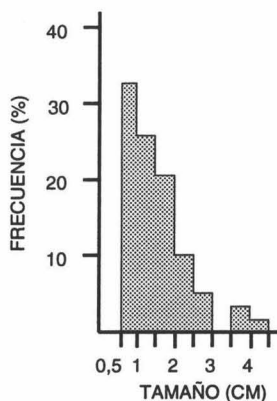
B
Fig. 6.52

NIVEL 3



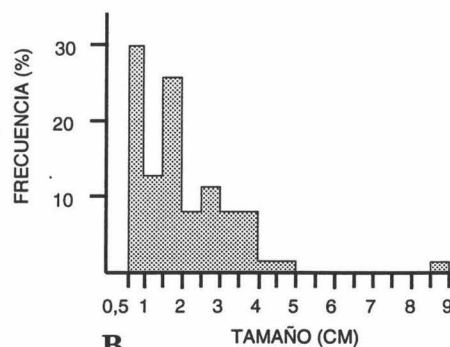
B
Fig. 6.53

NIVEL 4



B
Fig. 6.54

NIVEL 5



B
Fig. 6.55

relativamente buena (Fig. 6.53b). Considerando los bioclastos con curvatura, existe un mayor porcentaje de restos con la concavidad hacia abajo (56 %; n = 252). Todos los fragmentos tienen las aristas con un cierto desgaste. Un porcentaje bastante importante muestra marcas de bioperforaciones, 62,2 %.

Este tramo finaliza con varias capas fosilíferas, a veces muy cementadas, intercaladas en las arenas bioclásticas, con abundantes cantos de cuarcitas bien redondeados que tienden a acuñarse hacia el sur. Tanto el muro como el techo son netos y rectilíneos. Puede apreciarse una cierta laminación horizontal, o ligeramente oblicua, debida a una imbricación grosera de los bioclastos. La composición cambia entre capas, de tal forma que una de ellas está dominada por *Modiolus* sp y otros bivalvos no identificables y otras están dominadas por moldes de cardiidos, venéridos y gasterópodos (*Turritella* sp fundamentalmente). En general, presentan un empaquetamiento denso que varía a poco denso y el volumen oscila entre el 15 % y el 20 %, aunque localmente pueden alcanzar un porcentaje de restos del 35 %. El 81 % de los restos conserva la mineralogía calcítica original, mientras que el 19 % restante son moldes (nivel 4; Tabla 6.VII). La proporción de fragmentos es bastante elevada (96,6 %), sin que se encuentre ninguno articulado. Hay una orientación preferencial concordante, 51,7 % (Fig. 6.54a) y una distribución de tamaños bimodal (Fig. 6.54b). Predominan los elementos orientados con la concavidad hacia abajo. Todos los fragmentos de conchas tienen las aristas redondeadas. El 3,2 % tiene encostrantes.

1.c.- En la base del tercer tramo se intercalan niveles discontinuos de calcarenitas, que se hacen más potentes y continuos hacia el techo. La sección finaliza con calcirruditas bioclásticas con megaestratificaciones cruzadas cuneiformes, dirigidas hacia el S (Fig. 6.50). En ese sentido se produce una disminución en el tamaño de los bioclastos, así como en el espesor de los paquetes calcareníticos hasta confundirse con el sedimento circundante. La bioturbación ha destruido gran parte de las estructuras sedimentarias (ii3-4). El icnogénero más abundante es *Thalassinoides*.

Los fósiles más abundantes son braquiópodos, pectínidos de ornamentación gruesa (e.g. *Chlamys seniensis*), *Ostrea* sp, equinodermos, *Modiolus* sp y balánidos. El empaquetamiento en las calcarenitas es poco denso a denso y el volumen varía entre el 20 % y el 25 %. La práctica totalidad de la fauna (93,5 %) presenta concha calcítica (nivel 5; Tabla 6.VII). El 91,9 % del total son fragmentos y algo más de la mitad de los restos completos están articulados (4,8 %). Hay una orientación preferencial perpendicular, 54,8 % (Fig. 6.55a) y ninguna selección de tamaños (Fig. 6.55b). Son más abundantes los restos que presentan la concavidad hacia abajo (Tabla 6.VII). Todos los fragmentos calcíticos tienen las aristas redondeadas (93,5 %).

2.- La segunda unidad se dispone en discordancia angular y erosiva sobre la inferior. Está constituida por conglomerados que alternan con arenas gruesas-microconglomerados. Presentan todo un cortejo de estructuras sedimentarias de medios litorales. Se trata de niveles de playas atribuidos al Cuaternario (Baena *et al.*, 1981; Goy y Zazo, 1982; 1986).

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.- La única unidad pliocena definida en este afloramiento tiene una evolución sedimentaria bastante sencilla. Hay un aumento progresivo en la granulometría, de forma que se pasa desde arcillas azules a arenas bioclásticas gruesas, y un enriquecimiento en restos bioclásticos hacia techo.

1.a.- La naturaleza del sedimento del primer tramo indica que son arcillas depositadas en la plataforma por debajo del nivel de acción del oleaje. Además, la coloración azul oscura de las arcillas sugieren unas condiciones poco oxigenadas del fondo, hipótesis que es avalada por la presencia de numerosos foraminíferos planctónicos piritizados (e.g. Brett y Barid, 1986; Speyer y Brett, 1986; 1988; 1991; Canfield y Raiswell, 1991b; Tucker, 1991).

1.b.- En el segundo tramo la fauna se encuentra muy dispersa en el sedimento, lo que parece indicar una producción de restos esqueléticos bastante escasa frente a los aportes siliciclásticos (Kidwell; 1985; 1986). Los organismos más abundantes en estos materiales son *Amussium cristatum* y *Flexopecten flexuosus*. La asociación faunística presenta un alto porcentaje de fragmentación y ausencia de articulación. No obstante, prácticamente no se observan marcas de abrasión ni los fragmentos ni en los fósiles completos. Además, el sedimento en el que están incluidos son limos arcillosos sin estructuras sedimentarias, lo que sugiere una tasa de sedimentación relativamente alta y ausencia de energía, con enterramiento rápido de los bioclastos que quedan protegidos de retrabajamiento posterior (Brett y Baird, 1986; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). Esto parece indicar que la alta fragmentación pudo estar producida por actividad biológica en un medio tranquilo, evidenciada por la intensa actividad de organismos bioturbadores (ii5). Un mecanismo similar ha sido propuesto por Cadée (1994a; 1994b) en las llanuras mareales de baja energía del Mar de Wadden y por Cate y Evans (1994) en bahías costeras protegidas de Texas. El alto porcentaje de restos orientados con la concavidad hacia arriba es propio de un medio tranquilo sometido a un enterramiento relativamente rápido (Clifton y Boggs, 1970; Kidwell y Bosence, 1991) y/o con un fondo

afectado por una intensa bioturbación (Boyd y Newell, 1972; Salazar-Jimenez *et al.*, 1982; Brett y Baird, 1986; Kidwell y Bosence, 1991).

Amussium, organismo predominante en la asociación, es un bivalvo de vida libre con una concha delgada y no ornamentada, adaptaciones morfológicas a un hábitat profundo (Gould, 1971; Carter, 1972; Stanley, 1972; Seed, 1980; Hickman, 1984; Hayami, 1991). La presencia de conchas de *Ditrupa*, serpúlido que vive preferentemente en ambientes de plataforma externa (Ten Hove y Smith, 1975; Dyer *et al.*, 1982; Ten Hove y Den Hurk, 1993) corrobora un medio de depósito profundo.

En el techo el sedimento sigue siendo limoso, pero se produce un enriquecimiento en fósiles y un cambio notable en la composición faunística, dominada ahora por equinodermos, braquiópodos y *Chlamys* spp. Estos se encuentran dispersos en el sedimento o formando niveles de acumulación, con notables diferencias de preservación que sugieren orígenes distintos.

Los restos dispersos en el sedimento muestran un alto porcentaje de articulación, de abrasión y de individuos completos, lo que parece indicar que los organismos permanecieron sobre un fondo poco turbulento durante un periodo de tiempo suficiente como para que se desgastaran las conchas (e.g. Holland, 1988). Procesos de disolución, química o bióticamente inducida (e.g. Emig, 1990, Emig y Álvarez, 1990; Daley, 1993 en braquiópodos actuales), pueden producir resultados similares a los que se dan por abrasión mecánica (Flessa y Brown, 1983; Brett y Baird, 1986; Davies *et al.*, 1990; Parsons y Brett, 1991; Glover y Kidwell, 1993). Por tanto, el redondeamiento puede ser el producto de la disolución química y biológica combinadas. Discriminar entre ambos procesos es difícil ya que pueden interactuar en un fondo con baja tasa de sedimentación.

Un periodo prolongado de exposición sobre el fondo implica tasas de sedimentación más reducidas que en el tramo inferior (Kidwell, 1985; 1986), lo que queda corroborado por el apreciable incremento en fósiles que se observa hacia el techo del tramo y la presencia de organismos encostrantes, como balánidos (Schopf, 1969; Ziegler y Michalik, 1980; Balson y Taylor, 1982; McKinney y Jackson, 1989; Medhal y Flessa, 1990; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). Los balánidos llegan a alcanzar grandes dimensiones (hasta 4 ó 5 cm de altura), lo que implica estabilidad del substrato durante su crecimiento. Esta estabilidad es propia de un medio de escasa turbulencia.

En los niveles de concentración de fósiles las propiedades tafonómicas y sedimentológicas evidencian un transporte en su formación: alta desarticulación, fragmentación y abrasión. Se diferencian dos tipos de acumulaciones que reflejan condiciones de depósito diferentes. Por un lado, se encuentran niveles con los contactos de muro y techo

difusos y con muros irregulares. Se pueden interpretar como acumulaciones por aventado durante tormentas, que provocaron marcas erosivas en el sustrato, depositando las partículas más gruesas (los esqueletos de organismos) como depósitos residuales ("lags"). Por otro lado, hay niveles con los contactos inferior y superior netos y perfectamente definidos. Suelen tener una estructura interna compleja, con superficies de amalgamación (Fig. 6.50). Los bioclastos, que están imbricados y marcan una débil laminación cruzada, disminuyen de tamaño hacia el techo de los niveles. Todos estos rasgos, pueden interpretarse como depósitos introducidos en zonas más profundas por tormentas. El predominio de bioclastos dispuestos con la concavidad hacia abajo indica una posición hidrodinámicamente estable ante condiciones de alta energía como una tormenta (e.g. Salazar-Jimenez *et al.*, 1982).

En resumen, el segundo tramo comienza con depósitos de plataforma por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas y cambia a techo hacia zonas más someras afectadas por tormentas. Estas produjeron aventado del material más fino concentrando los bioclastos gruesos a modo de rellenos residuales, y, en otros casos, introdujeron materiales procedentes de zonas más someras durante el máximo de actividad de las tormentas. Durante las épocas de sedimentación normal prevalecieron condiciones de baja energía y una tasa de sedimentación inferior a la del tramo inferior.

1.c.- El paso hacia el último tramo se hace de forma gradual por la intercalación de arenas bioclasticas que se acuñan entre las arenas hacia el S. Asimismo, se produce un incremento notable en el contenido y tamaño de los bioclastos y un cambio en los componentes de la asociación de fósiles. Predominan los fragmentos abrasionados frente a los individuos completos y articulados. Esto, junto con las megaestructuras que se reconocen, señalan condiciones agitadas por el oleaje en un medio submareal somero, afectado por continuos procesos de aventado. El carácter más somero se pone de manifiesto por el predominio de *Ostrea*, balánidos y pectínidos de ornamentación gruesa (*Chlamys seniensis*).

Las cuñas de arenas bioclásticas tienen estratificaciones cruzadas en artesa que evidencian la acción del oleaje en el medio. Estas ganan importancia hacia techo, con la progradación de las facies más someras hacia el S.

Las estructuras sedimentarias están altamente destruidas por trazas de bioturbación, principalmente *Thalassinoides*. Esto pone de relieve el carácter episódico de la formación de las estructuras o de la reactivación del sedimento en el fondo, con intensa bioturbación durante los episodios de inactividad.

AFLORAMIENTO DE BALANEGRA

Este afloramiento está localizado en los alrededores de Balanegra. Se encuentra en un bloque hundido entre dos fallas normales de dirección aproximadamente N-S que pasan por los extremos E y W del pueblo (Fig. 6.2). Haciendo un transecto E-W (de muro a techo) a lo largo del afloramiento se puede obtener una sección sintética que pasará a describir como sección de Balanegra.

Sección de Balanegra

En esta sección se pueden reconocer tres unidades, una de ellas atribuida al Cuaternario, separadas por discordancias.

1.- La unidad inferior muestra un buzamiento de aproximadamente 20° hacia el W. La base aflorante de este conjunto está formada por arenas gruesas-microconglomerados bioclásticos. Los fósiles están dispersos en el sedimento o concentrados en cuerpos poco continuos en la horizontal, con geometrías canalizadas e irregulares o en capas horizontales más o menos continuas. Esto condiciona que el empaquetamiento varíe entre poco denso y denso, y el volumen oscile entre el 10 % y el 30 %. Los fósiles más abundantes son pectínidos, braquiópodos, equinodermos y briozoos. Estos últimos se hacen más frecuentes hacia el techo. En conjunto, la fauna presenta un alto grado de fragmentación, desarticulación y abrasión.

Hacia techo se pasa gradualmente a conglomerados de cantos bien redondeados, por un aumento en siliciclásticos y una disminución en bioclastos. Los conglomerados presentan una cierta estratificación, aunque, en general, son depósitos masivos, soportados por los cantos. Prácticamente no contienen fósiles, dando un empaquetamiento "barren". Sólo muy ocasionalmente se encuentra algún fragmento muy deteriorado de pectínido u ostreido.

2.- La segunda unidad aflora únicamente en dos puntos situados a ambos lados de la carretera en dirección a Almería. a la salida de Balanegra (Fig. 6.2): a) Cuesta de los Alacranes, en el talud S de la carretera, y b) unas canteras de extracción de áridos situadas al N de la carretera. En ambos casos, son materiales poco potentes y con escaso desarrollo horizontal, que se disponen sobre las arenas y conglomerados de la unidad anterior por medio de una discordancia angular. A techo están erosionados, a su vez, por conglomerados asignados al Cuaternario.

a) Cuesta de los Alacranes.- La segunda unidad tiene un espesor de 2 m aproximadamente. Está formado por arenas amarillento-anaranjadas, con conglomerados en la base y acumulaciones de rodolitos en la parte media. El conjunto tiene una geometría cóncava hacia arriba por adaptación al substrato, constituido por la unidad inferior. Se acuñan hacia el W y hacia el E chocan contra la falla normal al E de Balanegra.

b) Canteras de áridos.- La segunda unidad presenta una geometría tabular con 1,75 m de espesor, dispuesta horizontalmente sobre las arenas y conglomerados bioclásticos de la unidad inferior, en una discordancia angular. Está formada por conglomerados y arenas gruesas-microconglomerados con abundantes rodolitos en la base.

La asociación de algas que componen los rodolitos en ambos afloramientos está formada por *Spongites* sp, *Lithophyllum incrustans* y *Lithothamnion* sp, con proporciones menores de *Lithophyllum pustulatum* y *Phymatolithon calcareum*. Asociados con los rodolitos aparecen algunos restos esqueléticos escasos y dispersos, representados por pectínidos y ostreidos.

El contacto superior es superficie erosiva (carstificada ?), tapizada por una costra de caliche, con relleno de conglomerados y arenas cuaternarias suprayacentes.

3.- La tercera unidad comienza con un nivel de bloques alineados en la horizontal que se puede seguir en continuidad a lo largo de todo el afloramiento. Los cantos son fundamentalmente de cuarcitas y dolomías. Los últimos presentan trazas de bioperforaciones atribuibles a *Lithophaga*. Muy ocasionalmente, aparecen pequeños encostramientos masivos de *Lithophyllum dentatum*.

Por encima descansa un potente conjunto siliciclástico de color rojo, grano y estratocreciente a techo. Se trata de depósitos de abanicos aluviales atribuidos a la base del Cuaternario (Baena *et al.*, 1981; Goy y Zazo, 1982; 1986). Lateralmente, hacia el S, pasan a conglomerados y arenas gruesas con estratificaciones cruzadas de tipo "foreshore", que corresponden al nivel de playa cuaternario más antiguo detectado en el Campo de Dalías, episodio de Balanegra (+90 m) (Baena *et al.*, 1981; Goy y Zazo, 1982; 1986).

La unidad finaliza con conglomerados mortadela, muy cementados, pertenecientes a diferentes niveles de glaciares cuaternarios.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.- En la base de la unidad inferior, tanto los atributos tafonómicos como los rasgos sedimentológicos, evidencian un ambiente somero y energético: a) presencia de estratificaciones cruzadas, b) alta fragmentación y abrasión, c) bajo porcentaje de articulación, d) acumulaciones residuales en la base de cuerpos canalizados, y e) acumulaciones estratiformes en niveles de tormentitas. Todas estas características aumentan hacia el techo de la sección, indicando una somerización. En general, todo el conjunto se puede

interpretar como depósitos formados en un medio submareal afectado por el oleaje de tormentas.

Hacia techo y hacia el W se produce un incremento notable en el contenido y tamaño de los cantos, lo que indica proximalidad al área fuente hacia los sectores occidentales de la sección. Al N del Puente del Río, localidad situada al W de la zona estudiada (Fig. 6.2), hay potentes acúmulos detríticos atribuidos a depósitos deltáicos (Aldaya *et al.*, 1983; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). Este delta aportó terrígenos y los procesos de redistribución y retrabajamiento marino distribuyeron el material hacia el E, disminuyendo el tamaño de grano en ese sentido, al alejarse del área fuente (Nemec y Steel, 1984; Hill, 1985; Uchupi y Swift, 1991).

Los cantos son principalmente de cuarcitas, con lo cual no se puede buscar el área fuente en los relieves próximos, Sierra de Gádor, constituidos casi exclusivamente por carbonatos alpujárrides triásicos (Unidades del Manto de Lújar; Aldaya *et al.*, 1983). El área fuente potencial de los cantos de cuarcitas más próxima está en las sierras alpujárrides situadas al N de Adra. Por tanto, este delta probablemente perteneció a un posible «paleorío» Adra, aspecto que se tratará en el apartado de Paleogeografía.

2.- Como comenté en la descripción, el escaso desarrollo de la segunda unidad impide hacer interpretaciones paleoambientales precisas. La asociación de algas corallináceas está dominada por *Spongites*, género que presenta los máximos de distribución en zonas someras, entre 0 y 20 m (Adey, 1979; Minnery *et al.*, 1985; Minnery, 1989), con lo cual es posible asumir un rango paleobatimétrico de este orden. Los rodolitos presentan protuberancias columnares bien conservadas, e incluso, en algunos casos, se encuentran rodolitos ramosos completos. Esto sugiere un medio no excesivamente energético (Bosellini y Ginsburg, 1971; Bosence, 1983; 1991).

AFLORAMIENTO MATAGORDA-ALMERIMAR

Este afloramiento se extiende a lo largo de un transecto NW-SE situado entre Matagorda y la Urbanización del Almerimar, al SE de Balerna (Fig. 6.2). La sección empieza en el cantil que se encuentra detrás de los invernaderos que hay a la derecha de la carretera que va desde Matagorda hacia el Almerimar. La continuidad de afloramiento entre este cantil y los acantilados que afloran en Almerimar está interrumpida en los alrededores del cruce de entrada a la urbanización. A lo largo de este transecto se pueden reconocer dos unidades, una de ellas cuaternaria.

1.- La inferior, que presenta un buzamiento de unos 10°-15° hacia el SE, puede dividirse en tres tramos con contactos graduales, que, de muro a techo, están constituidos por:

1.a.- Arcillas y limos gris-verdosos masivos y muy monótonos en facies. Los fósiles aparecen dispersos con un porcentaje inferior al 5 % de restos. Son, fundamentalmente, *Chlamys angelonii* (Stefani & Pantanelli), *Pseudoamussium clavatum* Poli, *Amussium cristatum* y *Neopycnodonte navicularis*. Esta última especie ocasionalmente se encuentra formando agrupaciones ("clumps") conservadas *in situ*, a veces alineadas en un nivel más o menos continuo. Aunque predomina la desarticulación, hay gran cantidad de restos completos, articulados y con un grado de preservación excelente. Es posible, por ejemplo, encontrar individuos de *C. angelonii* con todas las espinas de las costillas perfectamente conservadas.

1.b.- Limos-arenas finas bioclásticas, entre los que se intercalan bancos más o menos continuos de calcarenitas. En este tramo se observa un empaquetamiento poco denso a localmente denso, con un volumen que varía entre el 15 % y el 20 %. Los organismos más abundantes son braquiópodos, equinodermos, briozoos y diversos tipos de pectínidos, *Chlamys* y *Pecten*.

Hacia la parte media-alta del tramo las algas corallináceas ganan importancia. Aparecen como fragmentos de ramas o formando pequeños rodolitos. Las más abundantes son *Phymatolithon calcareum*, *Lithothamnion* sp, *Lithophyllum incrustans* y *L. dentatum*.

1.c.- El último tramo está formado por calcarenitas. En la base se intercalan bancos arenosos bioclásticos finos que se acuñan lateralmente. Hacia arriba disminuye la frecuencia de bancos arenosos, su espesor y su desarrollo horizontal. En la mitad superior hay megaestratificaciones cruzadas con una geometría cóncava hacia arriba, que buzan hacia el E-SE acuñándose y disminuyendo de ángulo de inclinación en el sentido del buzamiento. Internamente presentan estratificaciones cruzadas en artesa con un sentido de migración opuesto al anterior.

Las calcarenitas están formadas por bioclastos muy fragmentados y cementados, con algunos cantos de cuarcita dispersos. La fauna superior a 0,5 cm presenta un empaquetamiento poco denso, localmente denso y un porcentaje que varía entre el 15 % y el 20 %. En general, se observa un alto grado de fragmentación, abrasión y desarticulación. No obstante, en algunas ocasiones aparecen pequeñas concentraciones de bioclastos completos y bien preservados. Estas concentraciones se encuentran fundamentalmente en la base de las estratificaciones cruzadas en artesa.

2.- La segunda unidad está formada por depósitos de playas o de abanicos aluviales atribuidos al Cuaternario (Baena *et al.*, 1981; Goy y Zazo, 1982; 1986). Los primeros son unos conglomerados con estratificación cruzada de gran escala, unidireccional y planar. Los segundos son conglomerados de color rojo, muy cementados y con caliches.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.- Como se deduce de la descripción, la única unidad pliocena reconocida muestra una tendencia granocreciente a techo, con aumento de estructuras sedimentarias así como de la escala de las mismas. La evolución paleoambiental en la vertical es similar a la deducida para la sección de Balerma.

1.a.- Los fósiles en las arcillas azules y limos del primer tramo tienen un excelente grado de preservación. Incluso están articulados y en posición de vida en el caso del nivel monotípico de *Neopycnodonte navicularis*, lo que indica un enterramiento catastrófico de la fauna que colonizó el fondo (Brett y Baird, 1986; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). Las conchas con ornamentación delicada perfectamente conservada sugieren, además de un enterramiento rápido, un ambiente poco turbulento. Tanto el sedimento como estos atributos tafonómicos señalan un medio de depósito en calma, por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas, con una tasa de sedimentación relativamente alta.

La asociación faunística es típica de ambientes profundos. Como ya se ha indicado anteriormente, la presencia de *Neopycnodonte* implica un ambiente de plataforma profunda por comparación con su distribución actual en el Mediterráneo (Barrier *et al.*, 1986).

1.b.- En el segundo tramo se produce un incremento en el contenido en bioclastos, así como en la granulometría del sedimento. La fauna muestra un patrón de preservación similar al descrito en el segundo tramo de la sección de Balerma. Es decir, aparecen restos dispersos en el sedimento y formando acumulaciones más o menos continuas, con muros irregulares aunque difusos. Estas últimas se interpretan como acumulaciones residuales debidas al aventado de sedimento fino durante tormentas. Los fósiles aparecen preferentemente abrasionados, fragmentados y desarticulados, claros indicios de condiciones de depósito de alta energía. Los restos que aparecen dispersos en las arenas muestran mayor porcentaje de elementos completos, aunque con evidencias de abrasión. Al igual que en el afloramiento de Balerma, se puede invocar un mecanismo combinado de abrasión física y disolución química-biológica durante un tiempo de exposición considerable sobre el fondo,

por una reducción de la tasa de sedimentación. Esta reducción explicaría también el aumento en la proporción en bioclastos con respecto a la matriz terrígena (Kidwell, 1985;1986).

Parece, por tanto, que se produce una somerización, pasándose a un medio de de "soreface" inferior afectado por el oleaje de tormentas. La composición taxonómica de las asociaciones también refleja este cambio. Así, los organismos que predominan son braquiópodos, equinodermos, briozoos, pectínidos de ornamentación gruesa y algas corallináceas. Los constituyentes más importantes entre las algas son *Phymatolithon*, *Lithothamnion* y *Lithophyllum*. La coincidencia de estos géneros suele producirse en un rango batimétrico que oscila entre 20 y 40 m (Braga, 1993), y puede deducirse una profundidad similar para estos depósitos.

1.c.- El paso al tercer tramo se produce de forma gradual por la intercalación, cada vez más importante hacia techo, de calcarenitas cementadas entre arenas bioclásticas. En las calcarenitas hay estratificaciones cruzadas en artesa y, más localmente, planares, que incluyen fragmentos de fósiles. También se encuentran algunas concentraciones de pequeñas dimensiones (de escala decimétrica o métrica) en la base de las artesas, donde los bivalvos se preservan completos o articulados y conservando la ornamentación intacta. Esta preservación diferencial sugiere un enterramiento rápido para estas acumulaciones, que probablemente estén ligadas a la reactivación de las estructuras sedimentarias.

El buzamiento de las megaestratificaciones cruzadas es hacia el E-SE. Se interpretan como barras sublitorales que progradan sobre las facies de plataforma del tramo subyacente. Las estratificaciones cruzadas dentro de cada cuerpo indican un sentido de migración hacia el W-NW. Corresponden a barras sublitorales que se mueven hacia la costa. La dinámica de estos cuerpos en medios actuales ha sido descrita por diferentes autores. (e.g. Clifton *et al.*, 1971; Davison-Arnott y Greenwood, 1976; Reineck y Singh, 1986; Dabrio, 1989).

CUENCA DE CARBONERAS

La cuenca de Carboneras se extiende desde los relieves volcánicos situados al N de la localidad de Carboneras hasta los alrededores de Agua Amarga, al S. Por el W está limitada por las estribaciones septentrionales de la Sierra de Gata y por el E se abre al Mediterráneo (Fig. 6.1).

Los depósitos pliocenos se disponen discordantemente sobre el substrato volcánico o sobre sedimentos pertenecientes al Messiniense. Adoptan morfologías que indican una adaptación a un paleorrelieve previamente existente. En general, muestran un dispositivo de

acuñamientos hacia el N, el W y el S, es decir, hacia el substrato aflorante. Independientemente de cual sea la naturaleza del substrato, la sedimentación pliocena comienza con un nivel de cantos y bloques de andesitas, entre los que aparecen abundantes fósiles.

Para los depósitos pliocenos, constituidos por una única unidad, se pueden diferenciar dos áreas según el tipo de sedimentos. Una al N, en la que hay gran influjo de sedimentación detrítica gruesa, y otra al S, donde predominan los depósitos calcareníticos bioclásticos sin apenas siliciclásticos. En cada área he estudiado una sección representativa, que describo a continuación como sección Rambla de Carboneras, en la zona N, y sección Barranco del Hondo, en la zona S (Fig. 6.1).

Sección Rambla de Carboneras

El acceso a la Rambla de Carboneras se hace por la carretera que se dirige desde Carboneras hacia Garrucha-Mojácar. Se trata de una sección compuesta realizada a lo largo de un transecto de 2 km, que finaliza aproximadamente 0,5 km antes de la desembocadura de la rambla (Fig. 6.1).

El Plioceno se dispone discordantemente sobre arcillas messinienses. Lateralmente hacia el S, se expande sobre el substrato mioceno hasta disponerse sobre andesitas del complejo de Cabo de Gata.

El conjunto plioceno presenta una morfología cóncava hacia arriba, con el máximo espesor en la parte media del transecto y acuñándose hacia sus extremos. Se ordena en un ciclo granodecreciente, en las tres cuartas partes inferiores de la sección, y luego granocreciente. Dentro de este ciclo se pueden reconocer cuatro tramos estrato y grano decrecientes hacia techo (Fig. 6.56). Cada tramo es expansivo sobre los subyacentes.

1.a.- El tramo inferior, de 8 m de potencia, se acuña rápidamente en la horizontal. Comienza con un nivel de bloques de andesitas. Contiene fósiles con un empaquetamiento disperso y el 5 % del volumen. Fundamentalmente se trata de moldes, en algunos casos muy bien conservados. Entre los elementos calcíticos están *Chlamys* spp y *Pecten* spp.

Sobre este nivel se disponen conglomerados con bases canalizadas y estratificaciones cruzadas en artesa de gran escala. Los cantos son mayoritariamente de cuarcitas, con muy baja proporción de cantos de rocas volcánicas. Hacia arriba se produce una disminución en el contenido de material siliciclástico en favor de un aumento de bioclastos. Los restos se encuentran dispersos entre la matriz, con menos del 5 % del volumen. Los elementos más abundantes son balánidos, briozoos, *Chlamys* spp, *Ostrea* spp y,

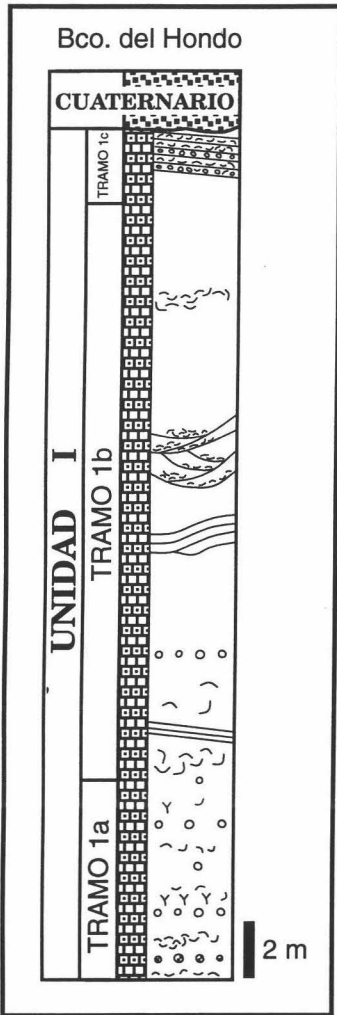


Fig. 6.57.- Columna estratigráfica del Barranco del Hondo.

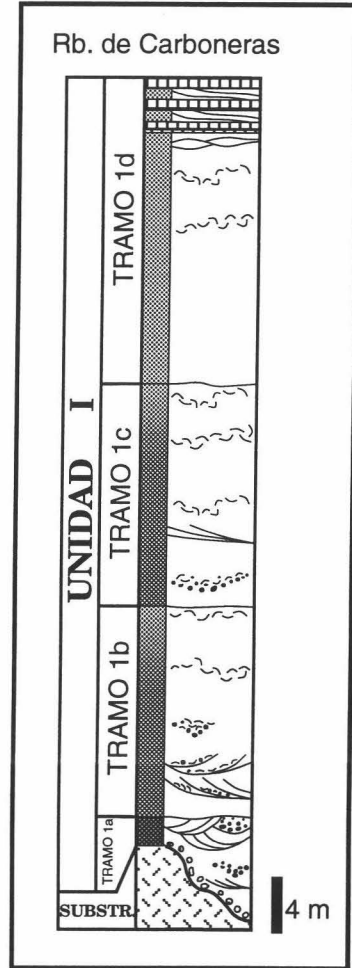


Fig. 6.56.- Columna estratigráfica de Rambla de Carboneras.

en menor proporción, fragmentos de equinodermos. Se asocian abundantes algas corallináceas, como fragmentos de ramas o formando rodolitos. Las algas mayoritarias son *Lithothamnion* sp, *Mesophyllum* sp y *Lithophyllum* spp.

1.b.- El segundo tramo, de 15 m de potencia, comienza con un banco de conglomerados de 2,5 m que da un fuerte resalte topográfico. Presenta estratificaciones cruzadas en artesa y, localmente, planares. Los cantos, más dispersos en la matriz arenosa que en el tramo inferior, son casi exclusivamente de cuarcita. Entre los conglomerados aparecen algunos cuerpos canalizados de acumulaciones de fósiles. El empaquetamiento varía entre poco denso y denso dependiendo de los puntos, y el volumen oscila entre el 20 % y el 30 %.

La fauna en este tramo es similar a la del tramo inferior. Únicamente cabe señalar un aumento en el contenido en *Chlamys* spp y fragmentos de equinodermos.

1.c.- El tercer tramo tiene una potencia de 15 m. Comienza con un nivel que da otro resalte topográfico, en este caso formado por calcirruditas muy ricas en bioclastos y con poco contenido en material siliciclástico grueso. Presenta estratificación cruzada en artesa muy tendida. Los bioclastos están muy triturados y los que tienen un diámetro mayor de 0,5 cm muestran un empaquetamiento poco denso, con el 5 % al 10 % del volumen. Fundamentalmente se trata de *Chlamys* spp, *Ostrea* spp, balánidos, briozoos y algas corallináceas.

Hacia techo vuelve a aumentar el contenido en material siliciclástico, pasándose a microconglomerados bioclásticos intercalados entre arenas bioclásticas. Asimismo, aumenta el grado de fragmentación de los bioclastos, de tal forma que los restos con más de 0,5 cm muestran un empaquetamiento disperso y un volumen del 5 %.

1.d.- El cuarto tramo, de 17,5 m de espesor, comienza en un banco de calcirruditas bioclásticas cementadas que da otro resalte topográfico. Está dominado por fragmentos de *Chlamys* spp, briozoos y algas corallináceas. El empaquetamiento es disperso a poco denso, con un porcentaje de restos del 10 %.

Hacia techo se pasa a niveles bien estratificados de calcarenitas y arenas bioclásticas con mayor contenido en material siliciclástico. La fragmentación de los restos es muy alta y se observa un empaquetamiento disperso, con menos del 5 % del volumen. En la parte alta del tramo hay estratificaciones cruzadas en artesa y algunas planares. También pueden reconocerse, aunque de forma algo difusa, estratificaciones cruzadas de tipo "hummocky". En los surcos de las artesas pueden encontrarse acumulaciones poco densas de fósiles, fundamentalmente *Chlamys seniensis*.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

Por encima del conglomerado basal de andesitas, los cantos que aparecen en la sección son casi exclusivamente de cuarcitas muy redondeadas. El cambio en la composición de los cantos entre el nivel basal y el resto es muy brusco, de forma que por encima del conglomerado basal prácticamente no existen cantos volcánicos. La ausencia de cantos volcánicos evidencia que el área fuente son los relieves metamórficos de Sierra Cabrera, situados al N (Fig. 6.1). La constante presencia de material terrígeno grueso a lo largo de toda la unidad pliocena indica que se formó en un ambiente deltaico.

Todos los fósiles están muy fragmentados, desarticulados y abrasionados, lo que pone de manifiesto un ambiente continuamente sometido al oleaje de tormentas.

1.a.- En el primer tramo hay estratificaciones cruzadas en artesa de gran escala y, en menor proporción, estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo y unidireccionales. Este cortejo de estructuras indica depósitos litorales (intermareales-submareales) producidos por el retrabajamiento del sedimento deltaico por las corrientes marinas durante los periodos sin descarga del delta. Son muy frecuentes los cuerpos canalizados con rellenos granodecrecientes hacia arriba, que pueden corresponder a pequeños canales distributarios.

Aparecen pequeños rodolitos con una cubierta de algas corallináceas muy delgada, rodeando un núcleo de gran tamaño en relación con la envuelta algal. Este tipo de rodolitos son típicos de zonas litorales (Braga y Martín, 1988; Aguirre *et al.*, 1993). El crecimiento de las algas es preferencialmente masivo, morfología adaptada a resistir mejor las condiciones de alta energía en un medio somero (Bosellini y Ginsburg, 1971; Adey y Macintire, 1973; Braga y Martín, 1988; Bosence, 1991; Aguirre *et al.*, 1993).

1.b-1.c.- En los dos tramos siguientes las condiciones de observación son bastante pobres. Como rasgo significativo, se encuentran niveles de acumulación de fósiles con muros irregulares y gradación normal. Se interpretan como depósitos residuales por aventado de material fino producido por tormentas. Ambos tramos se depositaron en un medio submareal por encima del nivel de tormentas, lo que supone una profundización con respecto al primer tramo.

1.d.- En el último tramo el contenido en siliciclásticos aumenta hacia techo. Se observan capas con estratificaciones cruzadas de tipo "hummocky", típicas estructuras producidas por tormentas.

En resumen, durante el depósito de los materiales pliocenos en la sección Rambla de Carboneras prevalecieron condiciones ambientales submareales con alta turbulencia, con procesos episódicos de tormentas y repetidos aportes de material siliciclástico.

Sección Barranco del Hondo

Esta sección está localizada unos 3 km al S de Carboneras, a la izquierda de la desembocadura del Barranco del Hondo (Fig. 6.1). Los materiales que afloran en esta sección se pueden seguir en continuidad de afloramiento hacia el S, hasta los relieves volcánicos que forman los acantilados de la playa de los Muertos, y hacia el W, siguiendo el curso del barranco. Los depósitos pliocenos, formados por una sola unidad, son muy monótonos en facies en toda la sección. Sin embargo pueden diferenciarse tres tramos (Fig. 6.57).

1.a.- El tramo basal comienza con un nivel de cantos de andesitas junto con algunos bloques de fragmentos de corales. Estos últimos proceden de la destrucción del complejo arrecifal messiniense situado en la Mesa Roldán, relieve localizado un poco más al S (Fig. 6.1).

1.b.- Por encima hay unas calcarenitas fosilíferas, bastante monótonas, formadas por la trituración de fósiles con algunos cantos de andesitas muy dispersos en la matriz. Presentan estratificaciones cruzadas planares o en artesa de bajo ángulo. El empaquetamiento es denso y el volumen varía entre el 25 % y el 30 %. Los fósiles más abundante son briozoos, balánidos, equinodermos, pectínidos y fragmentos de algas corallináceas. En general, están muy fragmentados y muestran un alto grado de abrasión. Los briozoos forman colonias esféricas o hemiesféricas y adeoniformes.

En las calcarenitas se intercalan algunos niveles de acumulación de fósiles, con espesores que oscilan entre 3 y 14 cm, bastante continuos en la horizontal. En función del grado de conservación de la fauna se distinguen dos tipos de niveles. Por un lado, hay unas acumulaciones que tienen una morfología irregular, sin muro ni techo definidos. Aparece una cantidad considerable de organismos completos, aunque desarticulados, junto a una alta proporción de fragmentos. Dominan los restos con la concavidad hacia abajo y hay una orientación preferencial concordante. Predominan las algas corallináceas, *Chlamys* spp y colonias esféricas o hemiesféricas y adeoniformes de briozoos.

Por otro lado, hay niveles de acumulación con gran cantidad de restos articulados y, en algunos casos, conservados en posición de crecimiento, como es el caso de algunas colonias adeoniformes de briozoos. Ocasionalmente, se encuentran acumulaciones discontinuas preservadas *in situ* de *Neopycnodonte cochlear*.

El único cambio apreciable en la vertical dentro de este tramo es la variación en el grado de fragmentación y en el tamaño de grano. Se produce una disminución en el tamaño de los bioclastos hacia la parte central que cambia de polaridad hacia la parte alta.

1.c.- El último tramo está formado por una alternancia pobremente estratificada de niveles de acumulación de fósiles y calcarenitas-arenas bioclásticas. Los segundos presentan una estratificación cruzada planar de bajo ángulo unidireccional mal definida. El sentido de migración de las estructuras es hacia el norte. Muestran un empaquetamiento denso a poco denso, con un volumen del 20 %. Los restos más abundantes son de *Ostrea edulis*. No obstante, cabe resaltar un nivel formado por una acumulación de *Isognomon* sp, *Strombus* sp, *Ostrea edulis* y algas corallináceas. Entre estas últimas dominan *Lithothamnion* sp, *Mesophyllum* sp, *Lithophyllum incrustans* y, en menor proporción, *Lithophyllum pustulatum* y *Spongites* sp.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

Esta sección muestra una evolución vertical con disminución del tamaño de los bioclastos hasta la mitad de la sección y un nuevo incremento hacia el final. La alta fragmentación, desarticulación y abrasión de los restos a lo largo de toda la unidad, además de las estructuras sedimentarias, indican un medio bastante turbulento, sometido a un continuo movimiento en el fondo por el oleaje de tormentas.

1.a.- Los cantos del tramo inferior rellenan una superficie erosiva previa, enrasando el paleorrelieve.

1.b.- Dentro de este tramo caben resaltar los diferentes tipos de acumulaciones de fósiles. Ocasionalmente aparecen pequeñas acumulaciones en las que parte de los organismos mantienen la posición original de crecimiento, por ejemplo colonias adeoniformes de briozoos o *Neopycnodonte*, y otros están fragmentados y desarticulados, aunque no abrasionados. Únicamente se encuentran en posición de vida aquellos organismos con un hábitat cementado que carecen de potencial de escape (Kranz, 1972a; 1972b) frente a enterramientos. Este sesgo de preservación por el modo de vida significa que los organismos con cierta capacidad de movimiento escaparon al enterramiento. El hecho de que sean concentraciones pequeñas, aparezcan sólo organismos cementados y exista mezcla tafonómica sugiere que se produjeron los enterramientos por desplazamiento de las estructuras sedimentarias durante episodios de reactivación. Este modelo puede explicar una buena preservación de restos en un ambiente aparentemente muy energético.

Otros niveles tienen bases irregulares y techos y muros no definidos. Estas concentraciones se interpretan, igual que ha sido propuesto para otros niveles con características similares, como acumulaciones residuales debidas al aventado por tormentas.

1.c.- Los cuerpos de geometría tabular, con megaestratificación cruzada planar buzando hacia el N, se interpretan como depósitos de playas.

Entre la fauna reconocida en estos materiales se encuentran moldes de *Strombus* sp, gasterópodo típico de depósitos de playas cuaternarias de la vertiente mediterránea de la Península Ibérica (Baena *et al.*, 1981; Goy y Zazo, 1982; 1986; Zazo *et al.*, 1984; Goy *et al.*, 1986). Aparecen algas corallináceas formando costras con algunos crecimientos columnares pequeños. Este tipo de desarrollo se conoce con el nombre de "trottoir" (Blanc y Moliner, 1955; Bosence, 1985; Ros *et al.*, 1989), y caracteriza zonas litorales submareales someras.

Un aspecto llamativo de esta sección es la ausencia de moldes en la zona basal e intermedia y su presencia significativa en la última parte. Esta preservación diferencial puede responder a mecanismos de cementación temprana de los organismos originalmente aragoníticos (Kidwell y Bosence, 1991). Este proceso se ve favorecido en zonas someras, donde la proximidad a la zona de mezcla favorece la precipitación temprana de carbonato cálcico (Hannor, 1978; James y Bone, 1991; 1992; Kindler y Bain, 1993; Beach, 1993; Kimbell y Humphrey, 1994). Esto coincide con el ambiente litoral propuesto para los cuerpos tabulares del final de la serie pliocena.

ANALISIS DE TAFOFACIES

En los depósitos pliocenos de las cuencas de Almería-Níjar y Carboneras y del área del Poniente Almeriense se pueden definir varias tafofacies que corresponden a los distintos ambientes sedimentarios diferenciados. En este apartado describiré 5 tafofacies: tafofacies de plataforma externa; tafofacies de plataforma interna distal; tafofacies de plataforma interna proximal; tafofacies de bahía protegida alimentada y tafofacie de cordón litoral.

TAFOFACIES 1: TAFOFACIES DE PLATAFORMA EXTERNA

Esta tafofacies está caracterizada por arcillas masivas. Tiene una abundancia y diversidad de fósiles relativamente alta. Entre los atributos tafonómicos que definen esta tafofacies destaca el excelente grado de preservación de los fósiles. No forman niveles discretos, sino que están muy dispersos en el sedimento. Los restos con concha original aragonítica se conservan con la mineralogía original. No obstante, son frecuentes los bioclastos que sólo conservan algunas capas de la concha, con una textura pulverulenta, lo que significa que las conchas han estado afectadas por disolución. Esta tafofacies corresponde a los depósitos de plataforma externa, por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas.

Entre los factores que controlan esta tafofacies, el factor clave es una tasa de sedimentación moderada a alta, que condicionó el excelente grado de preservación de los fósiles e inhibió la formación de niveles discretos, dispersándolos en el sedimento. Una interacción entre todos los procesos anteriores favoreció una serie de fenómenos fosildiagenéticos, aspecto que se comentará más adelante.

La ausencia de señales sedimentarias episódicas indica que los procesos tafonómicos ocurridos durante las condiciones normales prevalecen en esta tafofacies. Mientras que la sedimentación diluyó los bioclastos, la bioturbación originó concentraciones locales en el interior de trazas individuales, o en pequeñas concentraciones posteriormente realizadas por los mecanismos fosildiagenéticos (ver más adelante). La remoción del sedimento por los organismos tuvo un doble efecto sobre los fósiles. Por un lado, contribuyó a la preservación de conchas intactas, acumulándolas en el interior de trazas de bioturbación, al alejarlas de la zona tafonómicamente activa, muy delgada en este tipo de medios (Powell *et al.*, 1989). Por otro, tuvo un efecto destructivo ya que desarticuló los bivalvos y desorientó los organismos de su posición de crecimiento.

El ambiente disaeróbico favoreció la formación de pirita, que usualmente recubre las paredes de las trazas (posteriormente alterada a limonita). Según Speyer y Brett (1991), este mecanismo es típico de las señales tafonómicas que llaman de cooperación ("cooperating signatures"), ya que las condiciones normales de partida catalizaron los procesos fosildiagenéticos posteriores. El tipo de sedimento y las acumulaciones producidas por la bioturbación también originaron señales tafonómicas de cooperación. La disolución parcial del aragonito de las conchas creó una orla enriquecida en CO_3Ca , ya que la textura del sedimento inhibió la movilización de los fluidos a grandes distancias. En consecuencia, el espacio intersticial alcanzó el grado de sobresaturación en CO_3Ca con la subsecuente precipitación.

En la tafofacies de plataforma externa distal se incluyen las arcillas azules de la base de la primera unidad pliocena de la cuenca de Almería-Níjar y del Campo de Dalías.

TAFOFACIES 2A: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA DISTAL

Esta tafofacie está caracterizada litológicamente por limos y arenas finas intensamente bioturbados, entre los que se intercalan niveles de tempestitas distales, constituidos por acumulaciones de fósiles. Estos niveles tienen escaso espesor (menos de 10 cm), muros ligeramente irregulares, granoselección normal y cierta continuidad lateral. Básicamente, son depósitos de areniscas masivas cementadas, con señales tafonómicas discretas diferentes a las inducidas por las tormentas, aspecto que se tratará más adelante.

Desde el punto de vista de los atributos tafonómicos, existe una clara diferencia entre las asociaciones de fósiles de los sedimentos interniveles y de las capas de acumulación. Las primeras son de baja diversidad y abundancia, estando dominados por trazas de bioturbación. Estas homogeneizan todo el sedimento, pudiendo obliterar alguno de los procesos episódicos. Los restos muestran un excelente grado de preservación, muchos de ellos conservados en posición de vida, completos y con la ornamentación intacta. La desarticulación, que afecta preferencialmente a las formas episedimentarias, es alta y está ligada a la bioturbación o a la descomposición del ligamento antes del enterramiento. Asimismo, la bioturbación condicionó la existencia de una orientación aleatoria de la concavidad de las conchas. El factor clave que controló la preservación de los restos es una tasa de sedimentación alta. Es decir, no difiere de la tafofacies anteriormente descrita.

En los niveles de acumulación hay atributos tafonómicos mixtos, ya que se encuentran restos prácticamente intactos y otros muy alterados. Este modelo de preservación está controlado por los procesos propios de las tormentas. Así, los fósiles bien preservados (articulados, completos e incluso en posición de vida) son el material residual que no se

aventa durante la tormenta. Los restos fragmentados y abrasionados son el resultado de la destrucción por la alta energía de las tormentas, que son redepositados durante la resaca. En estos niveles, la abundancia y diversidad de fósiles es mayor que en el sedimento circundante, lo que puede deberse a la mezcla de elementos para-autóctonos y alóctonos y/o a un mayor potencial de preservación debido a los fenómenos de tormentas (ver más adelante).

En esta tafofacies es fácil diferenciar los procesos tafonómicos episódicos y "background". Los fenómenos "background" están representados en los sedimentos interniveles. Como se ha visto anteriormente, durante las condiciones normales prevalecieron tasas de sedimentación elevadas y un alto retrabajamiento del sedimento por los organismos bioturbadores. Estos dos procesos contralan las señales tafonómicas discretas de "background". En estos sedimentos se producen señales tafonómicas de cooperación semejantes a las descritas en la tafofacies precedente.

Las tormentas producen señales discretas episódicas, fácilmente separables de las anteriores. Asimismo, la preservación diferencial de fósiles genera señales tafonómicas conflictivas ("conflicting signatures" según Speyer y Brett, 1991), ya que en niveles tempestíticos hay restos delicadamente preservados. En los casos estudiados, la existencia de diversos ejemplares de cetáceos parcialmente articulados junto a pequeños fragmentos de invertebrados es el ejemplo más significativo.

En esta tafofacies se incluyen los niveles de areniscas anaranjadas cementadas, interpretados como flujos de granos descritos en diferentes secciones de la cuenca de Almería-Níjar. Su depósito responde a un fenómeno episódico, pero sus atributos tafonómicos son semejantes a los del sedimento interniveles. Algunos presentan concentraciones de fósiles en perfecto estado de preservación: más de la mitad de los bivalvos están articulados, muchos de ellos permanecen en posición de vida, hay un alto porcentaje de restos completos y dominaron los organismos endosedimentarios de conchas aragoníticas, conservados como moldes. No obstante, el volumen de restos es más elevado que en el sedimento interniveles. Los fósiles que contienen representan concentraciones durante las condiciones normales ("background"), sepultadas en un enterramiento catastrófico. Al provenir el sedimento de zonas más someras, llega enriquecido en CO_3Ca , lo que, posteriormente, favoreció la cementación temprana y la preservación de los fósiles. Esto indica que los niveles de flujo de granos reflejan señales tafonómicas de cooperación en el sentido de Speyer y Brett (1991).

Esta tafofacies representa la mayor parte de los depósitos limosos masivos, con niveles de tempestitas, de la primera unidad pliocena descrita en la cuenca de Almería-Níjar. En el Campo de Dalías son los sedimentos del tramo 1b.

TAFOFACIES 2B: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA PROXIMAL

Esta tafofacies engloba sedimentos formados en ambientes afectados por tormentas. Son arenas y calcarenitas-calcirruditas, con intercalaciones de tempestitas con evidencias de proximalidad, como amalgamaciones o niveles de varias decenas de centímetros de espesor, entre otros (Seilacher y Aigner, 1991; Einsele y Seilacher, 1991). Estas intercalaciones están formadas por capas calcirrudíticas de acumulaciones de fósiles. En los ejemplos estudiados, la diversidad no experimenta grandes variaciones respecto a las tafofacies anteriormente descritas. No obstante, la abundancia se incrementa substancialmente, con densidades de restos superiores al 25 %. Varias especies de *Chlamys* son los elementos más representados en esta tafofacies en los ejemplos estudiados. En general, las algas corallináceas constituyen una parte importante de los de la asociación de fósiles y, localmente, son los organismos predominantes, ya que forman niveles de acumulación de rodolitos.

Los fósiles originalmente aragoníticos se preservan como moldes y los calcíticos muestran, en algunos casos, evidencias de disolución, ya que sólo conservan algunas capas de sus conchas y tienen textura pulverulenta. No obstante, los moldes están mucho mejor formados en los niveles de acumulación que en los sedimentos circundantes. En esta tafofacies la inmensa mayoría de los fósiles tiene un alto grado de alteración tafonómica, y muestran evidencias de diversas señales tafonómicas que interactúan entre sí de forma compleja. Los principales factores claves involucrados son una tasa de sedimentación reducida y un continuo retrabajamiento por el oleaje de tormentas. Ambos factores condicionan periodos considerables de exposición en el fondo, que pudieron influir en la disolución parcial de conchas calcíticas.

Los sedimentos interniveles reflejan las condiciones de sedimentación normales. Los atributos tafonómicos de los fósiles englobados en estos materiales indican un sesgo tafonómico destructivo. En este tipo de ambientes la zona tafonómicamente activa es relativamente potente (Powell *et al.*, 1989). Como consecuencia, el continuo aventado del sedimento por el oleaje de tormentas produce una alteración tafonómica en las conchas. La homogeneización del sedimento por bioturbación o, como ocurre en otros casos, la imposibilidad de diferenciar niveles discretos condiciona que no se puedan identificar las señales tafonómicas discretas debidas a las condiciones normales de las episódicas. Esto produce señales tafonómicas compuestas, en las que las señales discretas producidas durante las condiciones normales son alteradas o sobreimpuestas a las señales discretas de los fenómenos episódicos y viceversa.

Los niveles de tempestitas representan señales tafonómicas discretas episódicas. Otras señales tafonómicas episódicas están representadas por los depósitos deltaicos que progadan

sobre los sedimentos de plataforma. Usualmente son concentraciones de fósiles con atributos tafonómicos similares a los de los tempestitas. En el caso de amalgamaciones internas, o de niveles de tormentas o de canales deltaicos, se constata una superposición de eventos discretos, formándose acumulaciones complejas o de eventos múltiples de Kidwell (1991b). Los atributos tafonómicos de los fósiles contenidos en los niveles muestran evidencias de una alteración tafonómica importante. No obstante, ocasionalmente hay restos en perfecto estado de conservación. Esta buena preservación contrasta con las condiciones de alta turbulencia, por lo que se generan señales tafonómicas conflictivas.

El buen grado de conservación de algunos moldes de conchas aragoníticas en los niveles de acumulación se produce por una cementación temprana en un ambiente o microambiente enriquecido en CO_3Ca . Este hecho se puede explicar por dos procesos que pueden superponerse: a) Por un lado, las tormentas concentran restos en niveles discretos que pueden ser potenciales fuentes de carbonato cálcico, para una cementación temprana posterior. Es decir, el aragonito comenzaría su disolución creando un microambiente en el que los fluidos intersticiales se enriquecen en carbonato progresivamente, hasta alcanzarse niveles de saturación y precipitar (Speyer y Brett, 1986; Aguirre y Ferriz, 1993; Fleming, 1993; Bjørkum, 1994). b) Por otro, la entrada de material procedente de zonas someras tras la resaca de la tormenta pudo introducir aguas enriquecidas en carbonato cálcico disuelto que favoreció la precipitación temprana (Brett y Baird, 1986; Speyer y Brett, 1991). En ambos casos, la cementación temprana produce señales tafonómicas de cooperación (“cooperating signatures”).

En resumen, la tafofacies de plataforma interna proximal está caracterizada por atributos tafonómicos indicativos de alta destrucción y por la interacción compleja de diferentes señales tafonómicas que enmascaran las señales discretas de los procesos episódicos y normales.

En esta tafofacies se incluyen los tramos superiores de la primera unidad pliocena del Campo de Dalías, de la cuenca de Almería-Níjar y de la cuenca de Carboneras.

TAFOFACIES 3: TAFOFACIES DE BAHIA PROTEGIDA ALIMENTADA

Esta tafofacies se define para describir las particularidades tafonómicas reconocidas en los depósitos de la segunda unidad pliocena de la cuenca de Almería-Níjar. Refleja unas condiciones paleoambientales de baja turbulencia pero con un importante influjo terrígeno en abanicos deltaicos. Esta tafofacies está caracterizada por sedimentos siliciclásticos gruesos con atributos tafonómicos indicativos de una escasa turbulencia: alto porcentaje de restos articulados, en posición de vida, completos y no abrasionados. Se han conservado casi

exclusivamente fósiles con esqueletos calcílicos. Las concentraciones de fósiles muestran un sesgo de preservación hacia organismos con un hábito de vida episedimentario, fijos al substrato por un biso o cementados. Esto se explica por que son depósitos de ambientes litorales rocosos, medios dominados por ese tipo de organismos (Beckvar, 1988; Beckvar y Kidwell, 1989; Harris, 1990). Los organismos de vida libre han dejado un escaso registro, ya que son escasos en este tipo de ambientes (e.g. Harris, 1990) y porque carecen de esqueleto o es de aragonito, que se disuelve en la inmensa mayoría de los casos durante la fosildiagénesis. Los restos endosedimentarios únicamente se han conservado en niveles con unas condiciones de partida favorables para la cementación temprana, aspecto que se comentará más adelante.

Los factores clave que controlan los atributos y las señales tafonómicas de esta tafofacies son una sedimentación episódica y una baja energía del medio. Durante las condiciones normales el fondo es colonizado por organismos. La actividad de los abanicos deltaicos produce depósitos episódicos que sepultan las comunidades desarrolladas previamente, manteniéndolas en su posición original. La baja energía del medio inhibió el retrabajamiento posterior a las avalanchas de terrígenos, preservando asociaciones de fósiles muy aproximadas a las comunidades originales. El sedimento que sepulta las comunidades originales realza las señales tafonómicas discretas producidas durante las condiciones normales, por lo que se producen señales tafonómicas, compuestas o constructivas. Otros fenómenos episódicos están producidos por tormentas que generan concentraciones de fósiles en niveles discretos. En estos casos, los restos muestran señales de cierta alteración tafonómica, representando las señales tafonómicas discretas episódicas.

Determinadas acumulaciones de restos contienen moldes de conchas aragoníticas muy bien formados, lo que indica una cementación temprana. Son los bancos de coral que caracterizan la segunda unidad pliocena de la cuenca de Almería-Níjar y las acumulaciones de tormentas. Son concentraciones altas de fósiles, principalmente aragoníticos, que se disuelven y aportan el carbonato necesario para la cementación posterior, mecanismo ya comentada en otras ocasiones. Las condiciones iniciales favorecen los procesos fosildiagenéticos de disolución y cementación temprana, es decir, producen señales tafonómicas de cooperación.

TAFOFACIES 4: TAFOFACIES DE CORDON LITORAL

Esta tafofacies representa los depósitos más someros de las dos unidades pliocenas diferenciadas. Se caracteriza por sedimentos siliciclásticos gruesos, con escasos fósiles dispersos. Los atributos tafonómicos reflejan un alto grado de alteración tafonómica, producto

de la interacción conjunta de los procesos de las condiciones normales y episódicas. La alta energía del medio por el oleaje y las corrientes litorales produce un continuo reabajamiento de los restos durante las condiciones normales. Los fenómenos episódicos se deben al oleaje de tormentas, situación de alta energía con consecuencias también muy destructivas. Esta situación impide diferenciar las señales tafonómicas discretas episódicas de las producidas durante las condiciones normales, por lo que esta tafofacies está dominada por señales tafonómicas compuestas debido a la superposición de ambos procesos.

Las propias condiciones de partida, al tratarse de ambientes poco adecuados para los organismos, y la destrucción tafonómica provocan que se formen asociaciones de fósiles de baja abundancia y diversidad, dominadas prácticamente por ostreidos.

En la tafofacies de cordón litoral se engloban los depósitos del último tramo de la segunda unidad pliocena de la cuenca de Almería-Níjar y de la unidad de la cuenca de Carboneras.

ANÁLISIS SECUENCIAL

DIVISIONES MAYORES DEL PLIOCENO DE ALMERIA

a) Cuenca de Almería-Níjar.- En la cuenca de Almería-Níjar se pueden reconocer dos unidades dentro del Plioceno. Como se ha comentado en la Introducción a este capítulo, diversos autores han descrito y nombrado informalmente varias formaciones pliocenas en esta cuenca (Iaccarino *et al.*, 1975; Addicott *et al.*, 1978; 1979). En este trabajo se prescindirá de esa nomenclatura ya que es confusa y, en muchos casos, no queda suficientemente claro a que materiales se refiere. En lo sucesivo serán denominadas, de más antigua a más moderna, como Unidad I y Unidad II. Ambas unidades están separadas por una discontinuidad con representación en toda la cuenca y cuyas características serán descritas a continuación.

b) Poniente Almeriense o Campo de Dalías.- En este área también se han descrito dos unidades estratigráficas dentro del conjunto Plioceno, que serán denominadas Unidad I y Unidad II. La Unidad II únicamente ha sido reconocida en el afloramiento de Balanegra, donde se dispone sobre la Unidad I fosilizando una falla (Cuesta de los Alacranes) o bien en discordancia angular y erosiva (Canteras de áridos).

Addicott *et al.* (1978; 1979) también identificaron dos unidades en el Poniente Almeriense pero diferentes de las que se definen en este trabajo. La unidad inferior de estos autores, formación Loco, es equivalente a las arcillas azules y limos de la sección Balerna y del afloramiento Matagorda-Almerimar aquí descritas. La superior, formación Entinas, corresponde a las calcarenitas de la parte alta del afloramiento Matagorda-Almerimar. Como se desprende de la descripción de este afloramiento, la transición entre ambas litologías se hace de forma gradual, por lo que se consideran integrantes de una misma unidad, en este caso la Unidad I.

Rodríguez-Fernández y Martín-Penela (1993) han reconocido dos unidades pliocenas, una correspondiente a margas grises que atribuyeron al Plioceno inferior no basal y otra unidad de arenas margosas y calcarenitas, que identificaron con la formación Loco de Addicott *et al.* (1978; 1979), asignada al Plioceno medio-superior. La primera unidad de Rodríguez-Fernández y Martín-Penela (1993) equivale al primer tramo y la segunda al segundo y tercero definidos aquí en el afloramiento Matagorda-Almerimar. Como acabo de señalar, estos tramos cambian de forma gradual en una sección continua y, por tanto, se consideran pertenecientes a una misma unidad, Unidad I de este trabajo.

c) Cuenca de Carboneras. - En la cuenca de Carboneras sólo he reconocido una unidad pliocena. Montenat *et al.* (1990b) han señalado la existencia de dos unidades separadas por una discordancia, equivalentes al Plioceno I y Plioceno II definidos por Montenat (1973; 1977). No obstante, la relación estratigráfica entre estas dos unidades no ha sido observada en las áreas aquí estudiadas. Por la situación estratigráfica de la unidad superior de estos autores (directamente sobre el substrato) y sus facies (depósitos litorales similares a los que afloran al N de la Mesa Roldán) es probable que pertenezca a la única unidad pliocena descrita en este trabajo. Van der Poel (1991) ha indicado la presencia de dos unidades pliocenas haciendo referencia al área de Carboneras, pero su zona de estudio se sitúa en la zona oriental de la cuenca de Almería-Níjar, fuera del dominio paleogeográfico de la cuenca de Carboneras (ver Paleogeografía más adelante).

Por todo lo expuesto, para el análisis secuencial del Plioceno de la cuenca de Carboneras sólo haré referencia a una unidad, denominada Unidad I.

CARACTERIZACION DEL CONTACTO ENTRE UNIDADES

a) Cuenca de Almería-Níjar. - La Unidad II se dispone siempre sobre materiales pertenecientes a la Unidad I. El contacto entre ambas puede observarse a lo largo de la Rambla de la Sepultura. En los afloramientos situados hacia el N es una discordancia angular, con un ángulo de inclinación muy bajo (inferior a 10°), por lo que en muchos casos es difícil de reconocer. Hacia el S, por el contrario, hay concordancia geométrica entre las dos unidades y la superficie límite presenta características diferentes dependiendo de los afloramientos. Así, por ejemplo, en la sección de Rambla de la Sepultura S dicha superficie muestra una intensa bioturbación por *Thalassinoides*. Se trata de un caso similar al comentado para el contacto entre las Unidades I y II en la provincia de Cádiz. Es decir, es una superficie de omisión con unas condiciones de fondo estable, un escaso o nulo aporte de sedimento y un cierto grado de firmeza ("firmground"). Sólo se ha preservado la red de galerías horizontales de las trazas de *Thalassinoides*, que aparecen rellenas con el sedimento de la unidad suprayacente. Tuvo que producirse, por tanto, una erosión previa o simultáneamente al depósito de la Unidad II que eliminó el tramo de sedimento por donde penetraba el túnel vertical de las trazas de *Thalassinoides* (Fig. 5.24).

Al S de la sección Rambla de la Sepultura S las trazas que se encuentran son verticales, cilíndricas, con un recubrimiento interior calcáreo muy fino, con el extremo inferior cerrado y el superior abierto en forma de ocho. Estas características son típicas del icnogénero *Gastrochaenolites*, traza atribuida a las galerías de habitación producidas por bivalvos pertenecientes a las superfamilias Gastrochaenacea y Pholadacea (Evans, 1970;

Pemberton y Frey, 1985; Bottjer y Ausich, 1986). Los ejemplos encontrados en Almería-Níjar son muy similares a las criptas que forma el bivalvo *Eufistulana* (Gastrochaenacea). No obstante, es difícil atribuir con precisión estas trazas a un organismo concreto.

Según Pemberton y Frey (1985) *Gastrochaeonolites* es un icnogénero típico de la icnofacies de *Glossifungites* definida por Seilacher (1967). A diferencia de *Thalassinoides*, que puede darse en substratos con diferentes grados de consistencia y en distintas icnofacies (Lewis y Ekdale, 1992), *Gastrochaeonolites* es característico de un fondo firme (Seilacher, 1967; Pemberton y Frey, 1985; Ekdale, 1985; 1988; Bromley, 1990; Frey *et al.*, 1990).

El dispositivo general de discordancia angular hacia el N y concordancia geométrica hacia el S indica la atenuación de la discordancia hacia el centro de cuenca. Esto refleja una variación en el tipo de límite inferior de la Unidad II, siendo de tipo 1 en los afloramientos septentrionales y pasando lateralmente a un límite de tipo 2 distalmente, hacia el S. Este contacto significa un cambio importante en las condiciones deposicionales, más pronunciado en las secciones meridionales. Aquí, se pasa de un ambiente de plataforma por debajo del nivel del oleaje de tormentas (techo de la Unidad I) a depósitos litorales-sublitorales (base de la Unidad II).

b) Poniente Almeriense.- En el área del Poniente Almeriense el único punto donde se encuentran las dos unidades atribuibles al Plioceno es el afloramiento de Balanegra. Tanto en las canteras de áridos como en la Cuesta de los Alacranes, una discordancia angular separa las dos unidades. En el segundo afloramiento la Unidad II reposa sobre la Unidad I, fosilizando una falla que afectó a esta última. Esta relación estratigráfica evidencia la existencia de una etapa de actividad tectónica entre el depósito de las dos unidades.

El carácter erosivo del contacto indica que se trata de un límite de tipo 1 (Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988).

DIVISIONES INTERNAS DE CADA UNIDAD

UNIDAD I

a) Cuenca de Almería-Níjar.- La Unidad I en la cuenca de Almería-Níjar muestra, en general, una evolución vertical somerizante. No obstante, desde el punto de vista de la evolución interna de la Unidad I, se pueden distinguir dos áreas. Por un lado, los afloramientos distribuidos a lo largo de la Rambla de la Sepultura y, por otro, el afloramiento Polígono Industrial, situado en el margen oriental de la Sierra de Gádor.

Rambla de la Sepultura

Los afloramientos estudiados a lo largo de esta rambla son, de N a S, los del Palmo de Salas, Saccarino, Las Corralizas y Rambla de la Sepultura (Fig. 6.1). En los materiales que constituyen la Unidad I en estas secciones se reconocen dos cortejos sedimentarios. Los depósitos inferiores de la Unidad I son las arcillas azules que afloran en el núcleo del anticlinal, cuyo eje pasa al S del Palmo de Salas. Las condiciones deposicionales inferidas para estos materiales indican que son los sedimentos más profundos de esta unidad, formados en un ambiente ligeramente empobrecido en oxígeno (facies disaeróbicas). Como han señalado diversos autores, estas condiciones suelen darse en la situación de máxima inundación marina (Hallam, 1984; Kauffman, 1988; Wetzel, 1991; Kidwell, 1991c; Haq, 1991). Por ello, se pueden interpretar como los depósitos del máximo transgresivo pertenecientes al cortejo sedimentario transgresivo.

La base de la Unidad I no aflora en ninguna de las secciones estudiadas a lo largo de esta rambla. No obstante, allí donde se observa la relación entre el Plioceno y el substrato, aparece un depósito residual ("lag") transgresivo constituido por bloques erosionados del basamento mioceno o Alpujárride. Estos materiales son típicos del inicio de una transgresión (Posamentier y Vail, 1988; Haq, 1991; Vail *et al.*, 1991).

Los materiales que se superponen a las arcillas muestran una somerización progresiva producida por el continuo avance de las facies deltaicas de la formación Abrijoa. Estos depósitos pueden interpretarse como las facies del cortejo sedimentario de alto nivel del mar.

Según este esquema, la Unidad I corresponde al modelo VIII de Einsele y Bayer (1991) de ciclos sedimentarios en ambientes de plataforma media-externa, con los depósitos del cortejo sedimentario transgresivo en facies anóxicas o disaeróbicas, limitados a la parte inferior de la Unidad I y el resto de los depósitos representando el cortejo sedimentario de alto nivel del mar. Estos autores proponen que este modelo es el resultado de un evento transgresivo súbito. Este modelo de subida rápida del nivel del mar es congruente con una inundación catastrófica del Mediterráneo al inicio del Plioceno, reconocida por numerosos autores (Nesteroff *et al.*, 1972; Cita, 1972; 1973; Cita y Ryan, 1973; Hsü *et al.*, 1973; Zijderveld *et al.*, 1986; Hilgen y Langereis, 1993, entre otros). Usualmente, este evento se hace coincidir con la reinstauración de las condiciones marinas normales en el Mediterráneo tras el depósito de los yesos durante la Crisis de Salinidad Messiniense (e.g. Cita, 1972; 1973; Cita y Ryan, 1973; Hilgen y Langereis, 1993). Sin embargo, entre la transgresión de la base del Plioceno y el depósito de los yesos messinienses existe, al menos en el Mediterráneo occidental (SE de la Península Ibérica y Baleares), una recuperación eustática

que condicionó la formación de los materiales pertenecientes al Miembro Sorbas, atribuido al Messiniense terminal (Braga y Martín, 1992; Martín y Braga, 1994).

Afloramiento Polígono Industrial

Las condiciones de depósito de la Unidad I en este afloramiento son bastante constantes, por lo que resulta difícil realizar un análisis secuencial siguiendo las variaciones de facies. Sin embargo, se pueden hacer algunas observaciones en la geometría de los cuerpos que componen la unidad. En este sentido, es posible diferenciar dos conjuntos de materiales que representan ciclos sedimentarios completos, separados por una superficie de truncamiento. El primer ciclo sedimentario está integrado por los dos primeros tramos en los que he dividido la Unidad I. Los otros dos tramos constituyen el segundo ciclo. Dentro de cada ciclo se pueden diferenciar a su vez, conjuntos de materiales que representan los diferentes cortejos sedimentarios que los conforman.

El primer ciclo comienza con un depósito de "lag" transgresivo, formado por los bloques y brechas procedentes del basamento que engrasan y fosilizan el paleorrelieve excavado en el substrato. Corresponden, por tanto, a los primeros niveles del cortejo sedimentario transgresivo. El cortejo sedimentario de bajo nivel del mar no ha dejado ninguna señal sedimentaria, y debe estar contenido en la superficie erosiva que limita el Plioceno con el substrato.

Por encima de las brechas y bloques se superponen diferentes cuerpos con una geometría de solapamiento expansivo. Este ordenamiento estratigráfico registra la progresión del cortejo sedimentario transgresivo (e.g. Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991).

El cambio de un patrón retrogradante a uno progradante se produce a partir del primer nivel de areniscas cementadas de la base del segundo tramo (Fig. 6.58). Esta variación en el ordenamiento interno marca el inicio de los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar. Este cortejo sedimentario acaba con la superficie de truncamiento con la que se inicia el tercer tramo, es decir, el segundo ciclo sedimentario.

Dentro de este primer ciclo sedimentario se puede diferenciar, a su vez, dos ciclos sedimentarios de orden mayor separados por una superficie de truncamiento, dispositivo que se pone de manifiesto por la geometría de las capas (Fig. 6.58). Así, el conjunto de capas retrogradantes (con un ordenamiento interno de solapamiento expansivo) de la base corresponde con el cortejo sedimentario transgresivo. Se superponen unos niveles progradantes, que representan el cortejo sedimentario de alto nivel del mar. Este ciclo finaliza con una superficie de truncamiento erosivo que es seguida de otro ciclo sedimentario completo (Fig. 6.58).

La base del tercer tramo coincide con el inicio del segundo ciclo sedimentario, constituido también por el cuarto tramo diferenciado. Esta división en dos tramos responde a los diferentes cortejos sedimentarios de este segundo ciclo. Así, el tercer tramo muestra un patrón retrogradante hasta alcanzar el máximo expansivo con el nivel de calcarenitas de algas corallináceas bioturbadas por *Thalassinoides* (cf. descripción de la sección Polígono Industrial). Por tanto, este tramo se puede interpretar como el cortejo sedimentario transgresivo. Coincidiendo con el máximo transgresivo se alcanzan los valores mínimos en la tasa de sedimentación (Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991; Haq, 1991). Este contexto es favorable para la colonización del fondo por organismos bioturbadores (Haq, 1991), en este caso los crustáceos thalasinidos. Asimismo, la alta concentración de algas corallináceas que se produce en este nivel también representa un mínimo en la entrada de terrígenos.

Como puede comprobarse, en este ciclo tampoco se puede identificar el cortejo sedimentario de bajo nivel del mar. Probablemente esté contenido en la superficie basal del tercer tramo.

El cuarto tramo está marcado por la progradación de las facies deltaicas de la formación Abrija, mejor desarrolladas en la parte media y final de la sección. Estos sedimentos representan el cortejo sedimentario de alto nivel del mar.

Dentro de este ciclo sedimentario se observa un dispositivo geométrico de capas que constituye dos ciclos sedimentarios de orden mayor similares al comentado anteriormente para el ciclo sedimentario formado por los dos primeros tramos.

b) Poniente Almeriense o Campo de Dalías.- En este área las secciones más completas de la Unidad I están en los afloramientos de Balerna y de Matagorda-Almerimar. En ambos, la evolución vertical es similar y se reconoce el mismo ordenamiento interno.

Las facies más profundas, representadas por las arcillas azules, se encuentran en la base de la unidad. Como en el caso de los afloramientos de la Rambla de la Sepultura de la cuenca de Almería-Níjar, estos materiales se depositaron durante un máximo transgresivo y pueden interpretarse como los depósitos del cortejo sedimentario transgresivo.

Los sedimentos que se superponen a las arcillas basales presentan un patrón somerizante hasta el techo de la unidad y pueden interpretarse como los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar.

Los depósitos del cortejo sedimentario transgresivo están limitados al primer tramo, mientras que los que representan el cortejo sedimentario de alto nivel del mar corresponden a los dos tramos siguientes. Esto condiciona un ciclo sedimentario muy asimétrico,

originándose una arquitectura similar a la descrita para la Unidad I en los afloramientos de la Rambla de la Sepultura. Se trata, también en este caso, de un ciclo sedimentario de tipo VIII según Einsele y Bayer (1991), con desarrollo de facies empobrecidas en oxígeno en la base.

c) Area de Carboneras.- La Unidad I en el área de Carboneras muestra un ordenamiento interno diferente en el afloramiento N y en el S. En el segundo, estudiado en la sección Barranco del Hondo, el conglomerado basal de rocas volcánicas y fragmentos de coral se interpreta como un depósito residual transgresivo. El resto de los materiales que descansan sobre dicho nivel constituyen un conjunto somerizante producido por la progradación de las facies costeras sobre las submareales y se interpretan como el cortejo de alto nivel del mar.

Como en los ejemplos anteriores, se trata de un ciclo sedimentario muy asimétrico, integrado por un cortejo transgresivo limitado a un depósito residual y un cortejo sedimentario de alto nivel del mar que involucra la mayor parte del tiempo de depósito de la unidad.

En el afloramiento septentrional la Unidad I constituye un ciclo sedimentario con una evolución de profundización seguida de una somerización. Los diferentes tramos definidos con fines descriptivos responden a los cortejos sedimentarios que constituyen la unidad. A su vez, dentro de cada tramo se pueden identificar distintos cortejos sedimentarios que los conforman, que corresponden a ciclos sedimentarios de orden mayor.

Como se vio en la descripción de esta sección, el primer tramo muestra las facies más someras de la unidad, con depósitos de playas. Asimismo, tiene una geometría agradacional y ocupa un espacio muy reducido en la cuenca. El segundo tramo presenta un dispositivo expansivo sobre el primero, sobrepásandolo en una amplia superficie hasta disponerse sobre el substrato volcánico. Esta relación geométrica sugiere que el primer tramo corresponda a los depósitos de cuñas progradantes del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar. Estos materiales marcarían el punto más bajo del nivel del mar y el inicio del ascenso eustático (Posamentier y Vail, 1988; Haq, 1991; Vail *et al.*, 1991). Según Hunt y Tucker (1992), corresponderían al tramo de curva eustática que empieza justo después de superar el mínimo eustático. En cualquiera de los dos casos, representan los primeros depósitos de la subida del nivel del mar.

En el segundo tramo hay una profundización progresiva, alcanzándose el máximo en la mitad del tercer tramo, y se interpretan como los depósitos del cortejo sedimentario transgresivo. Esta interpretación está corroborada por la morfología de solapamiento expansivo que presentan las capas que forman ambos tramos. Además, el máximo en el contenido en bioclastos, localizado en la parte media del tercer tramo, coincide con el

mínimo en el contenido en siliciclásticos. Estas acumulaciones de fósiles se pueden interpretar como concentraciones formadas durante el máximo transgresivo.

En la segunda mitad del tercer tramo y en el cuarto tramo los depósitos son cada vez menos profundos y producidos por la progradación de facies submareales someras. Este patrón está evidenciado por la geometría progradante de ambos tramos. Corresponden, por tanto, a los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar.

Cada tramo se inicia con un mayor contenido en detríticos y tamaños de cantos mayores respecto al final del tramo precedente. Esto se interpreta como pulsos de progradación deltaica por reactivación de los relieves que se comportaban como áreas fuentes.

Como se ha comentado en la descripción e interpretación de esta sección, los dos primeros tramos están formados por sedimentos cada vez más profundos hacia techo. Este dispositivo parece corresponder a depósitos formados durante un cortejo sedimentario transgresivo. Cada nueva entrada de terrígenos provocada por la reactivación de los paleorrelieves trunca estos ciclos sedimentarios de orden de ciclicidad mayor. El tercer tramo, sin embargo, muestra un patrón de profundización hasta la mitad y luego de somerización. Parece, por tanto, que está formado por un ciclo sedimentario completo integrado por depósitos de los cortejos sedimentarios transgresivo y de alto nivel del mar respectivamente. Finalmente, el último tramo muestra una somerización continua, lo que representaría un cortejo sedimentario de alto nivel del mar.

UNIDAD II

Esta unidad tiene su máximo desarrollo en los afloramientos de Rambla de la Sepultura y Rambla Quebrada, por lo que el análisis secuencial estará centrado en estos afloramientos. Ya que en ambos casos los rasgos sedimentarios y estratigráficos son similares, se comentarán en común. En el Campo de Dalías no puede hacerse un análisis secuencial detallado de esta unidad dada su limitada exposición.

La división en dos tramos responde, en parte, a los diferentes cortejos sedimentarios que conforman la Unidad II. Como se comentó en la interpretación, los materiales del primer tramo son depósitos de bloques y conglomerados en zonas costeras de un abanico deltáico progradante. Hacia zonas proximales presentan un dispositivo de solapamiento expansivo hasta alcanzar el máximo en el último nivel de bloques del primer tramo. Este tramo corresponde, por tanto, a los depósitos de cuñas progradantes del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar.

Este tramo está formado por un potente desarrollo de conglomerados y bloques. Sin embargo, usualmente las facies del cortejo sedimentario de bajo nivel están muy limitadas espacial y verticalmente, aumentando su distribución según progresa la subida relativa del nivel del mar y se genera nuevo espacio de acomodación (Posamentier y Vail, 1988). Esto puede explicarse por que la Unidad II estuvo intensamente alimentada por siliciclásticos que han favorecido un buen registro sedimentario del cortejo de bajo nivel del mar. Esta fuerte alimentación siliciclástica ocurre por un rejuvenecimiento de los sistemas fluviales tras la bajada relativa del nivel del mar que implica la superficie límite entre ambas unidades, hecho propuesto por diversos autores (e.g. Posamentier y Vail, 1988; Haq, 1991).

El primer banco de coral con el que comienza el segundo tramo representa el depósito más expansivo hacia la paleocosta. Este episodio coincide con un mínimo en los aportes terrígenos, que favoreció el crecimiento de los corales. Todo esto sugiere que representa el cortejo sedimentario transgresivo hasta el máximo de inundación, en el que se alcanzan los mínimos de sedimentación siliciclástica. El límite con los bloques del techo del tramo infrayacente es un cambio brusco y neto en las facies. Este hecho se puede explicar por una transgresión rápida en la base del segundo tramo.

El resto del segundo tramo tiene un patrón somerizante progresivo hasta los depósitos de playas con los que termina la unidad. Estos últimos muestran una geometría progradante hacia el S. Corresponden a los sedimentos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar.

Como se desprende de esta interpretación secuencial, la Unidad II constituye un ciclo sedimentario completo, con una representación desigual de cada cortejo sedimentario. Los máximos desarrollos verticales corresponden a los cortejos de bajo y alto nivel del mar. Por el contrario, el cortejo transgresivo está limitado al primer banco de coral que, además, coincide con el máximo de inundación de la cuenca por una transgresión brusca.

Cada tramo se puede dividir, a su vez, en distintos cortejos sedimentarios que conforman ciclos sedimentarios de órdenes superiores. El tramo inferior muestra mejor calidad de observación en el afloramiento de Rambla Quebrada, por lo que las divisiones internas dentro de este tramo se referirán exclusivamente a este afloramiento.

En el primer tramo de las secciones meridionales de Rambla Quebrada (Rambla Quebrada S-I y S-II) se pueden identificar dos ciclos sedimentarios. El primero se inicia con un nivel de bloques que representa los materiales del cortejo sedimentario de bajo nivel. Sobre los bloques crecen corales formando un banco. Como se ha comentado anteriormente, este crecimiento representa el cortejo sedimentario transgresivo hasta el máximo de inundación. Los depósitos arenosos que erosionan el techo del banco de coral, que son los términos lateralmente equivalentes a la barra de desembocadura de canal distributivo

desarrollada en las secciones del N, corresponden a los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar. En las secciones septentrionales este dispositivo se correlaciona con un ordenamiento granodecreciente a techo en el banco de bloques y conglomerados de la base de la Unidad II y una posterior progradación de los sedimentos de la barra. En la sección Rambla Quebrada N-I, por encima de la barra se desarrolla otro banco de coral sobre un nivel de bloques, que lateralmente hacia el S cambia a sedimentos bioclásticos. Dicho nivel enrasa la barra en su techo. Se interpreta como depósitos formados durante una nueva fase transgresiva. Las arenas y conglomerados que erosionan los corales y progradan hacia el S pertenecen a los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar que completan este ciclo.

Dentro del segundo tramo, los bancos de coral crecen sobre bloques o sobre niveles de ostreidos. El substrato de los bancos de coral corresponderían a las cuñas progradantes de los cortejos sedimentarios de bajo nivel del mar, mientras que los corales pueden interpretarse como los depósitos formados durante los máximos transgresivos. Las arenas que, en las secciones septentrionales, erosionan los diferentes bancos de coral y cambian lateralmente, hacia el S, a arenas finas laminadas se interpretan como los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar de los ciclos de mayor frecuencia.

La alternancia de niveles laminados y bioturbados de escala centimétrica representa ciclos de una mayor frecuencia sobreimpuestos a los hemicyclos representados por los cortejos sedimentarios de alto nivel del mar en el segundo tramo. Como se ha propuesto en el apartado de interpretación, la alternancia pudo estar producida por variaciones en la salinidad, en el contenido en oxígeno en el fondo y/o en la cantidad de nutrientes aportados a la cuenca. A estos ciclos se sobreimponen ciclos formados por laminación de tipo varva, que son los ciclos de mayor frecuencia encontrados en la Unidad II.

BIOCRONOESTRATIGRAFIA DE LOS DEPOSITOS PLIOCENOS EN LA PROVINCIA DE ALMERIA

Los datos biocronoestratigráficos sobre el Plioceno de la provincia de Almería son poco precisos y a veces incluso contradictorios, debido, fundamentalmente, a cinco factores: a) escasez de foraminíferos planctónicos, principalmente hacia el techo de las secciones; b) dificultad en reconocer las especies índices; c) escasez de estudios micropaleontológicos en este área; d) disparidad de las escalas biocronoestratigráficas usadas; y e) falta de un estudio estratigráfico preciso.

De todos los factores enumerados el último es clave para entender la problemática. En este sentido, los trabajos citados anteriormente se limitan a describir la microfauna de muestreos puntuales, con poco control sobre las relaciones estratigráficas entre los materiales que se están analizando. Esta situación lleva, inevitablemente, a resultados a veces contradictorios, o con poco valor y significado estratigráfico.

Para intentar resolver, o al menos aclarar, estas imprecisiones he estudiado los foraminíferos planctónicos, una vez establecidas las relaciones entre los diferentes materiales y unidades.

El estudio de la microfauna se ha centrado en la cuenca de Almería-Níjar por ser donde mayor exposición presentan los depósitos pliocenos. He realizado un muestreo en la sección del Palmo de Salas, con 18 muestras de los primeros 54 m a intervalos de 3 m. En el resto de la sección (15 m), formado por arenas micáceas medias-gruesas muy detríticas, las muestras tomadas están constituidas casi exclusivamente por material detrítico y apenas contienen foraminíferos. Además he tomado muestras puntuales en otras secciones con objeto de intentar precisar el comienzo y el final de la sedimentación pliocena en la cuenca de Almería-Níjar y en el Campo de Dalías, así como la edad del límite entre las dos unidades diferenciadas.

En la sección del Palmo de Salas no aflora el contacto basal del Plioceno. Desde la base, arcillas azules, hasta la muestra 17 aparecen asociadas *Globorotalia margaritae* y *G. puncticulata*. Por tanto, todo este intervalo se puede atribuir a la zona M PI 3 de Cita (1975) (Fig. 4.2). La muestra 18 apenas contiene microfauna y sólo son identificables algunos foraminíferos bentónicos sin valor biocronoestratigráfico. Según la correlación con la escala paleomagnética y considerando las edades absolutas de la escala CK92 (Fig. 4.4), la zona M PI 3 se extiende entre la parte media del subcrón C3n.2r (4,611-4,432 Ma) y el límite entre los crones C2Ar-C2An (3,553 Ma).

La base del Plioceno aflora a lo largo del margen septentrional y occidental de la cuenca de Almería-Níjar. Reposo sobre el basamento de las Zonas Internas de la Cordillera Bética y sobre arcillas o yesos de edad Messiniense superior. La base del Plioceno ha sido muestreada en numerosos puntos, pero sólo en dos afloramientos se han obtenido resultados precisos. En uno de ellos, el cortijo Casa Espinosa (Rambla de la Sepultura), se ha registrado la edad más antigua para la parte baja del Plioceno. En una muestra puntual tomada hacia la base de la Unidad I (no se observa la relación con el substrato) aparece una asociación formada por *Globorotalia margaritae* y abundantes ejemplares de *Sphaeroidinellopsis* spp, y *Globigerinoides* spp. Según la escala biocronoestratigráfica adoptada en este trabajo, esta asociación pertenece a la biozona M PI 2 de Cita (1975) (Fig. 4.2). Esta zona se extiende desde la mitad superior del crón C3r (5,705-5,046 Ma) a la parte media del subcrón C3n.2r (4,611-4,432 Ma) (Fig. 4.4).

Este dato coincide con el obtenido por Martín-Pérez (1992) en una sección próxima a las Cuevas de los Ubedas, donde cita la presencia de *G. margaritae* con abundantes *Globigerinoides* spp y *Sphaeroidinellopsis* spp justo por encima del contacto del Plioceno con el Messiniense.

En la sección Polígono Industrial se ha tomado una muestra 6 m por encima de la base del Plioceno. Los foraminíferos planctónicos más representativos de esta muestra son abundantes individuos de *Globorotalia margaritae* y *G. puncticulata*. La presencia conjunta de estas dos especies caracteriza la zona M PI 3 de Cita (1975). Es una edad idéntica a la obtenida en la sección Palmo de Salas.

En la parte más alta de la Unidad I, que como se ha visto en la descripción de las secciones corresponde a los materiales que afloran en la sección Rambla de la Sepultura S, se ha tomado una muestra unos centímetros por debajo del contacto con la Unidad II. Únicamente se han reconocido algunos ostrácodos y escasos foraminíferos bentónicos muy mal conservados. En otra muestra, recogida a 8 m del techo de la unidad, aparece abundante microfauna en la que se encuentran asociados *Globorotalia crassaformis* y *G. puncticulata*. Como se verá más adelante, la ausencia de *G. margaritae* ofrece una doble posibilidad.

La Unidad II definida en la cuenca de Almería-Níjar no ha podido ser datada hasta el momento. Se han realizado numerosos muestreos puntuales en los sedimentos más finos y distales de las secciones de Rambla de la Sepultura Centro y Rambla Quebrada S-I y S-II sin obtener resultados biocronoestratigráficos relevantes. Por criterios regionales, Voermans y Baena (1983) asignan una edad Plio-Cuaternario a estos materiales pero sin ningún criterio biocronoestratigráfico. Barrier *et al.* (1990) indican que los materiales que contienen construcciones coloniales de *Cladocora caespitosa* en la cuenca de Almería-Níjar pertenecen al conjunto Plioceno 2 de Montenat (1975), es decir, al Plioceno superior. No obstante,

también carecen de criterios biocronoestratigráficos. Boorsman (1992; 1993) atribuye una edad similar a unos depósitos que afloran en la cuenca de El Barranquete, extremo SE de la Serrata de Níjar, situados en una posición estratigráfica equivalente.

En el Poniente Almeriense o Campo de Dalías existen pocos datos biocronoestratigráficos y además son confusos. Por un lado, Fourniguet y Le Calvez (1975) atribuyen al Plioceno medio unos materiales equivalentes a los que forman el primer tramo de la sección Matagorda-Almerimar. En la actualidad el Plioceno medio se considera equivalente a la parte alta del Plioceno inferior y parte baja del Plioceno superior (Berggren y Van Couvering, 1974; Rio *et al.*, 1984; Iaccarino, 1987). De igual forma, Perconing (1976) atribuye estos sedimentos a la biozona de *Globorotalia puncticulata* siguiendo la biozonación propuesta por Cati *et al.* (1968). Es decir, a la parte alta del Plioceno inferior (techo de la zona M PI 3) y a la parte baja del Plioceno superior (base de la zona M PI 4) según la escala de Cita (1975). Por otro lado, Martín-Pérez y Martínez-Gallego (1989) y Martín-Pérez (1992) atribuyen unas muestras tomadas en los limos de la base de la sección Matagorda-Almerimar a la parte media del Plioceno superior. Correlacionando los resultados de estos autores con la escala de Cita (1975), equivaldrían a la parte alta de la zona M PI 4 y zona M PI 5.

Para intentar solucionar esta disparidad de resultados he tomado cuatro muestras repartidas a lo largo de la sección Balerna. La muestra basal es la única que presenta datos de interés biocronoestratigráfico. Contiene gran cantidad de foraminíferos planctónicos y bentónicos y espículas de esponjas. Entre los primeros predominan *Globigerinoides* spp y *Globorotalia puncticulata* (*sensu stricto* y morfotipo *G. bononiensis* Dondi), junto a los que cabe señalar, por su interés biocronoestratigráfico, escasos individuos de *S. subdehiscens* y *G. crassaformis*. Al igual que para el techo de la Unidad I en la cuenca de Almería-Níjar, esta asociación de foraminíferos permite una doble interpretación que se comentará más adelante. Las restantes muestras están compuestas casi exclusivamente por material siliciclástico, y sólo se reconocen algunos foraminíferos bentónicos y ostrácodos muy mal preservados.

La Unidad II de este área no ha podido ser datada debido a que los materiales que la forman son bastante detríticos y, además, muestra una distribución muy localizada. El único dato del que se puede disponer es su posición estratigráfica: por encima de la Unidad I y por debajo de depósitos de abanicos aluviales atribuidos a la base del Pleistoceno inferior (Baena *et al.*, 1981; Goy y Zazo, 1982; 1986).

En la cuenca de Carboneras, Addicott *et al.* (1978; 1979) señalan la presencia de *Globorotalia margaritae* y *G. puncticulata* en una sección próxima a la sección Barranco del Hondo descrita en este trabajo. No obstante, estos autores no especifican en qué nivel o niveles estratigráficos están tomadas las muestras. En cualquier caso, se trata de muestras

atribuibles a la zona M PI 3 de Cita (1975). Por otro lado, Montenat *et al.* (1990) citan la presencia de *G. margaritae* en la base de una sección situada cerca de la desembocadura de la Rambla de Carboneras, sin especificar el resto de la asociación de foraminíferos. En una muestra tomada en la base del conjunto Plioceno en las cercanías de esta misma sección he detectado la presencia de *G. puncticulata*. Con los datos de Montenat *et al.* (1990) más los obtenidos en el muestreo realizado se puede atribuir la base del Plioceno de la sección Rambla de Carboneras a la zona M PI 3.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Los sedimentos más antiguos de la Unidad I datados con foraminíferos planctónicos pertenecen a la zona M PI 2 de Cita (1975) sin más precisión, edad confirmada por los datos obtenidos por Martín-Pérez (1992) en las proximidades a las Cuevas de los Ubedas. Esto supone que la base del Plioceno, zona M PI 1, no se reconoce en los muestreos, hecho constatado por diversos autores en distintos puntos del Mediterráneo (Benkhelil, 1976; González-Donoso y Porta, 1977; Müller, 1985; Meulenkamp, 1985; Channell *et al.*, 1994). No obstante, la imprecisión biocronoestratigráfica que existe para definir esta primera biozona con foraminíferos planctónicos o con nannoplancton calcáreo en el Mediterráneo (e.g. Hilgen y Langereis, 1993) impide hacer cualquier tipo de valoración.

La erosión y/o la ausencia de microfauna representativa impiden que se pueda establecer con precisión la edad del final de la Unidad I. No obstante, hay una serie de criterios que deben tenerse en cuenta. El hecho más significativo es la coexistencia de *G. puncticulata* y *G. crassaformis*, sin *G. margaritae*. Esto ofrece una doble interpretación. Por un lado, la ausencia de *G. margaritae* permite asignar el techo de la Unidad I a la zona M PI 4, primera zona del Plioceno superior. Por tanto, su edad estaría comprendida entre la base del crón C2An (3,553 Ma) y la parte media del subcrón C2An.1r (entre 3,127-3,054 Ma en la escala CK92) según la correlación establecida por Cita (1975) (Fig. 4.4). Esta edad coincide con la atribuida por Martín-Pérez (1992) a una sección que denomina sección del Acebuche situada en una posición estratigráfica similar a la de la Rambla de la Sepultura S. Allí, este autor ha encontrado, además de las especies anteriores, individuos de *Sphaeroidinellopsis seminulina* en toda la sección (Martín-Pérez, com. per.), lo que confirmaría la edad M PL 4, ya que la extinción de este género marca el límite superior de esa zona (Fig. 4.2).

Por otro lado, como hipótesis alternativa, no se puede descartar que corresponda a la parte alta de la zona M PI 3, en la que coexisten *G. puncticulata* y *G. crassaformis* mientras que *G. margaritae* está prácticamente extinta. En este caso, el techo estaría comprendido entre

3,58 Ma, aparición de *G. crassaformis* (Hilgen, 1991), dentro del crón C2Ar y el límite entre los cronos C2Ar-C2An, techo de la zona M PI 3 (3,553 Ma).

Teniendo en cuenta la imprecisión existente, la opción más conservadora es considerar el rango temporal máximo ofrecido por los foraminíferos. Así, el final de la Unidad I puede acotarse entre 3,58 Ma (aparición de *G. crassaformis*) y aproximadamente 3,17 Ma (techo de la biozona M PI 4), es decir, parte terminal del Plioceno inferior-parte baja del Plioceno superior. Este intervalo temporal coincide con el asignado por Perconing (1976) a una muestra tomada a techo de una sección equivalente a la del Polígono Industrial.

En el caso del Poniente Almeriense, la presencia conjunta de *Sphaeroidinellopsis*, *G. crassaformis* y *G. puncticulata* en la base indica una edad similar a la comentada anteriormente para el techo de la Unidad I en la cuenca de Almería-Níjar. Es decir, parte alta del Plioceno inferior y parte baja del Plioceno superior.

Para el techo no se han obtenido datos precisos. No obstante, Martín-Pérez (1992; y com. per.) cita la abundante presencia de *G. crassaformis* hacia la parte alta de una sección equivalente a la sección Balerma de este trabajo, junto con individuos de *Sphaeroidinellopsis*. La presencia de *Sphaeroidinellopsis*, cuya extinción marca el límite superior de la zona M PI 4 (Fig. 4.2), y la abundancia de *G. crassaformis* indican que el techo de la Unidad I puede atribuirse a la zona M PI 4. Esta edad coincide con la asignada por Perconing (1976).

TENTATIVA DE UNA JERARQUIZACION TEMPORAL DE LAS UNIDADES PLIOCENAS

Como se ha comentado anteriormente, la Unidad I está comprendida entre las zonas M PI 2 y M PI 4, es decir, correspondería al Plioceno inferior y parte baja del Plioceno superior. Considerando los rangos temporales máximo y mínimo entre estas dos zonas, la Unidad I representa aproximadamente un periodo de tiempo de 1,873 y 0,969 Ma respectivamente. En ambos casos son intervalos temporales que están dentro del rango de los ciclos de tercer orden de Vail *et al.* (1991) y Mitchum y Van Wagoner (1991).

Los ciclos sedimentarios en los que se ha dividido esta unidad, dos en el afloramiento Polígono Industrial y cuatro en la sección Rambla de Carboneras, corresponden a órdenes de ciclicidad de mayor frecuencia. Aunque no es posible conocer el rango temporal de cada ciclo dada la ausencia de datos temporales, deben ser ciclos de cuarto orden.

Prosiguiendo en orden jerárquico de mayor frecuencia, el hemicycle sedimentario de cuarto orden del afloramiento Polígono Industrial, correspondiente a las facies del cortejo

sedimentario de alto nivel del mar está constituido, a su vez, por otro ciclo sedimentario completo de orden mayor. Este orden de ciclicidad puede atribuirse a un ciclo de quinto orden.

La Unidad II no ha podido ser datada por lo que es totalmente desconocida su edad y, por consiguiente, su orden de ciclicidad. No obstante, independientemente de su orden de ciclicidad, es interesante resañar la existencia de varios ciclos de órdenes superiores que conforman dicha unidad. Por un lado, los dos ciclos que integran cada tramo en los que se puede dividir la Unidad II corresponderían a los ciclos de órdenes inmediatamente inferior al que comprende dicha unidad. Descendiendo en la escala jerárquica de ciclos, la tríada formada por bloques-organismos encostrantes-arenas corresponden a uno o dos órdenes de ciclicidad superior. El orden de ciclicidad más alto registrado en la Unidad II de la cuenca de Almería-Níjar es la laminación de tipo varve de las arenas finas limosas de la parte alta de la unidad. Esta laminación corresponde a un orden de ciclicidad anual o de varias decenas de años (Cotillon, 1991). A esta se superpone la alternancia de niveles laminados y otros bioturbados, que podría corresponder a un orden de ciclicidad de frecuencia inmediatamente inferior al de la laminación varva.

PALEOGEOGRAFIA

UNIDAD I

a) Campo de Dalías o Poniente Almeriense.- La paleocosta durante el depósito de la Unidad I se situó en las proximidades de Sierra de Gádor siguiendo una dirección aproximadamente E-W (Méndez-Cecilia, 1971a; Fourniguet y Le Calvez, 1975; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). Hacia el S se extendía una plataforma con un surco subsidente en la zona axial del Campo de Dalías, orientado aproximadamente E-W, separado del mar abierto en el S por un umbral constituido por materiales del basamento alpujárride, que afloran en los alrededores de Guardias Vieja (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993).

La continuidad paleogeográfica con la cuenca de Almería-Níjar no se puede seguir en superficie por falta de afloramientos. Según datos de subsuelo, existe una conexión directa entre las facies progradantes del delta Abrioja con sedimentos equivalentes a la Unidad I del Campo de Dalías (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). Por tanto, cabe pensar que el segmento de paleocosta que conecta ambas cuencas está actualmente sumergido. Como se verá a continuación, la tendencia aproximadamente E-W que siguió la paleocosta en el Campo de Dalías cambia a prácticamente N-S en Almería. De aquí se deduce la existencia de un cabo situado en el sector de la paleocosta actualmente sumergido.

En el extremo occidental del Campo de Dalías se instaló un delta en una posición aproximadamente equivalente al delta actual del Río Adra. Como se ha visto en el apartado descriptivo e interpretativo de las secciones, su influencia llegó hasta Balanegra. Esto supone una progradación hacia E de aproximadamente 6 ó 7 km. Los cantos transportados por el sistema fluvial que construyó este delta son cuarcíticos. La fuente más cercana de estos materiales se encuentra en las cuarcitas paleozoicas del Alpujárrides (Manto de Murtas o Unidad de Adra, según Aldaya *et al.*, 1983), localizados al N de Adra. Estos materiales son atravesados en la actualidad por la red de drenaje del río Adra, que parece mantenerse en una posición similar desde el Plioceno superior. De hecho las facies deltaicas proximales pliocenas, localizadas al N del Puente del Río, remontan hacia el N siguiendo el actual valle del río Adra. Aldaya *et al.* (1983) ya sugirieron la posibilidad de la continuidad del funcionamiento deltaico de río Adra desde el Plioceno hasta la actualidad.

b) Cuenca de Almería-Níjar.- La cuenca de Almería-Níjar constituyó un amplio golfo que se abría y profundizaba hacia el S, limitado al W por Sierra de Gádor, al N por Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera y al E por el sistema Serrata de Níjar-Sierra de Gata

(Boorsma, 1993; Aguirre *et al.*, 1994). Coppier *et al.* (1990), consideran que la Serrata de Níjar no fue un relieve parcialmente emergido hasta el Plioceno superior-Cuaternario, lo que contrasta con la evolución paleogeográfica propuesta por Boorsma (1993), que considera esta alineación emergida desde el Tortonense superior. Según este autor, la Serrata de Níjar formó un cabo conectado en el NE con los relieves volcánicos de Sierra de Gata, y entre ambos paleorrelieves habría un estrecho golfo al comienzo de la sedimentación de la Unidad I.

Entre las sierras de Gádor y Alhamilla se estableció un estrecho corredor subsidente donde se depositaron potentes series detríticas deltaicas (hasta 100 m, Postman, 1979) correspondientes a la formación Abrioja definida por Postman (1979; 1983). Según este autor, son depósitos deltaicos progradantes que pasan lateralmente a limos con *Amussium cristatum*. Es decir, son materiales equivalentes a la Unidad I definida en este trabajo. Durante la mayor parte del depósito de la Unidad I, el delta creció hacia el E-SE, cambiando hacia el S al final de la unidad (ver Discusión General).

Al inicio del depósito de la Unidad I, en el extremo oriental de la Sierra de Gádor la paleocosta se situó al pie de la sierra, siguiendo una dirección aproximadamente N-S (Aguirre *et al.*, 1994). Bordeando la sierra se formó una estrecha plataforma somera con sedimentación fundamentalmente bioclástica y alimentada por pequeños abanicos deltaicos procedentes del W. La procedencia de estos sistemas detríticos se infiere de que la fracción terrígena son dolomías negras alpujárrides, materiales que constituyen casi exclusivamente la Sierra de Gádor.

En el extremo NE de la cuenca de Almería-Níjar, también se desarrolló un sistema deltaico durante el depósito de la Unidad I. Corresponde a los sedimentos siliciclásticos localizados en las proximidades a El Argamasón (Pineda-Velasco *et al.*, 1983) que forman cuñas clásticas progradantes hacia el SW.

En la cuenca de Sorbas aflora una banda cartográficamente estrecha de sedimentos pliocenos marinos asignados al Plioceno inferior por su contenido malacológico (Ott d'Estevou y Montenat, 1977; 1990), es decir, equivalentes a la Unidad I de la cuenca de Almería-Níjar. Se ha propuesto que la invasión marina que alcanzó la cuenca de Sorbas durante este tiempo se produjo por el estrecho corredor que separa Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera, el estrecho de Polopos, desde la cuenca de Almería-Níjar (Ott d'Estevou y Montenat, 1977; 1990; Montenat *et al.*, 1990b; Coppier *et al.*, 1990). Según los esquemas paleogeográficos de Coppier *et al.* (1990), en la cuenca de Sorbas se formó una bahía en forma de saco con una apertura al mar abierto muy estrecha (aproximadamente 2 km). En tal contexto paleogeográfico los materiales atribuidos al Plioceno marino de la cuenca de Sorbas deberían tener facies de bahía cerrada con condiciones muy restringidas, ya que la conexión con el mar abierto estaría muy limitada. Sin embargo, son sedimentos típicamente neríticos de mar

abierto, muy ricos en bivalvos, equinodermos y balánidos. Ott d'Estevou y Montenat (1990) citan, incluso, la presencia de margas pelágicas en el margen S de la cuenca, lo que contradice la paleogeografía que sugieren Coppier *et al.* (1990). A este respecto se pueden plantear, al menos, dos posibilidades: a) que existiese una comunicación entre la cuenca de Sorbas y la cuenca de Vera, situada en el corredor que queda entre Sierra Cabrera y Sierra de Bédar; b) que la conexión por el estrecho de Polopos fuera mucho más abierta. Esto requiere que parte de los relieves que rodean el estrecho estuvieran sumergidos, dejando mayor comunicación entre ambas cuencas. En este sentido, según los esquemas paleogeográficos propuestos por Braga y Martín (1992) para el periodo en el que se desarrollaron los arrecifes frangeantes del Messiniense del SE peninsular (unidad por debajo de los yesos messinienses, ver también Martín y Braga, 1994), Sierra Cabrera aún no estaba emergida. Por tanto, se trata de un relieve probablemente emergente al final del Mioceno o en el tránsito Mioceno-Plioceno. Una evidencia que apoya esta hipótesis es que Sierra Cabrera es el área fuente de potentes acúmulos de sedimentos detríticos deltaicos (delta de "El Argamasón") durante el depósito de la Unidad I, lo que indica que se estaba comportando como un relieve activo.

c) Cuenca de Carboneras.- Durante el depósito de la Unidad I, la cuenca de Carboneras fue un área abierta al actual Mar Mediterráneo. Se extendía el SW de Carboneras hasta algo más al N de la Mesa Roldán. Hacia el W estaba bordeada por los relieves volcánicos del extremo N de Sierra de Gata.

Coppier *et al.* (1990) plantean una conexión directa entre las cuencas de Almería-Níjar y Carboneras. No obstante, una serie de criterios indican que los materiales volcánicos del extremo septentrional de la Sierra de Gata estaban emergidos durante la sedimentación de la Unidad I, constituyendo un paleorrelieve emergido que separó la cuenca de Carboneras de la cuenca de Almería-Níjar. Esta hipótesis se basa en los dos siguientes hechos: a) En la vertiente oriental de este basamento volcánico el Plioceno comienza con depósitos litorales migrando hacia el E, es decir hacia el centro de la cuenca de Carboneras; b) hay una marcada diferencia litológica y de facies a ambos lados de este paleorrelieve. Así, al W hubo una sedimentación detrítica gruesa de conglomerados cuarcíticos (delta de "El Argamasón"), mientras que en el E se depositaron, principalmente, calizas y calcarenitas bioclásticas (cruce de la carretera de Carboneras a El Llano de Don Antonio). Estos argumentos estarían apoyados por la idea de que la Serrata de Níjar, junto con los relieves volcánicos circundantes de Sierra de Gata al E, S y N de la localidad de Fernán Pérez, estaban emergido al comienzo del Plioceno inferior, y eran el área fuente del delta del "Barranquete" (Boorsma, 1993).

Por lo expuesto anteriormente, parece que la cuenca de Carboneras se comportó como un área de sedimentación marina durante el depósito de la Unidad I independiente de la cuenca de Almería-Níjar.

Del esquema paleogeográfico propuesto se desprende que el Plioceno de la sección Rambla de Carboneras se depositó en un dominio paleogeográfico independiente de la cuenca de Carboneras. De hecho, la sección Rambla de Carboneras está formada por sedimentos siliciclásticos, de gran afinidad con el plioceno deltaico de "El Argamasón", mientras que en la cuenca de Carboneras predominaron los depósitos bioclásticos sin apenas influencia terrígena. No obstante, no es evidente una relación paleogeográfica entre la cuenca de Almería-Níjar y la sección Rambla de Carboneras. No se puede descartar la posibilidad de que esta sección se formara en una cuenca independiente, tanto de la cuenca de Carboneras como de la de Almería-Níjar, alimentada desde Sierra Cabrera. Esto sugiere una paleogeografía relativamente compleja de cuencas pequeñas y más o menos aisladas. Esta compartimentación debió estar fuertemente influida por los relieves volcánicos emergidos.

UNIDAD II

No es posible detallar la paleogeografía durante el depósito de la Unidad II, ni en el Poniente Almeriense, ni en la cuenca de Almería-Níjar, dada la escasez de afloramientos. En el caso del Poniente Almeriense la situación es más difícil debido, además, a la falta de criterios sobre su ambiente deposicional. No obstante, se pueden hacer, al menos tentativamente, algunas consideraciones en ambas regiones.

En el Poniente Almeriense el depósito de la Unidad II probablemente estuvo condicionado por los sistemas de fracturas que afectaron a la Unidad I. Así, tras la fase tectónica que separa ambas unidades el mar pudo invadir pequeñas áreas deprimidas, controladas por fracturas, en las que se depositó la Unidad II.

En el extremo septentrional del afloramiento de Rambla Quebrada, en la cuenca de Almería-Níjar, se han identificado facies de barra de desembocadura de un canal distributivo en el primer tramo de la Unidad II. Esto indica que la paleocosta debió situarse en las cercanías a este área para ese momento. Durante el máximo transgresivo la paleocosta debió situarse próxima a Sierra Alhamilla, como lo atestigua la presencia de colonias de *Cladocora caespitosa* en el afloramiento del Palmo de Salas. Según se ha propuesto en el apartado de Análisis Secuencial, probablemente este evento ocurriera en el límite entre los dos tramos diferenciados dentro de esta unidad. Para el periodo de tiempo restante de formación de la Unidad II, la posición de la paleocosta debió situarse en una posición más meridional que ese máximo transgresivo.

La alimentación de los abanicos deltaicos procedía del N, de Sierra Alhamilla, sin precisar, por el momento, su posición exacta. No es posible saber si se trata de una única fuente de alimentación o fueron varias distribuidas a lo largo de la paleocosta.

CAPITULO 7:

PROVINCIA DE MALAGA

INTRODUCCION

ANTECEDENTES

En la región de Málaga existen pocos trabajos centrados en el estudio del Plioceno, y fundamentalmente tratan diversos aspectos de carácter local. Algunos estudios proceden de la segunda mitad del siglo pasado, como el trabajo de Ansted (1857). Se trata de un trabajo de geología regional en el que se abordan todos los materiales que afloran por los alrededores de Málaga, desde los depósitos paleozoicos de las Zonas Internas de la Cordillera Bética hasta los niveles de playas cuaternarias levantados. Estableció los principales rasgos estratigráficos del Plioceno de esta región. Atendiendo a la diferenciación en Plioceno antiguo y Plioceno reciente de Lyell (1833) ("Older" y "Newer Pliocene" respectivamente), Ansted (1857) diferenció unas arcillas azules en la base, denominadas "arcillas de Tejares". Hacia el techo, y lateralmente hacia el margen de la cuenca pliocena, estos materiales cambian progresivamente a depósitos más arenosos. Además, ofreció una lista faunística de los principales grupos fósiles que aparecían en las "arcillas de Tejares" y en las arenas suprayacentes; foraminíferos, moluscos y vertebrados. Entre estos últimos, resulta interesante destacar la presencia en las arenas de un fragmento de mandíbula y de vértebras de rinoceronte (*Rhinoceros Etruscus* según la determinación realizada por el Dr. Falconer) y de un fragmento del frontal con parte del asta de un rumiante (probablemente una especie del género *Capra* según Falconer).

Azéma (1961) realizó un estudio sintético de la geología de los alrededores de Málaga. Trata la historia geológica de la zona desde el Paleozóico hasta el Cuaternario. En este sentido, es un trabajo con un esquema similar al seguido por Ansted (1857). Extiende su zona de trabajo desde la Hoya de Málaga hasta Torre del Mar, siguiendo los afloramientos a lo largo de la costa. Mantiene el mismo esquema estratigráfico plioceno que estableció Ansted (1857). Además, ofrece una interpretación similar de la evolución vertical y lateral de facies de ambos conjuntos litológicos. Por comparación con las facies pliocenas de Italia, las arenas amarillas superiores las atribuye al Pliocene medio (Astiense ?) y las margas azules o margas de "Tejares" las considera equivalentes a las facies Plasencienses. Estudió en detalle la microfauna de foraminíferos bentónicos del Plioceno. Entre los planctónicos destaca la abundante presencia de microfauna resedimentada de materiales del Cretácico superior, Eoceno y Oligoceno. En cuanto al contexto tectónico del área de Málaga, Azéma (1961) considera un sistema de fallas de dirección N-S, cuya actividad situa entre el post-Eoceno inferior (post-Ypresiense) y el pre-Plioceno. Los materiales pliocenos los considera como unos depósitos transgresivos no afectados por estos accidentes.

Fourniguet y Le Calvez (1975) realizaron un estudio conjunto del Campo de Dalías (Almería) y de la cuenca de Nerja (Málaga). En lo que se refiere a la cuenca de Nerja, describieron someramente la estratigrafía y los materiales del Plioceno. Para estos autores, están constituidos por sedimentos muy litorales formados por arenas conglomeráticas con escasa fauna marina. En la serie de la playa de Nerja, Fourniguet y Le Calvez (1975; Fig. 9) señalaron la existencia de una discordancia intrapliocena a la que atribuyeron el calificativo de aparente ("Discordance apparente"; pag. 610), que no discuten en el texto. En cuanto a la edad de los materiales, señalan la ausencia casi total de foraminíferos planctónicos, que, aunque aparecen en las muestras, no son significativos para atribuir una edad concreta.

En el área de la Hoya de Málaga y hacia el oeste (entre Estepona y Fuengirola), Benkheilil (1976) realizó un estudio estratigráfico, paleogeográfico y neotectónico. En el primer sector diferencia un conjunto basal constituido por margas azules, equivalentes a las arcillas de "Tejares", que pasan progresivamente hacia techo a conglomerados, arenas y margas arenosas amarillas. Localmente, hacia la base de la secuencia pliocena, reconoce un conglomerado poligénico. Finalmente, la serie acaba con unas arcillas gris-verdosas con abundantes cristales de yeso. En el área costera entre Estepona y Fuengirola sólo diferencia sedimentos arenoso-conglomeráticos de carácter litoral, que considera lateralmente equivalentes a las facies de margas azules. En cuanto a la edad, las margas azules basales y las facies arenosas litorales equivalentes pertenecen, para Benkheilil (1976), al Plioceno inferior por la presencia de *Globorotalia margaritae*. Los conglomerados, arenas y margas arenosas, y las arcillas con yesos las atribuye al Plioceno medio aunque sin ninguna precisión biocronoestratigráfica. El Plioceno superior no estaría representado en el área que estudió este autor.

En trabajos recientes se han tratado aspectos más puntuales del Plioceno de Málaga. En concreto, cabe destacar los trabajos dedicados a detallar la biocronoestratigrafía pliocena. En este sentido, González-Donoso y Porta (1977) señalan que la inmensa mayoría de los materiales pliocenos que afloran a lo largo de la costa malagueña pertenecen a la zona M PI 2 de Cita (1975) por la presencia de *Globorotalia margaritae margaritae* y la ausencia de *G. puncticulata*. En algunos puntos citan la presencia de la zona M PI 3 de la misma escala biozonal por la asociación de las dos especies anteriores. Un dato a tener en cuenta, indicado por estos autores, es la ausencia de la zona M PI 1 (zona de acmé de *Sphaeroidinellopsis*) en todo este área. Sólo citan un afloramiento, próximo a Estepona, de edad Plioceno superior. Se trata de unas arenas finas amarillentas que se disponen discordantemente sobre areniscas pertenecientes a los flysh del Campo de Gibraltar. Aquí, la coexistencia de *Globorotalia inflata*, *G. bononiensis* y *Globigerinoides obliquus extremus* confiere una edad de parte basal de la zona M PI 6 según la biozonación de Cita (1975); es decir, última biozona del Plioceno superior.

Sanz de Galdeano y López-Garrido (1991) realizan un estudio de la evolución tectónica de la Hoya de Málaga. Describen tres sistemas de fallas que, en cierto modo, controlan la morfología de la cuenca: fallas de desgarre dextrorsas de dirección N70-100, fallas normales de dirección NW-SE y NE-SW y un conjunto poco desarrollado de fallas normales N-S ó NNW-SSE. El primer conjunto de fallas parece ser el más antiguo en funcionamiento, desde el Burdigaliense al final del Mioceno medio o Tortoniense basal. El principal movimiento parece ser horizontal con una componente dextrorsa, aunque hay indicios de movimientos verticales más recientes, que afectan a depósitos pliocenos. El segundo conjunto fue activo durante y después del Tortoniense y afecta a los materiales pliocenos. Finalmente, estos autores señalan la existencia de movimientos verticales importantes desde el Tortoniense superior, y más claramente desde el Plioceno superior, del sector central de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991).

La cuenca de Nerja ha sido objeto de un reciente trabajo centrado en su evolución estratigráfica, sedimentológica y paleogeográfica durante el Neógeno-Cuaternario (Guerra-Merchán y Serrano, 1993). Los depósitos neógenos están representados casi exclusivamente por materiales pliocenos. Únicamente definen una unidad basal (“brechas rojas basales”) continentales, que no ha podido ser datada hasta el momento, que podría pertenecer a los materiales detectados en sondeos en la desembocadura del río Velez, atribuidos al Mioceno superior por Carrasco *et al.* (1978). Dentro del Plioceno diferencian dos unidades estratigráficas, “Unidad inferior pliocena” y “Unidad superior pliocena”, separadas por una discordancia angular y erosiva, interpretada como una discordancia tectónica sinsedimentaria (Guerra-Merchán y Serrano, 1993). En ambos conjuntos litoestratigráficos, estos autores diferencian facies continentales y marinas, entre las que existe un paso lateral (de proximalidad-distalidad) y vertical. Así, las facies marinas de la “Unidad inferior pliocena” se localizan en las zonas más distales, hacia el centro de la cuenca (hacia el S), y a su vez se superponen a las facies continentales. Esto refleja una situación de ascenso relativo del nivel del mar. La “Unidad superior pliocena” presenta el mismo esquema lateral de facies, pero, en este caso, las facies continentales se superponen a las marinas. Esta situación indicaría una evolución de bajada relativa del nivel del mar. Las facies continentales, en general, están constituidas por conglomerados de cantos angulosos y redondeados depositados en abanicos aluviales. Distalmente, las facies marinas están constituidas por conglomerados y arenas bioclásticas depositadas en un medio marino infralitoral poco profundo.

Uno de los principales problemas que surgen estudiando los materiales de esta cuenca es que, hasta la fecha, no han podido ser datados mediante métodos biocronoestratigráficos convencionales. Guerra-Merchán y Serrano (1993), al igual que otros autores anteriores (por ejemplo Fourniguet y Le Calvez, 1975), discuten este problema y asignan las edades según la posición estratigráfica de las unidades y por correlaciones estratigráficas dentro del

ámbito de la provincia de Málaga. De esta forma, hacen corresponder la “Unidad inferior pliocena” con los depósitos marinos descritos en otras áreas próximas (Vélez-Málaga, por ejemplo), en los cuales aparece *Globorotalia margaritae*, indicador del Plioceno inferior, en las facies margosas. Consideran que la “Unidad superior pliocena” aún puede pertenecer al Plioceno inferior basándose en la estratigrafía regional y en la propia estratigrafía de la zona. No obstante, estos autores argumentan esta edad en función de la existencia de una discordancia en varios puntos de Málaga, datada como Plioceno inferior, de la cual no ofrecen ninguna información sobre localidades y refieren los datos biocronoestratigráficos a resultados no publicados, sin más precisión. Por todo ello, resulta imposible contrastar esta información.

LOCALIZACION GEOGRAFICA DEL PLIOCENO EN LA PROVINCIA DE MALAGA

La mayor parte de los afloramientos pliocenos en la provincia de Málaga están restringidos a una estrecha franja próxima a la costa. Este patrón se ve interrumpido en las proximidades de la desembocadura de algunos ríos, por los cuales se pueden seguir afloramientos pliocenos hacia el interior. Tal es el caso del Río de Manilva (Manilva), Río del Castor y Río del Velerín (Estepona), Río Guadaiza y Río Verde (Marbella, junto a San Pedro de Alcántara), Río Guadalmedina (Málaga), Río de Vélez (Vélez-Málaga) y Río Chillar (Nerja). Otra excepción es la zona denominada la Hoya de Málaga, una depresión situada justamente al W de Málaga, separada de la costa por la Sierra de Mijas.

En la Hoya de Málaga el Plioceno aflora extensamente pero, en su mayor parte, es una zona de relieve muy plano y sin buena exposición continuas, ya que es un área explotada para cultivos. Únicamente en algunos puntos concretos, en las proximidades de los relieves circundantes, se pueden observar buenas secciones.

Al E de Málaga los depósitos pliocenos aparecen bien expuestos entre Torre del Mar y Vélez-Málaga y en la playa de Burriana, en Nerja. Puntualmente también se pueden observar pequeños afloramientos, que dan una visión regional más completa del Plioceno y ayudan a entender su evolución sedimentológica y paleogeográfica. Tal es el caso del afloramiento situado en la estación de Valle-Niza, al W de Torre del Mar.

A lo largo de la costa hay grandes interrupciones en la continuidad de afloramientos debido, fundamentalmente, a la acción antrópica. El resurgimiento de la costa del Sol ha propiciado la construcción indiscriminada de grandes complejos urbanísticos próximos a la costa. Este auge urbanístico ha sido el motivo fundamental de la desaparición de afloramientos pliocenos situados a lo largo de la costa. Esta situación ha condicionado fuertemente la elección

de las zonas de estudio, ya que algunos afloramientos han desaparecido en un año. En este sentido, los afloramientos seleccionados son los siguientes (Fig. 3.1):

- 1) Playa de Burriana, cuenca de Nerja.
- 2) Cuenca de Vélez-Málaga.
- 3) Diversas secciones locales situadas en la cuenca de Málaga.
- 4) Cuenca de Manilva.

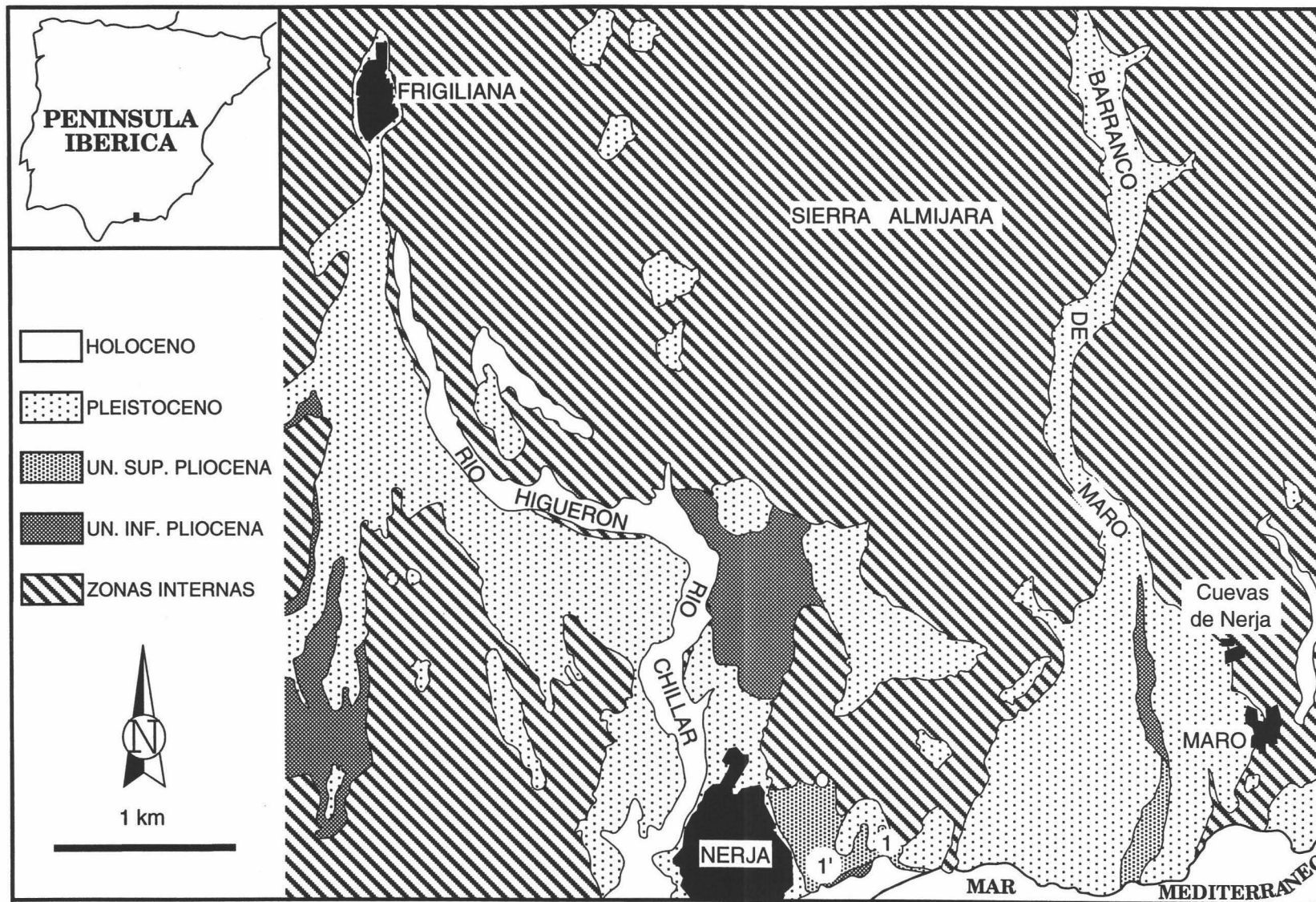


Fig. 7.1.- Mapa geológico de la cuenca de Nerja. (Tomado de Andreo et al. 1993). 1-1': Afloramiento Burriana.

SECCIONES ESTUDIADAS

En el apartado anterior ya he comentado la dificultad que encierra el estudio de los depósitos pliocenos en la provincia de Málaga. Por ello, las descripciones estarán limitadas a los afloramientos con mejor exposición y desarrollo vertical.

CUENCA DE NERJA

La cuenca de Nerja tiene una forma triangular limitada por materiales metamórficos pertenecientes al Complejo Alpujárride. El Plioceno está formado por dos unidades discordantes entre sí, que han sido denominadas, de muro a techo, "Unidad inferior pliocena" y "Unidad superior pliocena" (Guerra-Merchán y Serrano, 1993). Sobre el conjunto plioceno se disponen discordantemente materiales atribuidos al Cuaternario (Fourniguet y Le Calvez, 1973; Guerra-Merchán y Serrano, 1993). En esta cuenca he estudiado un sólo afloramiento que denominaré en lo sucesivo afloramiento de Burriana.

AFLORAMIENTO DE BURRIANA

Se extiende en un transecto ENE-WSW a lo largo de la playa del mismo nombre. He realizado cuatro secciones parciales en este afloramiento (Fig. 7.1), que dada su continuidad lateral, se describen como una única sección, denominada sección Burriana.

Sección Burriana

1.- En la unidad inferior ("Unidad inferior pliocena"), con una potencia de 30 m aproximadamente, se puede distinguir tres tramos (Fig. 7.2):

1.a.- Se dispone en discordancia angular y erosiva sobre el substrato metamórfico. En la base hay unas brechas con bloques de gran tamaño procedentes del basamento que tienden a enrasar el paleorrelieve creado en el substrato. En la matriz casi no se observan fósiles, por lo que presentan un empaquetamiento muy disperso a prácticamente "barren", con menos del 5 % del volumen. Los restos reconocibles se pueden atribuir a fragmentos muy abrasionados de *Chlamys* sp, *Pecten (Gigantopecten) latissima*, *Ostrea* sp y balánidos. Hay numerosas trazas de bioperforaciones sobre los bloques y los cantos carbonatados, probablemente debidas a la acción de *Lithophaga* sp. Únicamente se encuentran

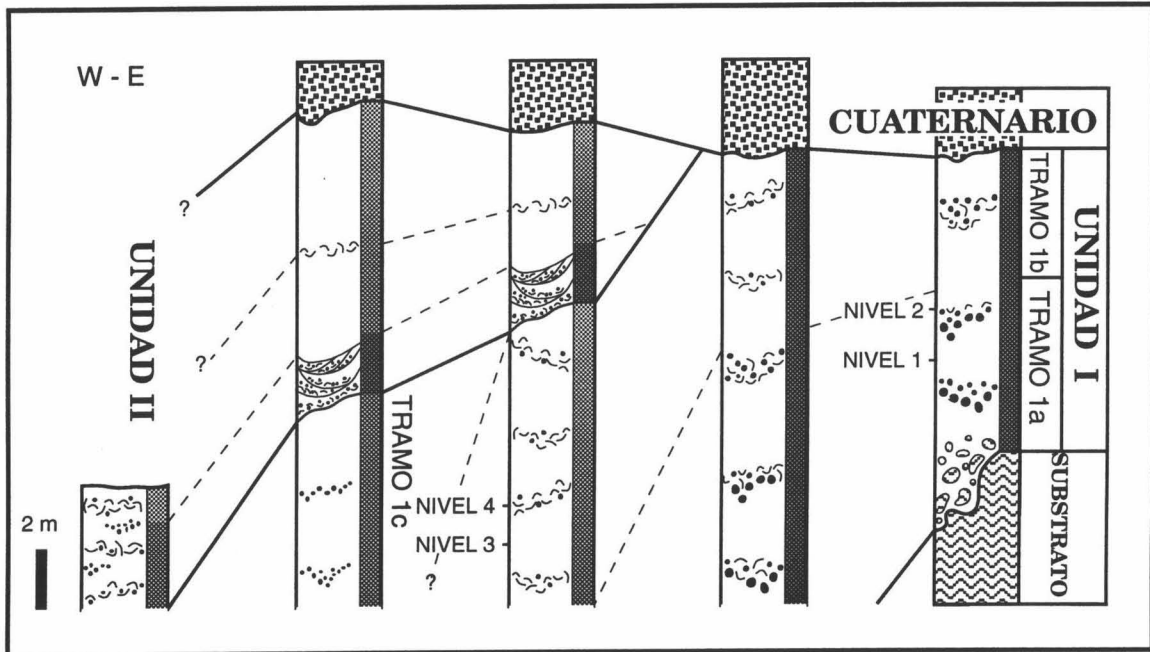


Fig. 7.2.- Columnas estratigráficas de la sección Burriana.

NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			MINERALOGIA			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
1	17,2 (86)	0	100	100	0	27,9 (61,5)	17,4 (38,5)	24,4	100	0	0	0	100
2	15,6 (78)	1,3	98,7	98,7	1,3	24,1 (41,3)	34,2 (58,7)	29,1	100	0	0	0	100
3	9 (45)	2,2	97,8	95,7	4,3	28,3 (59,1)	19,6 (40,9)	15,2	100	0	0	0	100
4	117,6 (588)	0,5	99,5	97,6	2,4	48,8 (72,5)	18,6 (27,5)	16,6	100	0	0	0	100

Tabla 7.I.- Rasgos tafonómicos medidos en la serie Burriana.

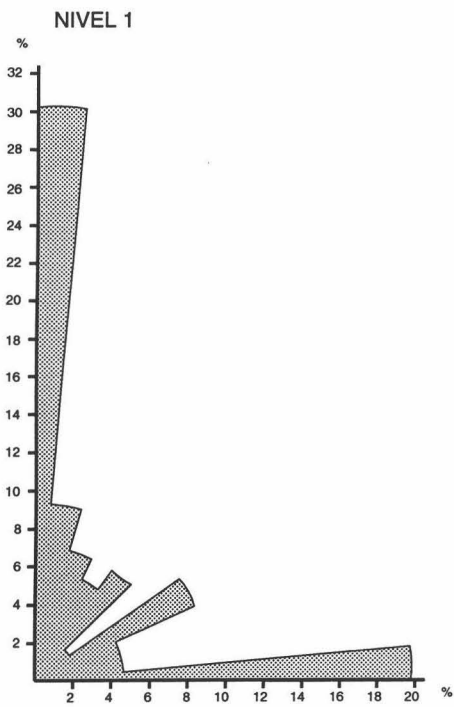
fragmentos con concha calcítica (nivel 1; Tabla 7.1). Hay un 52,3 % de restos que tienen una orientación preferencial perpendicular (Fig. 7.3a) y una selección de tamaños relativamente buena (Fig. 7.3b). El 4,7 % de los fragmentos están afectados por bioperforaciones.

Hacia el techo del tramo disminuye el tamaño de los cantos gradualmente, aunque de forma rápida, pasándose a conglomerados y microconglomerados. Ocasionalmente hay niveles de conglomerados de granulometría más gruesa, con bases erosivas y superficies de amalgamación, que dan un aspecto estratificado a la serie. Contienen un depósito basal residual constituido por cantos de gran talla (hasta 10 cm de diámetro máximo) y algunos bivalvos. Los fósiles dominantes son diversas especies de *Chlamys* y balánidos, con un empaquetamiento que varía entre poco denso a denso y un porcentaje que oscila entre el 15 % y el 20 % del volumen. El 100 % de los fósiles preserva la concha pero con un aspecto pulverulento, lo que indica que han sufrido un cierto grado de disolución (nivel 2; Tabla 7.1). Tan sólo hay un 1,3 % de restos completos, que corresponden a individuos articulados. Domina una orientación bipolar, con un máximo en ángulos de inclinación inferiores a 30° (44,3 %) y otro máximo en ángulos superiores a 60° (31,6 %) (Fig. 7.4a). Hay una gran dispersión de tamaños de bioclastos (Fig. 7.4b). Los restos dispuestos con la concavidad hacia abajo son los más abundantes. El 100 % de los fragmentos tienen las aristas redondeadas. El 5,1 % del total de la asociación está afectado por bioperforaciones.

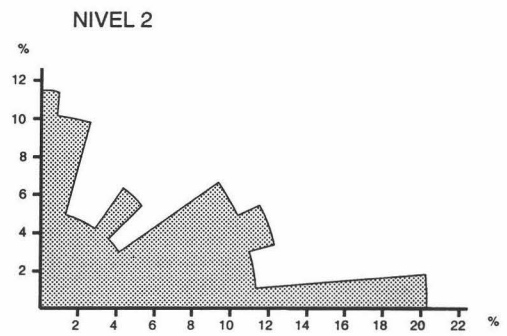
1.b.- En el segundo tramo disminuye progresivamente la granulometría y aumenta la proporción de bioclastos, pasándose a arenas gruesas-microconglomerados. Se intercalan bancos de acumulaciones de fósiles con un alto contenido en material siliciclástico grueso, muros erosivos y granoselección positiva. Los elementos más abundantes son *Chlamys* spp, ostreidos y balánidos. En la matriz arenosa la fauna aparece dispersa, con menos del 10 % del volumen. El 100 % de los restos preservan la concha (nivel 3; Tabla 7.1). Tan sólo un 4,3 % del total de la asociación está completo y el 2,2 % articulado. Hay una orientación bipolar, con un máximo de restos con una orientación preferencial perpendicular (50 %) y otra oblicua (30,4 %) (Fig. 7.5a). Se observa una buena selección por tamaños (Fig. 7.5b). Predominan los bioclastos con la concavidad hacia arriba (Tabla 7.1). Todos los fragmentos muestran las aristas redondeadas. El 4,4 % del total tienen bioperforaciones y el 2,2 % encostrantes.

Los niveles de acumulación que aparecen intercalados entre las arenas tienen un empaquetamiento denso, con el 20-25 % del volumen. El 100 % de la fauna presenta una concha calcítica. Los porcentajes de fragmentación y desarticulación son muy altos (nivel 4; Tabla 7.1). No hay ninguna orientación preferencial (Fig. 7.6a), aunque sí una selección de tamaños relativamente buena (Fig. 7.6b). Hay un claro predominio de restos dispuestos con

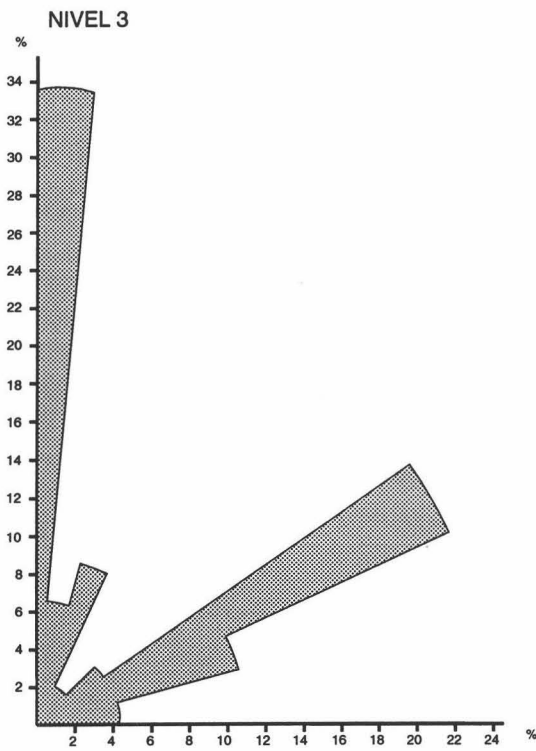
ORIENTACION EN LOS NIVELES DE LA SECCION BURRIANA



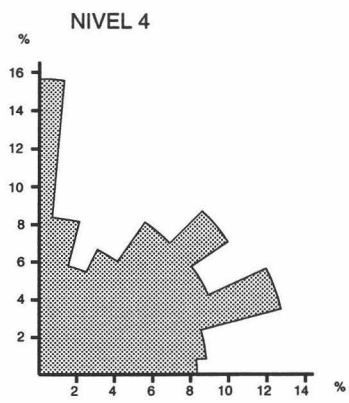
A Fig. 7.3



A Fig. 7.4

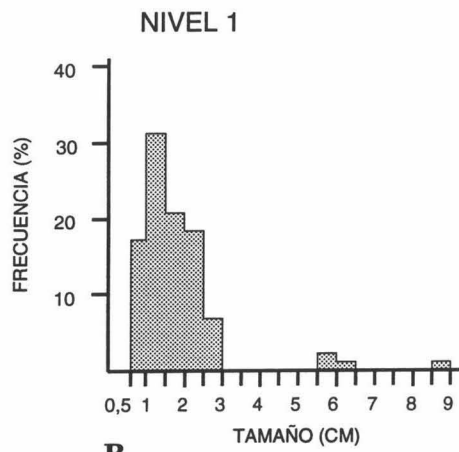


A Fig. 7.5

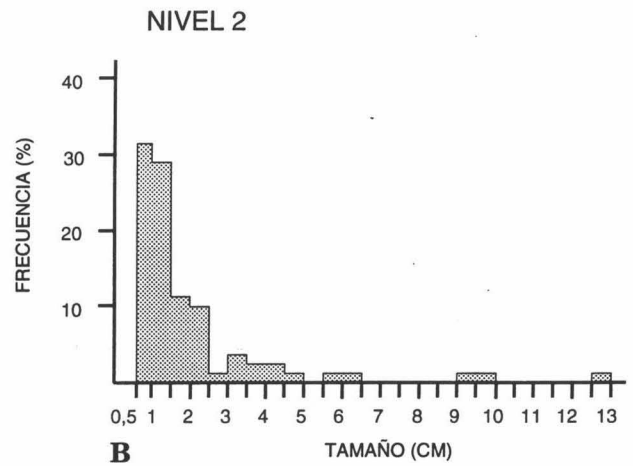


A Fig. 7.6

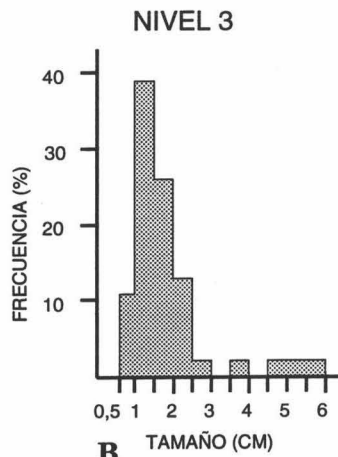
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION BURRIANA



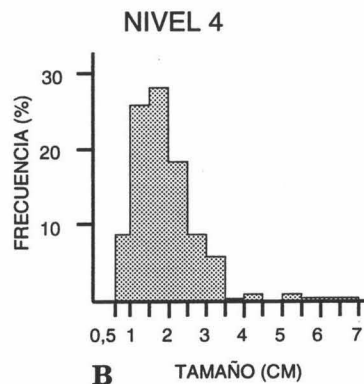
B
Fig. 7.3



B
Fig. 7.4



B
Fig. 7.5



B
Fig. 7.6

la concavidad hacia arriba (Tabla 7.1). Todos los fragmentos muestran las aristas redondeadas. Sólo el 0,5 % del total de restos está afectado por bioperforaciones.

1.c.- Esta primera unidad acaba con unas arenas gruesas grisáceas casi sin fósiles identificables. Presenta, por tanto, un empaquetamiento prácticamente "barren". Entre los bioclastos reconocibles aparecen fragmentos de *Chlamys* sp.

2.- La segunda unidad ("Unidad superior pliocena") se expone en cantiles verticales y únicamente se puede acceder a su base. Esta situación ha limitado enormemente su estudio detalle. Debido a que el muro es erosivo, su espesor varía entre 6 y 11 m aproximadamente. En la base hay un conglomerado con superficies internas de amalgamación y estratificación cruzada en artesa mal conservada. Se acuña hacia el E contra la superficie de discordancia que separa las dos unidades y se engruesa hacia el W. Los fósiles aparecen dispersos, con menos del 10 % del volumen. Presentan un alto grado de fragmentación, desarticulación y abrasión. Sólo se han reconocido restos calcínicos con conchas pulverulentas por disolución. Puntualmente, forman concentraciones residuales en canales pequeños, de espesor centimétrico. En ellas, el empaquetamiento es denso y el porcentaje de bioclastos por volumen de roca es del 25 %. Los restos más abundantes son *Chlamys* spp, ostreidos y balánidos.

Hacia arriba se pasa gradualmente a arenas bioclásticas con algunas acumulaciones canalizadas de fósiles con poca continuidad lateral. Únicamente es de resaltar un nivel de ostreidos que se puede seguir lateralmente a lo largo de todo el afloramiento.

3.- En la parte alta de la sección afloran unos conglomerados asignados al Cuaternario.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

1.- La primera unidad de este afloramiento es granodecreciente hacia el techo. Inicialmente se produce un enriquecimiento en bioclastos hasta alcanzar un máximo en la parte media de la sección (segundo tramo) para luego disminuir considerablemente hacia el techo. Por el contrario, el contenido en siliciclásticos varía de forma inversa. La constante presencia de canales de conglomerados indica que el medio estuvo influido por depósitos de abanicos deltáicos.

A lo largo de toda la sección, como se desprende de las propiedades tafonómicas medidas, existe un alto grado de retrabajamiento de la fauna. Los porcentajes de

desarticulación, fragmentación y abrasión son, en todos los casos, muy altos, indicando un medio muy energético para toda la unidad.

1.a.- La inmensa mayoría de los bloques de la brecha basal contienen numerosas bioperforaciones atribuibles a *Lithophaga* orientadas aleatoriamente. La actividad de este bivalvo es máxima en los ambientes litorales (Aigner, 1983), por lo que cabe pensar que son bloques depositados en medios costeros. La presencia de bioperforaciones permite atribuir estos depósitos a las icnofacies de *Trypanites* definida por Frey y Seilacher, (1980, en Bromley, 1990). La orientación al azar de las trazas en los bloques indica la aloctonía de los mismos o una energía en el medio suficientemente alta para removilizarlos. El gran tamaño de algunos bloques sugiere que se trata de acumulaciones en zonas sublitorales someras próximas a acantilados. Ejemplos similares han sido descritos por diversos autores en distintas épocas del registro geológico (Aigner, 1983; Lewy, 1985; Miller y Orr, 1988; Lescinsky *et al.*, 1991; Watkins, 1990a; 1990b; 1992).

El escaso contenido en restos fósiles apoya la idea de un medio litoral somero ya que estos son ambientes muy energéticos con un alto potencial de destrucción de conchas (Powell *et al.*, 1989; Fürsich y Aberhan, 1990; Kidwell y Bosence, 1991, entre otros).

1.b.- Hacia el techo del tramo anterior y a lo largo del segundo tramo hay un rápido descenso en el tamaño y proporción de cantos, y aumenta significativamente la cantidad de fósiles. El material siliciclástico grueso y los fósiles forman depósitos basales residuales en cuerpos canalizados cuya morfología y orientación señalan una procedencia desde el ENE, es decir, desde el substrato que se encuentra más próximo. Se pueden interpretar como depósitos de la parte media de un abanico deltáico.

En la matriz los bioclastos están muy dispersos y muy mal preservados. La abundante presencia de balánidos, muchos de ellos encostrando otras conchas, indica tasas de sedimentación bajas o, al menos, intermitentes. Es decir, con periodos de recurrencia que permitan la colonización del substrato por los balánidos y su posterior desarrollo. En la inmensa mayoría de los casos se encuentran desorientados de su posición de crecimiento y con un alto grado de abrasión y fragmentación. Todos estos rasgos tafonómicos indican que se trata de un ambiente turbulento con ocasionales entradas de material detrítico y bioclástico desde zonas más proximales. Probablemente se trate de un medio sublitoral somero.

1.c.- La ausencia de criterios sedimentarios y tafonómicos en el tercer tramo impide hacer consideraciones sobre las condiciones de depósito de dichos materiales. El aumento en la proporción de siliciclásticos y en el tamaño de los cantos en el tercer tramo podría interpretarse como una somerización del ambiente y progradación del abanico

deltaico, confirmado por la práctica ausencia de fósiles y el alto grado de alteración de los escasos restos.

En resumen, la disminución progresiva del contenido en material siliciclástico hasta el segundo tramo puede correlacionarse con una profundización. Los aportes detríticos gruesos del abanico deltáico estarían limitados a las zonas más someras y proximales, mientras que distalmente los mecanismos de transporte y redistribución de sedimento por procesos marinos disminuirían en efectividad. Este tipo de tendencia es usual en medios costeros actuales alimentados desde el continente (e.g. Nemeč y Steel, 1984; Hill, 1985). Aunque no se observan estructuras sedimentarias, el fondo debió estar sometido a una alta turbulencia, probablemente por el oleaje de tormentas, dada la alta destrucción y alteración de los restos fósiles. El paso al tercer tramo podría corresponderse a una progradación del abanico deltaico y una somerización.

Fourniguet y Le Calvez (1975), Guerra-Merchán *et al.* (1993) y Guerra-Merchán y Serrano (1993) han sugerido una interpretación similar para el conjunto de esta unidad, aunque en ningún caso entran en detalles sobre los cambios experimentados en la vertical.

2.- Es difícil entrar en consideraciones paleoambientales para la segunda unidad pliocena debido a las limitaciones del afloramiento. Únicamente es posible tratar el inicio de la misma. La sedimentación debió comenzar en un medio somero y turbulento, como ponen de manifiesto las estructuras sedimentarias y las propiedades tafonómicas. La presencia de amalgamaciones indica repetidos eventos de depósito y exhumación de restos debido, probablemente, a la acción de tormentas en ambientes proximales (Seilacher, 1991; Seilacher y Aigner, 1991). Puede interpretarse como depósitos submareales por encima del límite de oleaje de tormentas.

Los primeros niveles de bioconglomerados tienen una geometría de solapamiento expansivo, lo que indica un progresivo incremento en la batimetría (e.g. Posamentier *et al.*, 1988). Este aspecto se comentará con más detalle más adelante. La disminución progresiva en siliciclásticos hacia techo coincide con una tendencia a la profundización. Guerra-Merchán y Serrano (1993) proponen también un medio somero para el depósito de esta unidad que, sin embargo, interpretan como una secuencia somerizante hacia techo. Los datos aquí expuestos parecen indicar que, al menos en la parte inferior, hubo una profundización relativa.

CUENCA DE VELEZ-MALAGA

En la cuenca de Vélez-Málaga los depósitos pliocenos afloran en una amplia zona triangular que se extiende en dirección N-S, desde el mismo pueblo de Vélez-Málaga hasta los

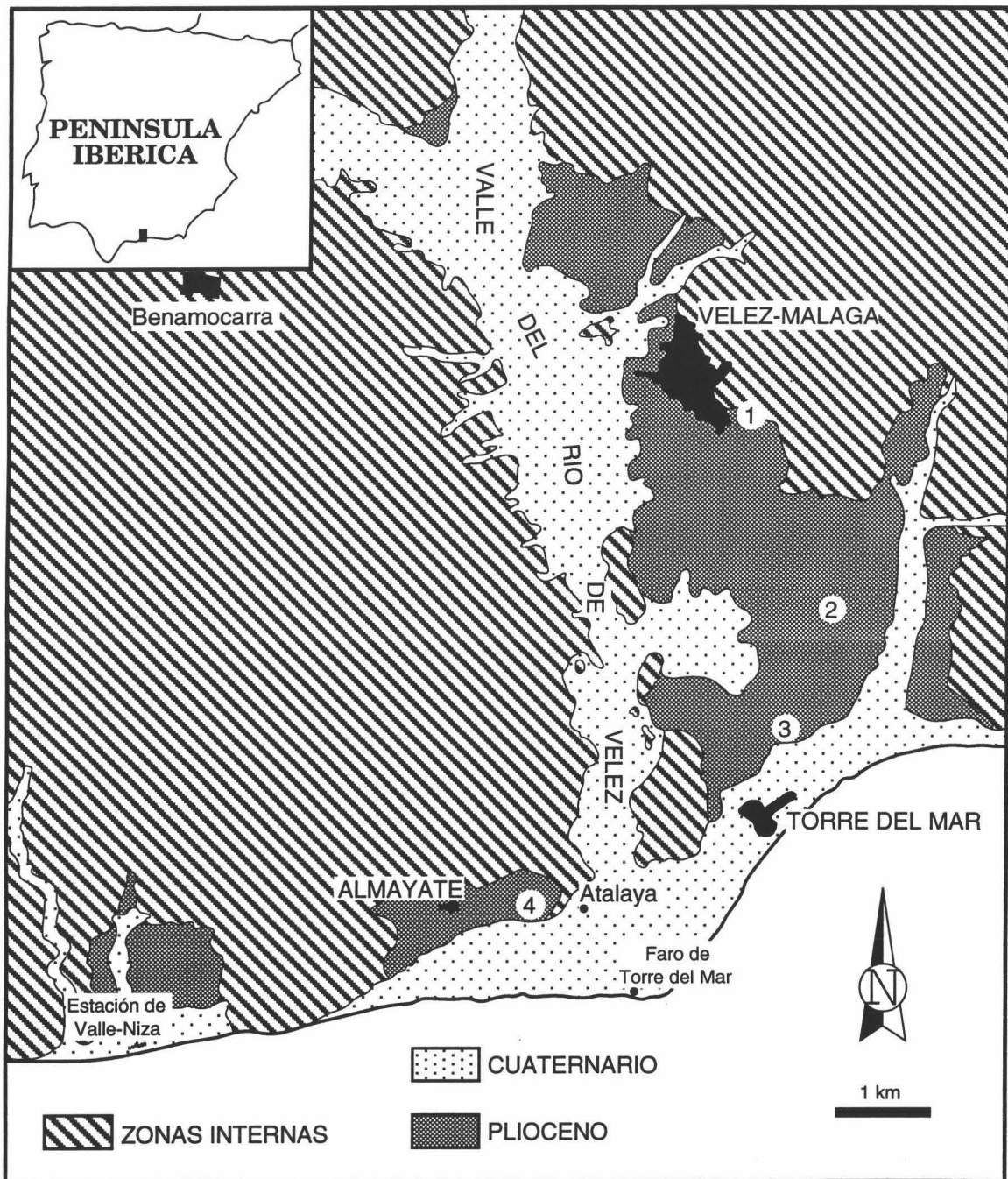


Fig. 7.7.- Mapa geológico de los afloramientos Vélez-Málaga y Almayate. (Tomado del mapa geológico E 1:50.000 de Vélez-Málaga). 1: Cantera N; 2: Cantera Centro; 3: Cantera S; 4: Sección Almayate.

alrededores de Torre del Mar (Fig. 7.7). Al oeste de Torre del Mar afloran materiales atribuidos al Plioceno pero con características litológicas y de facies diferentes. En este apartado describiré dos afloramientos, uno para cada área. Uno de ellos será denominado afloramiento Vélez-Málaga y el otro Almayate.

AFLORAMIENTO VELEZ-MALAGA

En este afloramiento los depósitos pliocenos, constituidos por una única unidad, han sido utilizados como terreno de cultivos, lo que dificulta su estudio. A esto hay que añadir que en una gran extensión están cubiertos por depósitos cuaternarios. No obstante, se pueden hacer observaciones puntuales en varias canteras distribuidas de N a S, desde el substrato hacia las partes centrales de la cuenca. El acceso a las mismas se puede hacer por carreteras secundarias que unen Vélez-Málaga y Torre el Mar. Aunque sólo en la cantera meridional los depósitos pliocenos presentan un buen desarrollo vertical (Fig. 7.8), he realizado una sección en cada cantera con objeto de obtener una visión global de la evolución lateral y vertical de las facies. A continuación describiré las características del Plioceno en cada cantera estudiada, que se denominarán Cantera N, Cantera Central y Cantera S.

a) Cantera N.- En el punto septentrional del afloramiento se puede observar el contacto entre los sedimentos pliocenos y el basamento. Está situado al S del castillo de Vélez-Málaga y próximo a la carretera en dirección hacia Arenas. El Plioceno tiene una potencia muy variable, que puede alcanzar hasta 10 m aproximadamente. Se pueden diferenciar dos tramos.

1a.- Comienza con unas brechas masivas, o con una cierta gradación positiva de bloques y conglomerados con un alto contenido en matriz de arena fina-media. Presentan un buzamiento entre 20° y 25° con orientaciones distintas, lo que parece indicar que se disponen adaptándose a un paleorrelieve previo. Hacia el S y hacia techo disminuye el buzamiento hasta casi la horizontal. La fauna está dispersa, o con un empaquetamiento poco denso localmente, con menos del 10 % del volumen. Los fósiles más representativos son fragmentos de ostreidos, *Chlamys seniensis* y moldes de gran tamaño de *Glycymeris* sp.

1b.- El el paso al segundo tramo, disminuye progresivamente la proporción de cantos gruesos con un aumento en el contenido en bioclastos, pasándose a unas calcarenitas y calcirruditas con un ii3. Los bioclastos reconocibles predominantes son de *Chlamys* spp, balánidos y moldes de gasterópodos y corales solitarios. Hay mayor contenido de restos completos, aunque desarticulados, que en los bloques basales. Intercalados entre estos materiales aparecen algunos niveles de conglomerados bioclásticos de poco espesor, con bases canalizadas y con granoselección normal.

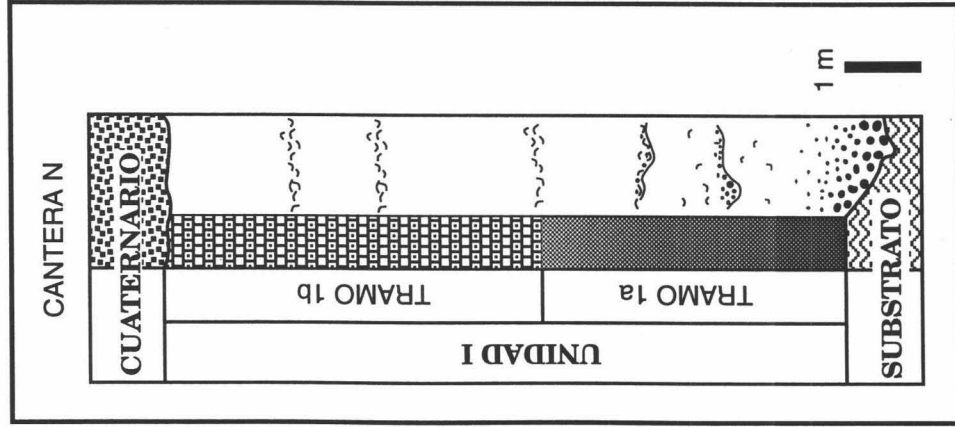
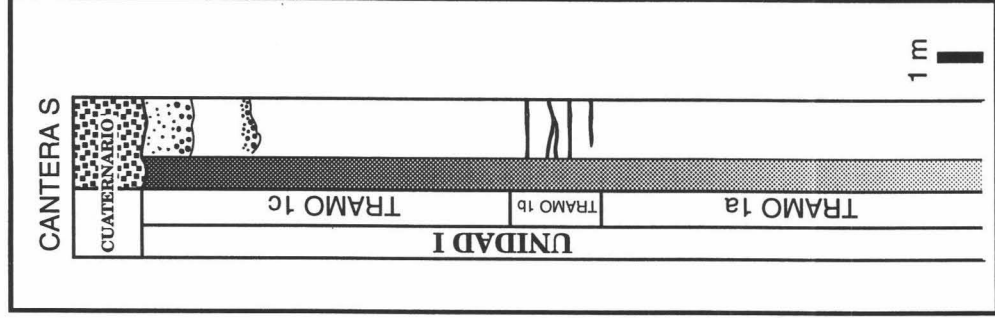


Fig. 7.8.- Columnas estratigráficas de Vélez-Málaga.

Los sedimentos de ambos tramos cambian lateralmente, hacia el S, a arcillas verdosas con muy bajo contenido en fósiles. Localmente aflora el basamento paleozoico cubierto por las arcillas y con pequeñas intercalaciones lenticulares de conglomerados de poco espesor y escaso desarrollo horizontal.

2.- Encima descansan erosivamente unos conglomerados rojos masivos con bases canalizadas y superficies de amalgamación. No contienen fauna reconocible. Son materiales atribuibles al Cuaternario.

b) Cantera central.-El segundo punto está situado a la mitad del afloramiento. El Plioceno tiene un espesor entre 10 y 15 m. Está constituido por arcillas azules muy monótonas y homogéneas en facies. Los fósiles están dispersos, con un empaquetamiento "barren". Internamente se reconoce una superficie de discordancia entre las arcillas.

En la parte baja de las arcillas se observa un banco de conglomerados clastosoportados con estructura masiva, geometría lenticular y sin fósiles reconocibles.

2.- Se superponen los conglomerados rojos cuaternarios con un contacto inferior erosivo.

c) Cantera S.- Está situada en el extremo meridional de la sección. Afloran aproximadamente 20-25 m de materiales pliocenos. Se pueden reconocer tres tramos (Fig. 7.8):

1a.- En la base hay arcillas de color azul oscuro-grisáceas ("arcillas de Tejares") con una discordancia angular interna. Los fósiles están dispersos, con menos del 10 % del volumen. Presentan un alto grado de articulación y un excelente grado de preservación. Son, fundamentalmente, bivalvos, gasterópodos y escafópodos.

1b.- Está formado por limos, en la base, que cambian a arenas finas amarillentas hacia techo. El contacto con el tramo subyacente es gradual. Entre estos materiales se intercalan capas tabulares de areniscas más cementadas que, ocasionalmente se acuñan, dando una estratificación de tipo "hummocky". En el techo y/o en el muro de dichas capas se observan trazas de bioturbación horizontales (ii2).

1c.- Finalmente hay arenas medias en las que se intercalan niveles de areniscas más cementadas y de conglomerados con muros erosivos. Estos últimos contienen fósiles dispersos y fragmentados, dando un empaquetamiento disperso y un volumen inferior al 10 %.

2.- La serie finaliza con los conglomerados rojos cuaternarios que se disponen erosivamente sobre el Plioceno.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

a) Cantera N.- En el afloramiento septentrional, las brechas de la base enrasan las irregularidades creadas por erosión en el basamento paleozoico. La angulosidad, el gran tamaño y la heterometría de los bloques indican que no debieron soportar un transporte por largas distancias.

Los conglomerados que se superponen se interpretan como debritas ("debris flows", Einsele, 1991) depositadas en un abanico deltáico. El desarrollo de este abanico no debió ser importante, ya que los aportes siliciclásticos son relativamente escasos y están limitados espacialmente a las zonas más proximales. La fauna que se encuentra entre los cantos aparece altamente triturada e inidentificable. Únicamente, se reconocen fragmentos de ostreidos y *Chlamys seniensis*. Junto a los fragmentos, hay varios individuos articulados, aunque desplazados de su posición de crecimiento, de *Glycymeris* sp. Esta preservación diferencial sugiere una doble interpretación. Por un lado, los ejemplares de *Glycymeris* pueden ser elementos conservados próximos a su hábitat (para-autóctonos), mientras que el resto de los componentes fueron transportados (alóctonos). Por otro lado, enterramientos repentinos pudieron favorecer la preservación de algunos restos por debajo de la zona tafonómicamente activa, quedando aislados de procesos destructivos posteriores. El resto de la fauna quedó expuesta sobre el sedimento y sometida a un tiempo de exposición pronunciado y a la energía del medio. La distinción entre ambas alternativas es difícil de establecer, ya que no existen criterios definitivos. En cualquier caso, la turbulencia del medio debió ser muy alta, produciendo la destrucción de gran parte de los restos.

Según Thomas (1975), la presencia de *Glycymeris* confirmaría un medio relativamente somero, aspecto también señalado por González-Delgado (1987) y González-Delgado *et al.* (1993) en el Plioceno de Huelva. Este hecho está corroborado por la abundancia de *C. sienensis*, pectínido de ornamentación fuerte y concha gruesa y masiva, rasgos que sugieren una adaptación a hábitats energéticos.

Hacia arriba disminuye la cantidad de material terrígeno en favor de un aumento en bioclastos. Como en el caso de la sección de Nerja, esto puede interpretarse como una profundización. No obstante, la preservación de los restos implica condiciones turbulentas, dando como resultado un alto grado de fragmentación, desarticulación y abrasión. Eventualmente, el fondo estuvo sometido a la entrada de depósitos siliciclásticos, como se pone de manifiesto por la existencia de canales de conglomerados y microconglomerados.

El cambio lateral hacia el S a facies arcillosas implica un cambio hacia un medio menos agitado, lo que indica un aumento en la batimetría. Así se pone de manifiesto por los fósiles, que aparecen muy bien preservados.

b) Cantera central.- En este afloramiento no hay criterios suficientes para hacer consideraciones paleoambientales. El tipo de sedimento indica un medio en calma. La presencia de conglomerados marcan la entrada eventual de material terrígeno procedente del continente. La naturaleza masiva y la geometría lenticular con base neta pero no erosiva hace pensar que son depósitos de debritas.

c) Cantera S.- En la base, las arcillas azules representan las facies más profundas. Son unos materiales depositados en un medio poco o nada turbulento, como se pone de manifiesto por la preservación de los fósiles: numerosos individuos están articulados y completos y conservan rasgos ornamentales delicados (Brett y Baird, 1986; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). El que los fósiles aparezcan dispersos en el sedimento apunta hacia una tasa de sedimentación relativamente alta. Así, el efecto combinado de un medio poco energético, con un enterramiento rápido favoreció la excelente preservación de la fauna. En definitiva, estos materiales corresponden a depósitos de abanico distal por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas.

El aumento hacia arriba de la granulometría corresponde a una somerización. La capas de areniscas cementadas tienen rasgos típicos de capas de tormentas: contactos abruptos, estructura interna masiva o granodecreciente a techo, presencia de trazas de bioturbación en las superficies de techo y/o de muro y estratificaciones cruzadas de tipo "hummocky". Según estas características, se trata de tempestitas medio-distales (Seilacher y Aigner, 1991) depositadas en un ambiente submareal.

La presencia hacia arriba de conglomerados con bases canalizadas y gradación positiva refleja la progradación del abanico. La conservación de la fauna, principalmente como fragmentos abrasionados, indica un ambiente somero y sometido al oleaje de tormentas, es decir, un ambiente submareal somero.

AFLORAMIENTO ALMAYATE

Los sedimentos pliocenos, constituidos por una sólo unidad de unos 60 m de potencia, presentan una excelente exposición. Aún tratándose de una sección próxima a la anterior, las características litológicas y de facies son notablemente distintas. Está orientada E-W y se situa entre el pueblo de Almayate y las proximidades de la torre de la Atalaya, al W de la desembocadura del río de Vélez (Fig. 7.7). El acceso a la sección se puede efectuar por un

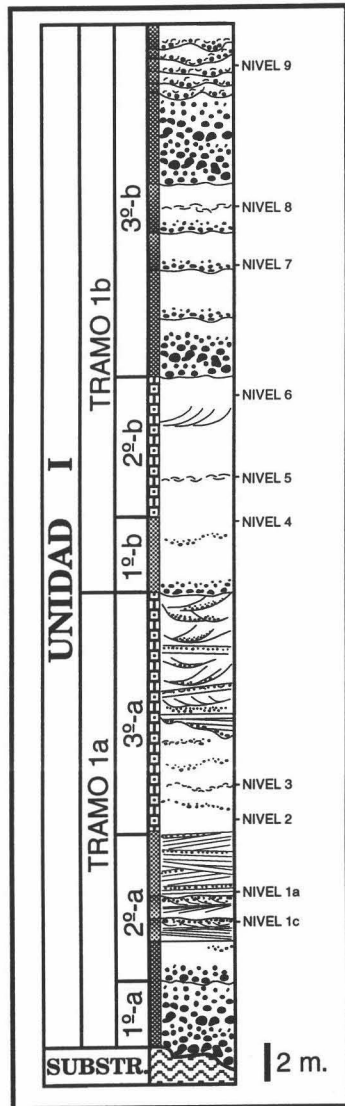


Fig. 7.9.- Columna estratigráfica sintética de Almayate.

carril que se dirige hacia el E, justo en la entrada de Almayate. El Plioceno se puede seguir en continuidad de exposición a lo largo de toda la sección, aproximadamente por 1,5 km.

El basamento, constituido por filitas y esquistos paleozoicos del Complejo Maláguide, aflora en el extremo oriental de la sección. Aquí, el conjunto plioceno presenta un buzamiento de hasta 50° al W que disminuye a menos de 10° en las proximidades de Almayate. Este dispositivo le confiere una geometría cuneiforme y cóncava hacia arriba. En este apartado describiré las características del Plioceno de una sección sintética, sección Almayate, obtenida a partir de diversas secciones parciales. Al W del afloramiento estudiado, al N de la Estación de Valle-Niza (Fig. 7.7), el Plioceno tiene características sedimentarias y estratigráficas similares a las de esta sección.

Sección Almayate

Se diferencian dos tramos que pueden dividirse, a su vez, en varios subtramos (Fig. 7.9).

1.a.- El tramo inferior presenta aproximadamente 25 m de potencia. Se pueden distinguir tres subtramos.

1) Primer subtramo.- Está constituido por conglomerados y brechas con grandes bloques que descansan directamente sobre un paleorrelieve existente en el substrato Maláguide. Tienen coloración rojiza y una granoselección inversa. Se acuñan hacia el S y el ENE ya que se adaptan a la superficie erosiva. Estos conglomerados enrasan el paleorrelieve. No he encontrado fósiles.

2) Segundo subtramo.- Comienza con conglomerados amarillentos, con superficies erosivas internas y granoselección positiva. El contacto basal es gradual.

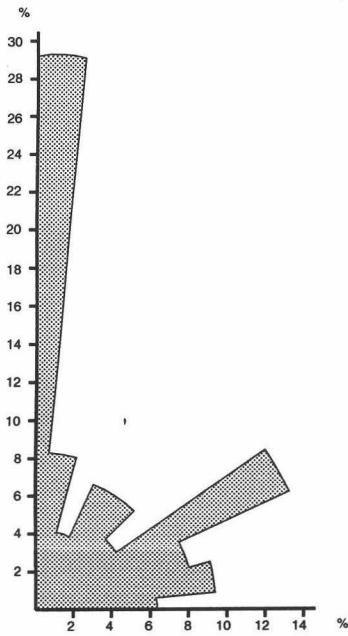
Hacia techo de este subtramo disminuye el tamaño de los cantos y se pasa a unas arenas gruesas con intercalaciones de niveles conglomeráticos con granoselección inversa. En las arenas aparecen estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo, con superficies de reactivación y unidireccionales. Indican un sentido de migración aproximadamente hacia el S. Tanto los conglomerados como las arenas contienen mayoritariamente *Ostrea* sp. En los conglomerados (nivel 1c; Fig. 7.9) la fauna aparece dispersa, con un 5 % del volumen. La totalidad de los restos conserva concha calcítica (Tabla 7.II). Tan sólo el 1 % del total de la fauna está completa y, además, articulada. Hay una fuerte tendencia a la verticalidad (Fig. 7.10a), y ausencia de selección de tamaños (Fig. 7.10b). Predominan los restos dispuestos con la concavidad hacia abajo. Todos los fragmentos presentan las aristas redondeadas. El 45,4 % están afectados por endobiontes y el 6,2 % por encostrantes.

NIVEL	ABUNDANCIA (n)	ARTICULAC.		RESTOS		CONCAVIDAD			MINERALOGIA			ARISTAS	
		Si	No	Fragmentos	Completos	Arriba	Abajo	Plano	Original	Molde	Recris.	Aguda	Redon.
1c	19,4 (97)	1	99	99	1	17,7 (37)	30,2 (63)	21,9	100	0	0	0	100
1a	22 (110)	1,9	98,1	97,1	2,9	32,4 (68)	11,4 (32)	29,5	100	0	0	0	100
2	21,2 (106)	0	100	100	0	21,6 (53,7)	18,6 (46,3)	34,3	100	0	0	0	100
3	419,4 (2097)	0	100	100	0	24,9 (50)	24,9 (50)	27,1	100	0	0	0	100
4	338,4 (1692)	0	100	100	0	10,8 (45,2)	13,1 (54,8)	48,3	9,1	90,9	0	0,6	8
5	171 (855)	1,1	98,9	98,6	1,4	15,9 (48,4)	17 (51,6)	40,8	7,9	92,1	0	0,4	7,3
6	20,8 (104)	0	100	100	0	29,1 (75)	9,7 (25)	7,8	100	0	0	0	100
7	29,6 (148)	0	100	98,6	1,4	25,3 (67,3)	12,3 (32,7)	37	100	0	0	0	100
8	35 (175)	0,6	99,4	99,4	0,6	24 (46,7)	27,4 (53,3)	29,7	10,9	89,1	0	0	10,9
9	450 (2250)	0	100	100	0	47 (67,2)	22,9 (32,8)	9,2	100	0	0	0	100
D	13,4 (67)	0	100	61,2	38,8	46,3 (66)	23,9 (34)	9	100	0	0	49,3	7,5

Tabla 7.II.- Rasgos tafonómicos medidos en la serie Almayate.

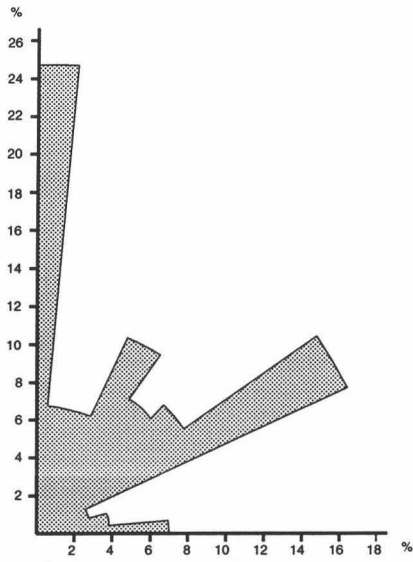
ORIENTACION EN LOS NIVELES DE LA SECCION ALMAYATE

NIVEL 1c



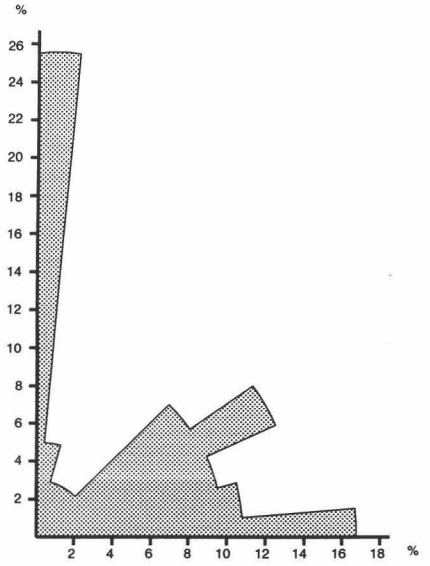
A Fig. 7.10

NIVEL 1a



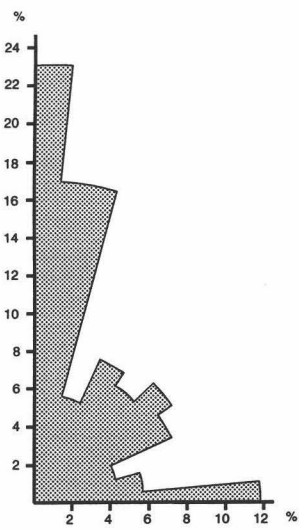
A Fig. 7.11

NIVEL 2



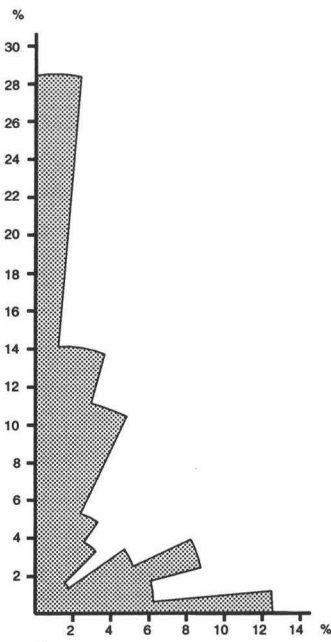
A Fig. 7.12

NIVEL 3



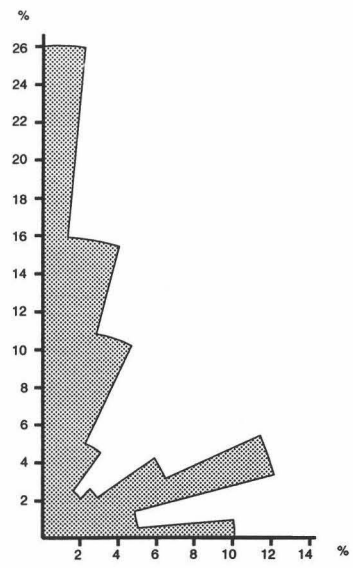
A Fig. 7.13

NIVEL 4



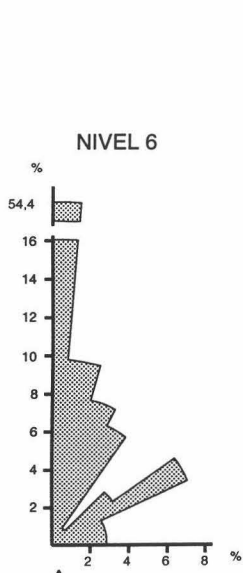
A Fig. 7.14

NIVEL 5

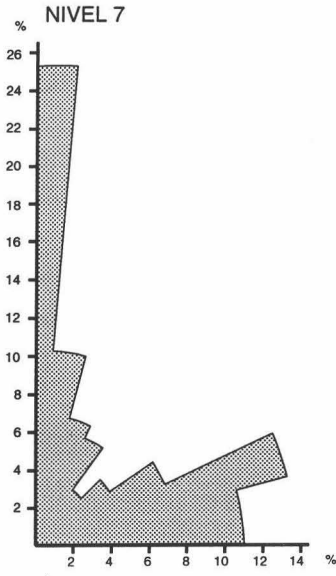


A Fig. 7.15

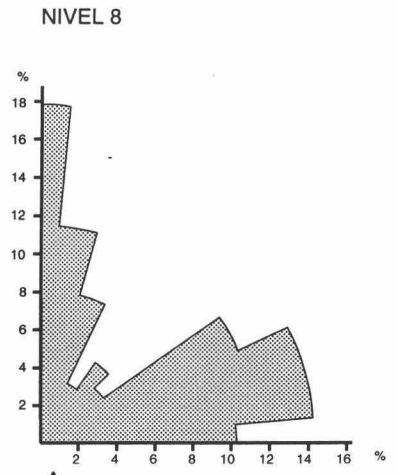
**ORIENTACION EN LOS NIVELES DE LA SECCION ALMAYATE
(Continuación)**



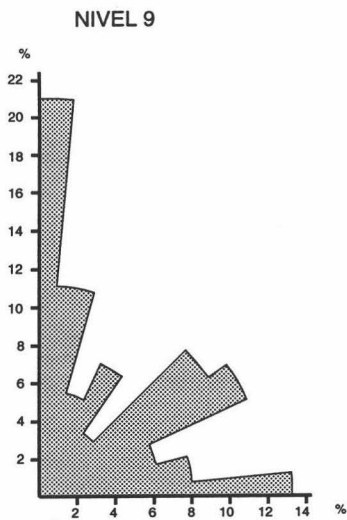
A
Fig. 7.16



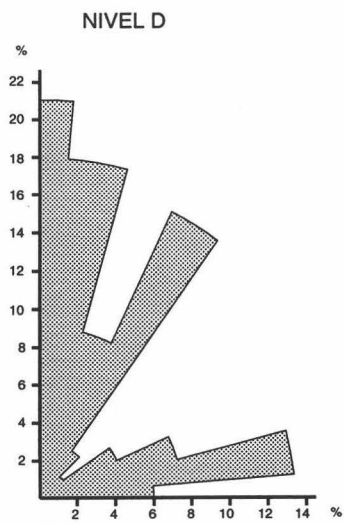
A
Fig. 7.17



A
Fig. 7.18



A
Fig. 7.19



A
Fig. 7.20

En las arenas con estratificaciones cruzadas (nivel 1a; Fig. 7.9) se observa el mismo empaquetamiento (disperso) y porcentaje de restos por volumen (5 %) que en los conglomerados. El 100 % de los restos presentan concha calcítica (Tabla 7.II). El porcentaje de restos completos es del 2,9 % y el de articulación algo más bajo, el 1,9 % del total de la asociación. Se observa una orientación bipolar, con un máximo de restos orientados perpendicularmente, 49,5 %, y oblicuamente, 36,2 % (Fig. 7.11a). No hay ninguna selección de tamaños (Fig. 7.11b). Los restos orientados con la concavidad hacia arriba son los más numerosos. Todos los fragmentos tienen las aristas redondeadas. El 36,4 % del total de la asociación muestra marcas de endobiontes.

3) Tercer subtramo.- Son unas calcarenitas bioclásticas muy cementadas y muy detríticas, en las que disminuye el contenido de siliciclásticos y aumentando el de bioclastos hacia techo. El contacto con el subtramo inferior es gradual. Presentan cicatrices erosivas internas rellenas con calcarenitas bioclásticas con estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo y unidireccionales. Los restos mayores de 0,5 cm son escasos y se encuentran dispersos en la matriz, con un porcentaje inferior al 10 % del volumen. Tan sólo hay fragmentos con concha calcítica y con las aristas redondeadas (nivel 2; Tabla 7.II). Están dispuestos con una orientación bipolar, dominada por restos orientados vertical y concordantemente (Fig. 7.12a). Hay una buena selección de tamaños, con un máximo de restos entre 0,5 y 1,5 cm de diámetro (Fig. 7.12b). No se ha detectado ningún encostramiento y el 16 % está afectado por bioperforaciones.

Entre las calcarenitas aparecen numerosos niveles poco potentes (hasta 10 cm de espesor máximo) de conglomerados fosilíferos con bases erosivas y gradación normal. Tienen un empaquetamiento denso, con el 45 % del volumen. Al igual que en la matriz circundante, sólo aparecen fragmentos de organismos calcíticos con las aristas redondeadas (nivel 3; Tabla 7.II). Hay una clara orientación preferencial vertical (Fig. 7.13a) y una buena selección de tamaños de bioclastos (Fig. 7.13b). En el total de la asociación predominan los restos planos. Tan sólo un 3,4 % del total de la fauna presenta trazas de bioperforaciones.

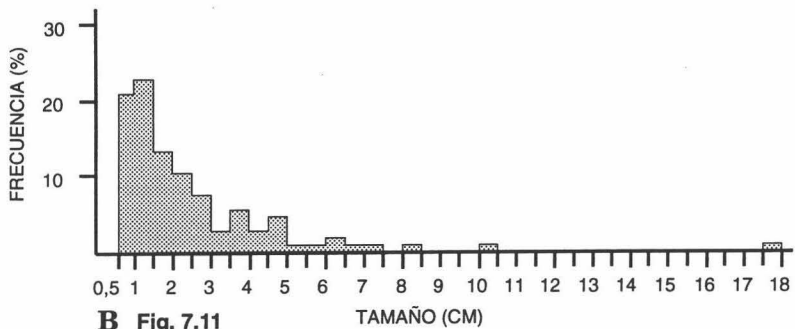
Tanto en la matriz calcarenítica como en las acumulaciones de fósiles, son mayoritarios los pectínidos y ostreidos. Este último subtramo tiene un índice de icnofábrica 3.

En la parte alta aparecen estratificaciones cruzadas en artesa de gran escala con acumulaciones de cantos y fósiles en las zonas de surcos. No obstante, se encuentran en paredes verticales de antiguas canteras, lo que imposibilita su estudio en detalle.

1.b.- El segundo tramo de 30 m de espesor, se puede subdividir también en tres subtramos.

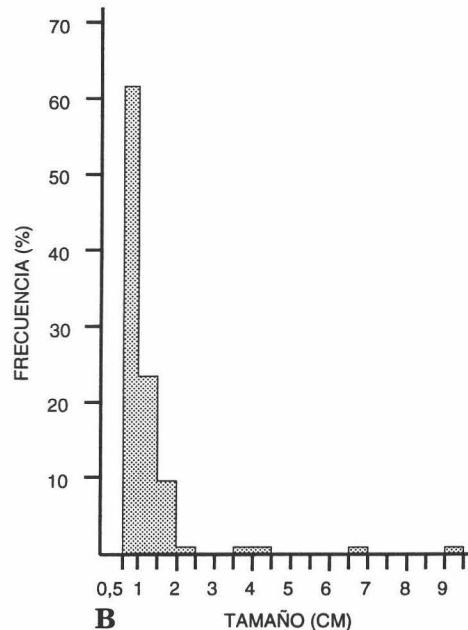
SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION ALMAYATE

NIVEL 1a



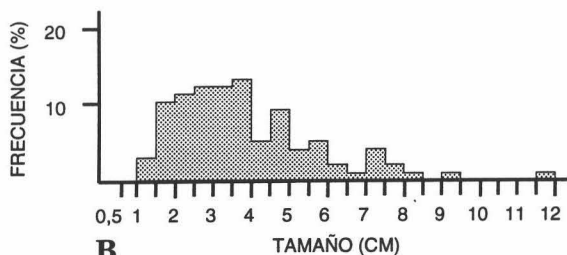
B Fig. 7.11

NIVEL 2



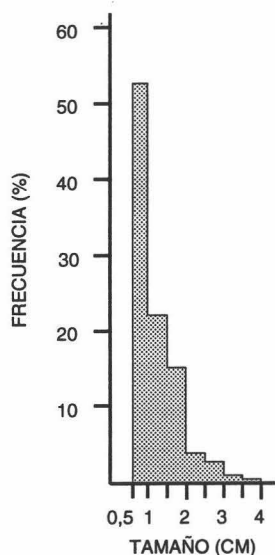
B Fig. 7.12

NIVEL 1c



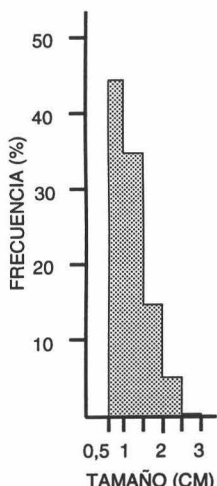
B Fig. 7.10

NIVEL 4



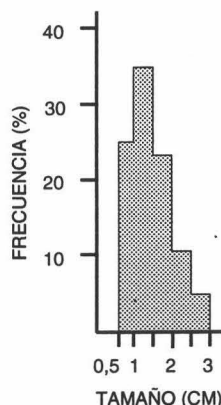
B Fig. 7.14

NIVEL 3



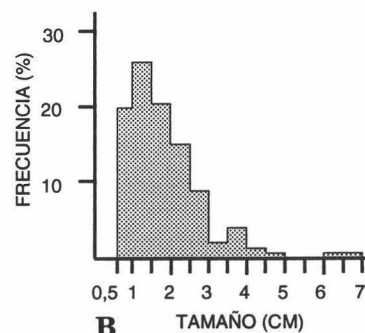
B Fig. 7.13

NIVEL 6



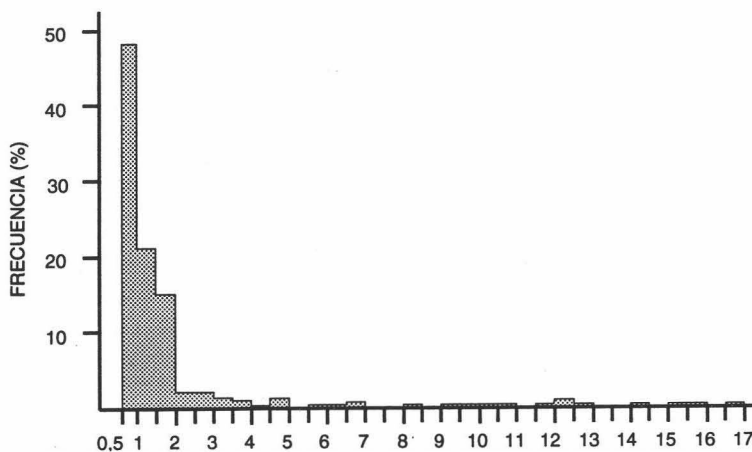
B Fig. 7.16

NIVEL 7

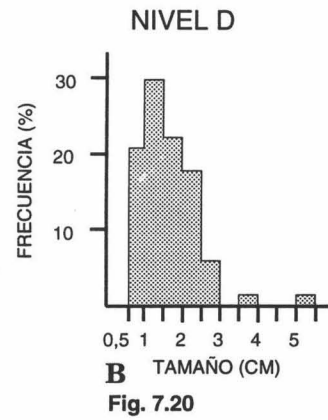
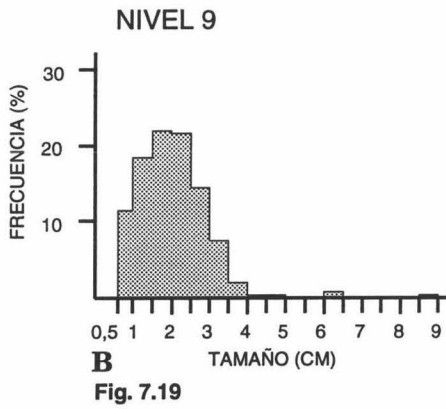
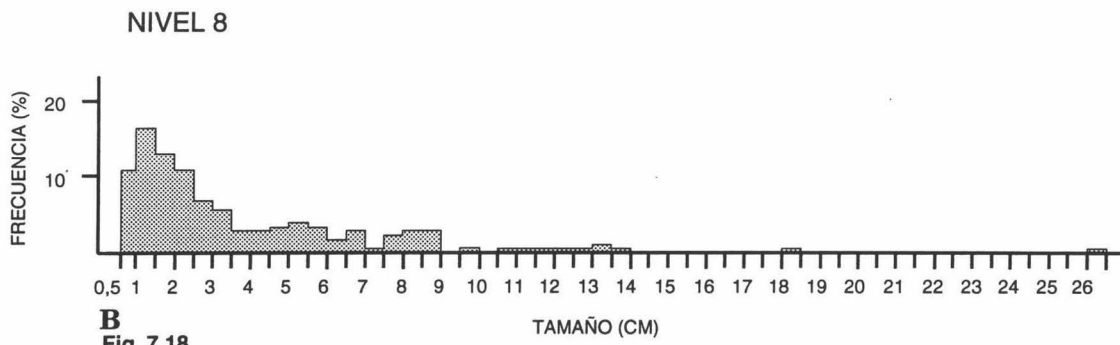


B Fig. 7.17

NIVEL 5



**SELECCION DE TAMAÑOS EN LOS NIVELES DE LA SECCION ALMAYATE
(Continuación)**



1) Primer subtramo.- El contacto con el tramo inferior está marcado por un nivel de conglomerados y de bloques con granoselección normal y base ligeramente irregular que se acuña hacia el W.

Por encima se pasa de forma rápida, aunque gradual, a calcarenitas detríticas. Se intercalan algunos niveles de conglomerados con bases canalizadas y granoselección normal. Esta primera parte del subtramo aflora en paredes verticales de canteras, por lo que es imposible acceder a ellas.

Los siliciclásticos disminuyen hacia techo y aumenta el contenido bioclástico. Se pasa así a calcarenitas, casi lumaquelas, muy fosilíferas y sin apenas cantos. Predominan diversas especies pertenecientes al género *Chlamys*. Muestran un empaquetamiento denso, con un porcentaje de restos del 40 % del volumen. Dominan los restos conservados como moldes, 90,9 % (nivel 4; Tabla 7.II). Los calcíticos tienen un aspecto pulverulento, conservándose sólo algunas capas de la concha. La totalidad de la asociación está constituida por fragmentos, de los cuales sólo el 0,6 % de los bioclastos calcíticos tienen las aristas agudas. Hay una clara orientación preferencial perpendicular (Fig. 7.14a) y una buena selección de tamaños (Fig. 7.14b). Los restos planos son los más abundantes en el total de la asociación, 48,3 %. El 1,1 % está afectado por bioperforaciones.

En el tercio superior del subtramo hay un nivel de acumulación de grandes *Hippochaeta* sp incluidos en la matriz calcarenítica. Tiene una geometría tabular y un espesor de 15 cm. También contiene abundantes fragmentos de *Chlamys* spp con la concha parcialmente disuelta. Presenta un empaquetamiento denso, con el 30 % del volumen. Las propiedades tafonómicas (nivel 5; Tabla 7.II) no varían de aquellas medidas para la matriz calcarenítica en la que se incluye el nivel (Figs. 7.15a-b). Sólo difieren en la presencia de algunos individuos completos (1,4 %) y otros articulados (1,1 %) en el total de la asociación.

El primer subtramo finaliza con calcarenitas bioclásticas, similares a las descritas anteriormente pero con megaestratificaciones cruzadas en artesa. No obstante, se exponen en paredes verticales de canteras abandonadas, lo que dificulta su estudio en detalle. Presentan abundantes trazas de bioturbación (ii3-4), siendo *Thalassinoides* el icnogénero más representativo.

2) Segundo subtramo.- El contacto con el subtramo anterior es gradual. Está formado por cuerpos con bases erosivas y gradación normal. Cada banco está constituido por acumulaciones basales de conglomerados fosilíferos que cambian hacia arriba hasta arenas medias-gruesas sin apenas fósiles. Esta gradación granulométrica da un aspecto estratificado al subtramo.

En la base del subtramo, los bancos son ricos en ostreidos y pectínidos, con un empaquetamiento disperso a poco denso, entre el 5 % y el 10 % del volumen. Sólo se encuentran fragmentos calcíticos con las aristas redondeadas (nivel 6; Tabla 7.II). Hay una clara orientación preferencial perpendicular, con el 78,6 % de restos orientados con un ángulo superior a 60° (Fig. 7.16a). Se observa una buena selección de tamaños de bioclastos (Fig. 7.16b). Dominan los fragmentos orientados con la concavidad hacia arriba. Tan sólo el 1 % del total está afectado por bioperforaciones.

En los bancos de la parte media del subtramo hay un empaquetamiento poco denso y un porcentaje de restos por volumen de roca que oscila entre el 5 % y el 10 % (nivel 7; Fig. 7.9). La asociación está dominada por ostreidos y pectínidos. Sólo se encuentran restos calcíticos con las aristas o la ornamentación desgastada (Tabla 7.II). No se ha observado ningún organismo articulado, aunque el porcentaje de restos completos es del 1,4 %. Hay una orientación bipolar (Fig. 7.17a) y una selección de tamaños relativamente buena (Fig. 7.17b). El 1,4 % está bioperforado y el 2 % tiene encostrantes.

En el último tercio del segundo subtramo hay una serie de bancos conglomeráticos amalgamados con superficies erosivas. Cabe señalar la existencia de dos niveles de acumulación de *Hippochaeta* sp caracterizados por un empaquetamiento poco denso y un 15 % del volumen. En el nivel inferior (nivel 8; Fig. 7.9) dominan los moldes, 89,1 % (Tabla 7.II). Sólo el 0,6 % del total está completo y articulado. Hay una marcada bipolaridad en la orientación de los bioclastos (Fig. 7.18a) y una gran dispersión de tamaños (Fig. 7.18b). Los restos planos son los más abundantes en el total de bioclastos. Todos los fragmentos conservados con concha presentan las aristas redondeadas (10,9 %). El 6,3 % del total están afectados por endobiontes.

3) Tercer subtramo.- Está constituido por una alternancia de conglomerados masivos o con gradación normal, y de acumulaciones densas de fósiles. Estas últimas tienen un porcentaje de restos que oscila entre el 35 % y el 40 % del volumen. La asociación está dominada por pectínidos, *Chlamys* spp y *Pecten* spp. Es bastante frecuente encontrar concentraciones de valvas desarticuladas dispuestas unas sobre otras a modo de recipientes encajados, es decir, con un ordenamiento "stacking" (Kidwell *et al.*, 1986). La totalidad de los restos son fragmentos con aristas redondeadas de organismos calcíticos (nivel 9; Tabla 7.II). No obstante, muestran un cierto grado de disolución ya que tienen un carácter pulverulento y sólo se conservan algunas capas internas de la concha original. Hay una orientación preferencial perpendicular, con un 45,4 % de restos orientados con un ángulo superior a 60° (Fig. 7.19a). La selección de tamaños es relativamente buena (Fig. 7.19b). Los fragmentos orientados con la concavidad hacia arriba son los más abundantes. Los porcentajes de restos con bioperforaciones o encostrados son notablemente bajos, 0,8 % y 0,4 % respectivamente.

El tamaño y el contenido en cantos disminuye hacia el W en los dos tramos descritos, es decir, en el sentido del buzamiento. Localmente se intercalan niveles de limos arcillosos de escaso espesor (10 cm de potencia máxima) que se acuñan hacia el E. Únicamente se puede acceder a los términos lateralmente equivalentes a las partes superiores del tercer subtramo. Son arenas finas-medias con fósiles dispersos, con el 5 % del volumen y gran cantidad de bioturbación (ii3-4). Todos los fósiles presentan conchas calcíticas (nivel D; Tabla 7.II). A pesar de que el porcentaje de elementos completos es alto (38,8 %), no se ha encontrado ningún individuo articulado. Hay una fuerte tendencia a la verticalidad, con el 64,2 % de restos orientados con un ángulo superior a 60° (Fig. 7.20a). La selección de tamaños es relativamente buena (Fig. 7.20b). Los restos orientados con la concavidad hacia arriba son los más abundantes. Del total de fragmentos, el 49,3 % presenta las aristas agudas frente a un 7,5 % que las tiene redondeadas. Sólo un 1,5 % está afectado por bioperforaciones.

En estos materiales predominan diversas especies del género *Chlamys*, fundamentalmente, *C. seniensis*.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

En conjunto, toda los fósiles contenidos en los materiales pliocenos de la sección de Almayate muestran evidencias de condiciones ambientales energéticas y, en general, someras. Esto se pone de manifiesto por la alta fragmentación, abrasión y desarticulación que han sufrido. Por otro lado, la constante presencia de conglomerados canalizados indica que el medio estuvo afectado por abanicos deltícos. Las variaciones verticales de detalle se comentarán en los siguientes subapartados.

1.a.- Este tramo es en general granodecreciente a techo, indicando una profundización, aspecto que se tratará a continuación. Se pasa, en conjunto, de un ambiente continental a uno submareal somero.

1) Primer subtramo.- La tonalidad rojiza de los conglomerados con los que se inicia la sedimentación del conjunto plioceno denota su carácter continental, como señalan numerosos autores (e.g. Tanner y Hubert, 1991; Driese y Foreman, 1992; Turner, 1993). Se adaptan y enrasan las irregularidades creadas por erosión en el basamento, constituido por materiales paleozoicos. Se trata, probablemente, de debritas depositadas en la parte subaérea de un abanico deltáico.

En el extremo occidental del afloramiento pueden observarse caliches a techo de algunos bancos de conglomerados y brechas, que corroboran el carácter subaéreo de estos

depósitos (James, 1972; Mahdoudi *et al.*, 1989; Lang *et al.*, 1990; Quinn, 1991; Rossinsky y Wanless, 1992-JSP-). Asimismo, la presencia de estos caliches indica un clima semiárido sometido a fuertes periodos de sequedad (Reeves, 1970; James, 1972; Leeder, 1982; Quinn, 1991; Turner, 1993).

2) Segundo subtramo. - El paso al segundo tramo se produce por un cambio en el color de las facies, acompañado por la aparición de fauna marina. Esto marca la transición a la sedimentación marina. La fauna es escasa y son más significativas las estructuras sedimentarias para interpretar el medio sedimentario. Por un lado, las arenas que alternan con los conglomerados presentan estratificaciones cruzadas planares, unidireccionales, de bajo ángulo y con superficies de reactivación internas. Todas estas estructuras sedimentarias son características de un "foreshore" de playa (e.g Reineck y Singh, 1986). El sentido de inclinación de las láminas hacia el S señala una migración de las playas en ese sentido. Los conglomerados pueden interpretarse como debritas depositadas en la zona litoral del abanico deltáico. Internamente presentan superficies de amalgamación, lo que indica la superposición de eventos repetidos en zonas proximales (Einsele, 1991; Einsele y Seilacher, 1991; Seilacher y Aigner, 1991). Después de cada avalancha de terrígenos, los procesos marinos debieron provocar un retrabajamiento de los cantos. En definitiva, el segundo subtramo comienza con una sedimentación costera en un abanico deltaico.

Al ser un ambiente somero y agitado, los restos de organismos estuvieron sometidos a un intenso proceso de destrucción tafonómica. Así, los porcentajes de restos completos y articulados son muy bajos y el 100 % están abrasionados.

Un rasgo tafonómico a considerar es el predominio de fósiles dispuestos verticalmente tanto en las arenas como en los conglomerados. Como han indicado varios autores, esta orientación preferencial se puede producir en ambientes sometidos a un régimen de alta turbulencia (Salazar-Jimenez *et al.*, 1982), o en zonas de altas concentraciones de organismos (Meldahl y Cutler, 1992). En las arenas predominan los restos imbricados, dispositivo que se produce en un fondo sometido a un continuo movimiento por tracción (Kidwell y Holland, 1991).

En la parte alta del segundo subtramo se produce una disminución del tamaño y cantidad de cantos así como un incremento significativo en el contenido de fósiles. Esto puede interpretarse como un cambio hacia zonas algo más profundas que las facies subyacentes. De esta forma, los aportes terrígenos se quedan limitados a las proximidades de la paleocosta y mar adentro disminuye la capacidad de removilización y redistribución del material siliciclástico debido a la dispersión de la energía (Nemec y Steel, 1984; Hill, 1985).

3) Tercer subtramo. - En el tercer subtramo la mayoría de los cantos se encuentran en cuerpos canalizados intercalados entre calcarenitas. Junto con los cantos se encuentran abundantes restos fósiles en las bases de los canales, formando depósitos basales residuales, acumulaciones de tipo "lag" según Kidwell (1991a). El escaso espesor de estos niveles (sólo algunos centímetros) y el incremento en el periodo de recurrencia entre aportes (puesto de manifiesto por una mayor separación estratigráfica entre niveles) indican que son depósitos de la parte medio-distal del abanico deltáico.

Los atributos tafonómicos de los restos en las calcarenitas indican un medio de alta turbulencia y destructivo. Así, todos los fósiles reconocidos se encuentran como fragmentos abrasionados. Este alto grado de destrucción puede deberse a un efecto combinado de alta energía y enterramiento lento. No obstante, la fragmentación pudo ser debida en gran medida a la acción de organismos predadores (Cadée, 1994a; 1994b; Cate y Evans, 1994). Sin embargo, diferenciar entre la acción mecánica o biológica como mecanismos de fragmentación no es fácil, y a veces, incluso imposible (Cadée, 1994a). Teniendo en cuenta, no obstante, los demás atributos tafonómicos, la posible destrucción biológica está fuertemente modificada posteriormente por retrabajamiento hidrodinámico. La excelente clasificación de tamaños que se observa es congruente con un medio turbulento.

En resumen, el tercer subtramo pudo depositarse en un medio submareal somero en condiciones de alta energía y con una tasa de sedimentación baja, con entradas recurrentes de material terrígeno depositadas en la parte medio-distal de los abanicos deltáicos.

1.b. - El segundo tramo presenta un incremento en el contenido en bioclastos hasta el primer tercio de la sección y luego vuelve a disminuir hacia el techo, mientras que el contenido en material detrítico sigue una evolución inversa. De igual forma que los dos parámetros anteriores, el tamaño de los cantos disminuye considerablemente primero y luego incrementa.

1) Primer subtramo. - El primer subtramo muestra una evolución vertical similar a la comentada para todo el primer tramo. Comienza con niveles de debritas amalgamadas depositadas en la parte proximal de un abanico deltáico. La alta destrucción de los fósiles y su notable escasez indican que se trata de un medio somero con alta turbulencia, probablemente debida al oleaje de costero.

Al inicio del segundo tramo se produce un incremento en la entrada de terrígenos a la cuenca con respecto al final del primer tramo. Esta señal estratigráfica indica una reactivación tectónica de los relieves circundantes que alimentaron la cuenca (Colombo, 1989). Como consecuencia, este evento tectónico provocó una reactivación del abanico

deltaico que alimentaron la cuenca, así como una somerización relativa, abortando la fase de profundización del tramo subyacente dando lugar al segundo tramo.

Hacia techo disminuye rápidamente el contenido en material detrítico y aumenta la cantidad de bioclastos. Las propiedades tafonómicas de la fauna indican un medio somero y turbulento, ya que sólo se reconocen fragmentos abrasionados. Asimismo, se intercalan cuerpos canalizados de conglomerados bioclásticos. Es un caso similar a la parte superior del tercer subtramo anteriormente descrito, por lo que puede interpretarse como un ambiente submareal somero.

La ausencia de material fino implica su continuo aventado por las corrientes. La sobreabundancia de bioclastos frente a terrígenos indica una tasa de aportes detríticos reducida. Esto se pone de manifiesto por el poco espesor de los niveles conglomeráticos y por su dispersión en la matriz bioclástica en la que se incluyen. La intensa bioturbación por *Thalassinoides* es también coincidente con un medio poco alimentado. Al haber una tasa de sedimentación baja, los restos quedarían expuestos sobre la interfase agua-sedimento durante largos periodos de tiempo. Esto, junto con unas condiciones energéticas, explicaría la alta fragmentación, desarticulación y abrasión de los fósiles.

El contenido en fósiles se incrementa de forma notable hasta alcanzar un máximo en el nivel de isognómidos, acumulación formada mayoritariamente por *Hippochaeta* sp. Son individuos de gran talla (hasta 30 cm de dimensión dorso-ventral), conservados como moldes, a veces articulados, y preferentemente horizontales o con bajo ángulo de inclinación. En la actualidad, prácticamente todos los representantes de la familia Isognomidae tienen un hábito de vida episedimentario, excepto *Malleus* que es semiendosedimentario (Stanley, 1972; Seilacher, 1984; Crampton, 1988). Seilacher (1984) incluye *Hippochaeta* dentro del grupo "edgewise recliners". Usualmente viven varios individuos agregados dispuestos en posición vertical o con la valva derecha sobre el fondo y bisados a substratos duros (Crampton, 1988). Se desarrollan en un amplio rango batimétrico, comprendido entre ambientes estuarinos hasta plataforma interna, soportando condiciones de alta o baja energía (Crampton, 1988). En la sección Almayate, se encuentran bastantes individuos de *Hippochaeta* articulados y con una marcada tendencia a la horizontalidad. El alto porcentaje de desarticulación que se observa en los datos numéricos (nivel 5; Tabla 7.II) es debido a los restos que componen la matriz. Este nivel se interpreta como una acumulación producida por una tormenta. Durante la tormenta se produjo un aventado del material fino quedando como residuos los bioclastos más grandes, en este caso las conchas de *Hippochaeta*. Con la resaca de la tormenta, el material residual fue cubierto con el sedimento redepositado. El conjunto de estos materiales se depositó en un medio de plataforma interna o submareal inferior afectado por tormentas.

2) Segundo subtramo.- El paso al segundo subtramo se hace de forma gradual. Como se desprende de la descripción de la serie, el inicio de este conjunto de materiales está marcado por la aparición de cuerpos conglomeráticos erosivos. Estos se hacen más abundantes y potentes hacia el techo del subtramo. Asimismo, las superficies internas de amalgamación en los bancos de conglomerados indican proximalidad. Por tanto, esta tendencia sugiere el paso a condiciones de depósito de abanico medio, cada vez más proximal hacia techo. Este cambio en los sedimentos indica una somerización relativa con respecto al subtramo subyacente, para el que se infirió un ambiente de abanico distal.

Los fósiles contenidos en los conglomerados muestran un alto grado de desarticulación, fragmentación y abrasión de los restos. Un aspecto llamativo es el predominio de restos orientados con la concavidad hacia arriba y la marcada tendencia a la verticalidad. Como Salazar-Jimenez *et al.* (1982) han puesto de manifiesto en su estudio sobre la orientación de bivalvos en condiciones someras, en los subambientes de alta energía se obtiene un patrón de orientación similar al encontrado en estos niveles.

En estos niveles se encuentra otras dos acumulaciones de *Hippochaeta* sp, cuya formación puede explicarse por efectos de tormentas, igual que el ejemplo antes comentado.

3) Tercer subtramo.- Aquí las acumulaciones de fósiles alternan con bancos de conglomerados amalgamados y con bases canalizadas que representan depósitos de abanico deltáico proximal. En las concentraciones es muy significativa la presencia de conchas de bivalvos apiladas unas sobre otras por su cara cóncava, "stacking". Este tipo de biofábrica ha sido atribuido a dos procesos: a) deformación *in situ* debido a la acción de eventos sísmicos (Seilacher, 1991). En arenas y arcillas no consolidadas, en el momento del shock sísmico, parte del material más superficial es puesto en suspensión y redepositado lentamente desde la nube de sedimento. Por su parte, las conchas se acumulan de forma empaquetada ("stacked") durante la liquefacción del sedimento producido por el seísmo (Seilacher, 1991). b) Flujos turbulentos de alta densidad producidos por tormentas (Middleton, 1967; Kidwell, 1991a; Kidwell y Holland, 1991). Los muros erosivos, la gradación vertical por tamaños y las amalgamaciones internas indican corrientes de tracción con potencial erosivo más o menos importante que corroborarían un origen por tormentas.

Como en otros niveles de esta misma sección, hay un predominio de restos dispuestos con la concavidad hacia arriba y una marcada tendencia a la verticalidad, dispositivo que puede darse en un medio de alta energía (e.g. Salazar-Jimenez *et al.*, 1982). La gran densidad de bioclastos también pudo influir en la orientación final de las conchas (Meldahl y Cutler, 1992).

En conclusión, el segundo tramo de la serie pliocena finaliza con sedimentos formados en un abanico deltaico dentro de la franja de actuación del oleaje de tormentas.

Siguiendo el buzamiento de las capas, hacia el W, en ambos tramos disminuye la granulometría. Como se comentó en la descripción de la sección, únicamente se pudo acceder a los términos lateralmente equivalentes a los niveles superiores del tercer subtramo. Aquí los fósiles, aunque desarticulados en su totalidad, presentan un alto porcentaje de restos completos (38,8 %. Nivel D; Tabal 7.II). Asimismo, los fragmentos encontrados en la asociación tienen las aristas mayoritariamente agudas, lo que significa que no han sido abrasinados. Tanto el tipo de sedimento como las propiedades tafonómicas apuntan a un medio en calma. Los restos dispersos en la matriz indican una tasa de sedimentación importante (Kidwell, 1985; 1986). El efecto combinado de un ambiente poco energético y un enterramiento rápido evitaría la exposición sobre el fondo durante mucho tiempo, favoreciendo la preservación de restos completos y fragmentos con las aristas agudas.

El sedimento presenta un grado de bioturbación importante, ii3-4. La desarticulación de los bivalvos pudo estar condicionada por la actividad de los organismos bioturbadores, como han sugerido varios autores (Boyd y Newell, 1972; Brett y Baird, 1986; Kidwell y Bosence, 1991). Además, la bioturbación puede ser la responsable del predominio de restos orientados con la concavidad hacia arriba y preferentemente verticales, como ocurre en medios poco energéticos (Salazar-Jimenez *et al.*, 1982).

CUENCA DE MALAGA

Los límites de la cuenca neógena de Málaga están constituidos por materiales pertenecientes al Complejo Maláguide (Fig. 7.21). En este área el Plioceno está formado por una sola unidad con materiales muy similares a los descritos en la sección Vélez-Málaga. Afloran en una gran extensión superficial, aunque no existen buenas secciones para estudiar su evolución detallada ya que es una zona de cultivo. Sólo en afloramientos muy dispersos, en cantiles verticales de canteras o próximos al substrato, existen buenos cortes, por lo que es difícil levantar secciones continuas. No obstante, es posible hacer observaciones parciales, y obtener una columna estratigráfica sintética. He estudiado los siguientes puntos: canteras próximas a Campanillas, situadas en el margen norte de la cuenca; entrada N a Málaga; Colonia de Santa Inés; carretera de Churriana a Pizarra; Cártama; alrededores de la Sierra de los Espartales; Pizarra; y alrededores de Alhaurín de la Torre y Alhaurín el Grande. Con todas estas observaciones puntuales se puede establecer una columna sintética del Plioceno de la cuenca de Málaga, así como las variaciones laterales de facies. En el apartado siguiente se describirán las características de esta columna sintética, denominada Hoya de Málaga, basada

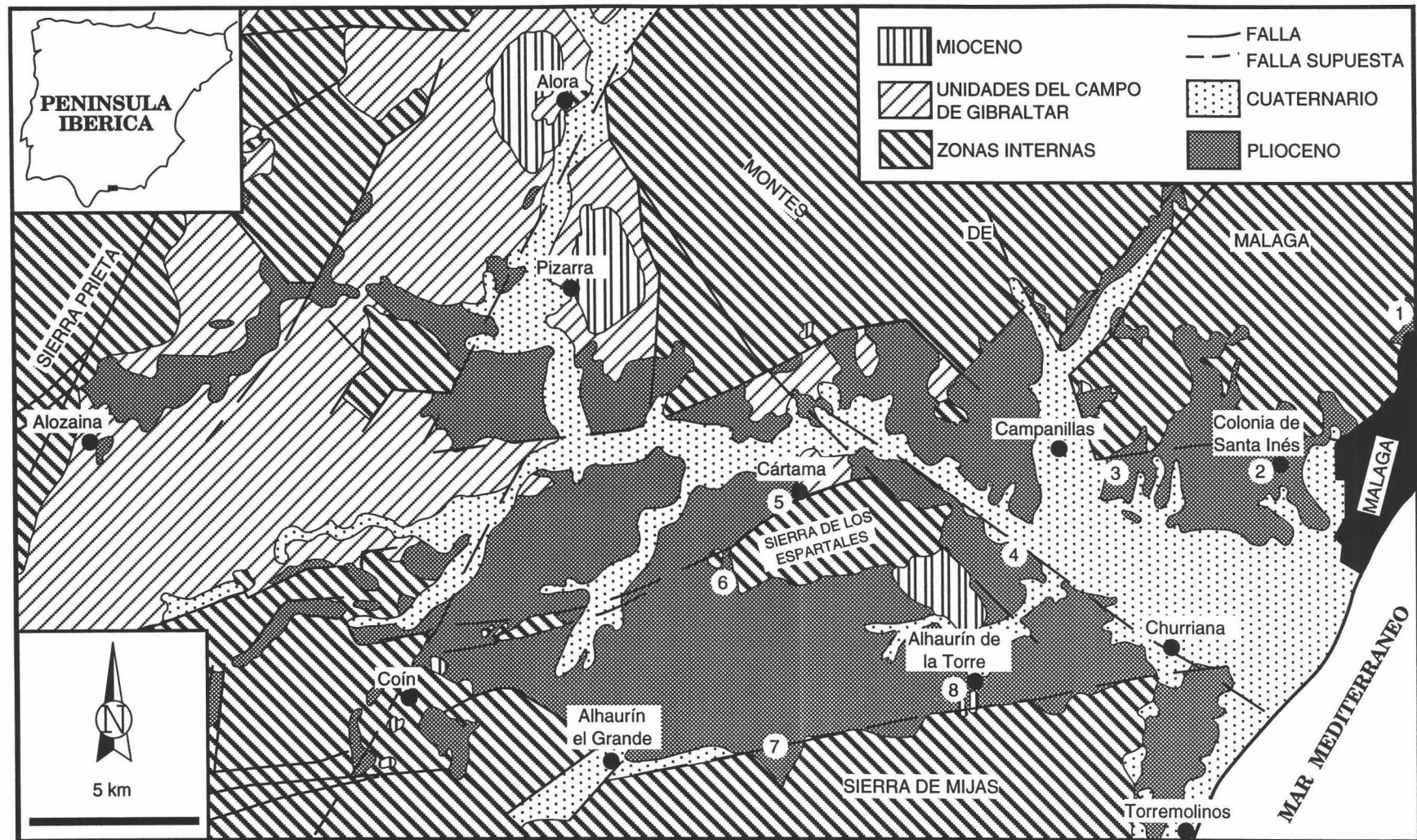


Fig. 7.21.- Mapa geológico de la cuenca de Málaga. (Tomado de Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991). 1: Entrada N a Málaga; 2: Colonia de Santa Inés; 3: Canteras próximas a Campanilla; 4: Carretera Churriana-Pizarra; 5: CÁrtama; 6: Alrededores de la Sierra de los Espartaes; 7: Carretera de Alhaurín de la Torre a Alhaurín el Grande; 8: Alhaurín de la Torre.

en descripciones parciales hechas tanto en los bordes como en las partes centrales de la cuenca.

Hoya de Málaga

a) Entrada N a Málaga. - El Plioceno aflora un transecto N-S, es decir desde el basamento hacia el centro de la cuenca (Fig. 7.22). En la zona más septentrional, arroyo Humaina, el Plioceno tiene aproximadamente 25 m de potencia, con un buzamiento de unos 30° hacia el S, que disminuye hasta la horizontal en ese mismo sentido. En este afloramiento se puede ver la relación existente entre la base de los depósitos pliocenos y el basamento, así como el paso a zonas más distales.

Directamente sobre el substrato hay una brecha de bloques angulosos de gran tamaño, procedentes del Paleozoico maláguide, sin ninguna clasificación por tamaños, que enrasan un paleorrelieve (Figs. 7.23 y 7.24). Están incluidos en una matriz arenoso-limosa de color gris-verdoso. Los bloques alcanzan hasta un tamaño de 0,5 m.

Por encima se pasa a bancos de conglomerados masivos o granodecrecientes a techo. Son cuerpos cuneiformes que se acuñan rápidamente en la horizontal hacia el S. Tienen muros ligeramente irregulares y erosivos. Los sedimentos entre los que se acuñan son arenas limosas marrones.

En los conglomerados la fauna está dispersa, con el 5 % del volumen. Algunos niveles apenas contienen organismos y el empaquetamiento es prácticamente "barren". Predominan restos de *Ostrea* sp, *Neopycnodonte* sp, *Chlamys* spp (fundamentalmente *C. seniensis*), *Pecten* sp y, en menor proporción, *Anomia ephippium*, *Pecten (Gigantopecten) latissima* e *Hinnites* sp. Normalmente, la fauna aparece desarticulada y fragmentada, aunque, a veces, hay individuos desarticulados de *Neopycnodonte* e *Hinnites* pero con la valva con la que se cementan adosada a grandes bloques.

En las arenas limosas la fauna presenta un empaquetamiento poco denso, con un 10 %-20 % del volumen. Contienen gran cantidad de bivalvos desarticulados y fragmentados.

Todo el conjunto descrito anteriormente pasa gradualmente hacia el S a arcillas azules muy homogéneas entre las que se intercalan capas de conglomerados y arenas gruesas-microconglomerados, tabulares o canalizadas, que se acuñan hacia el S. El tamaño de los cantos disminuye en este mismo sentido.

En un corte E-W, transversal al transecto, los cuerpos conglomeráticos tienen una morfología plano-convexa. Están incluidos en una matriz limosa con laminación horizontal milimétrica de tipo varve que se adapta a los conglomerados.

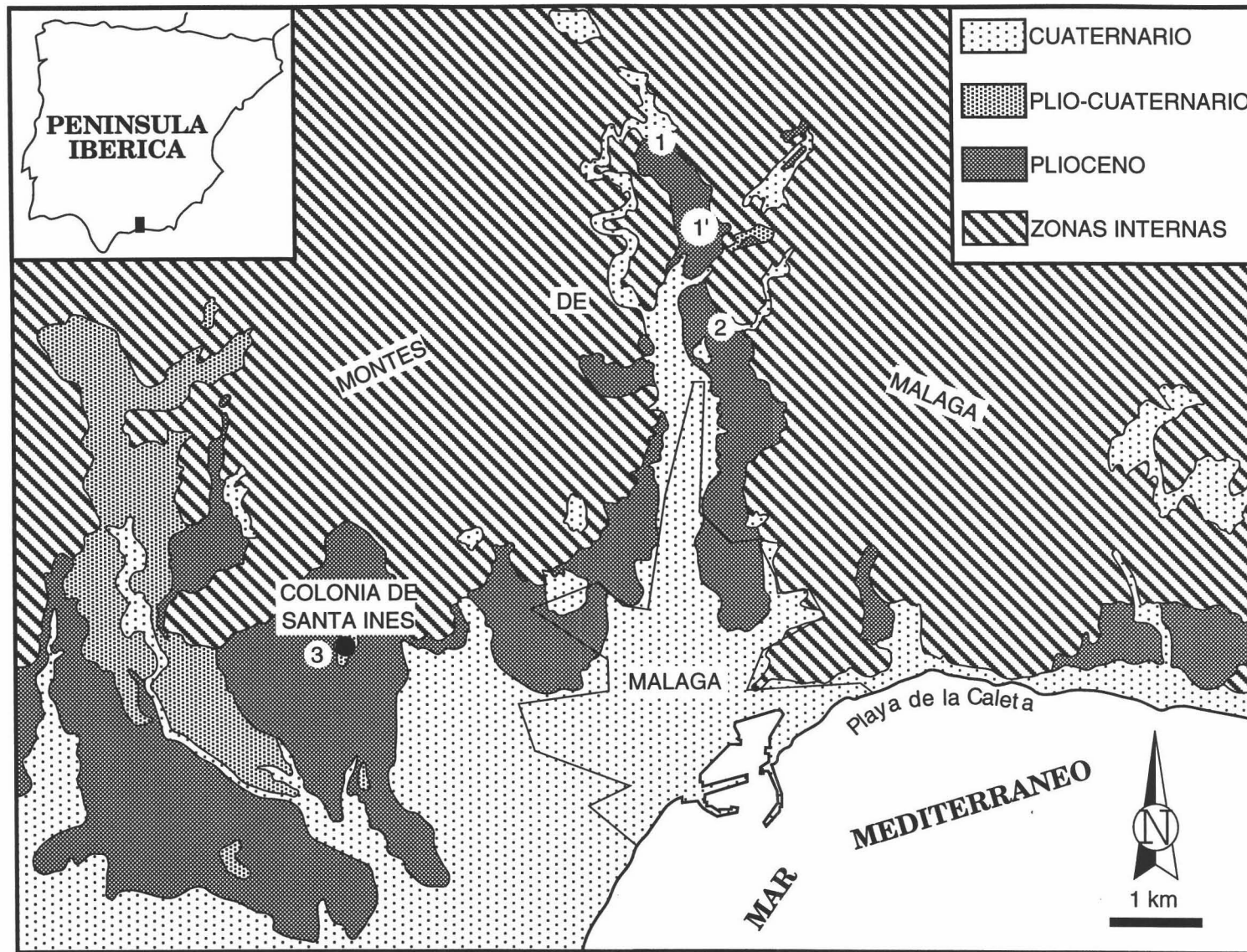


Fig. 7.22.- Mapa geológico en el que se marcan las posiciones exactas donde se hicieron observaciones en el afloramiento entrada N a Málaga. (Tomado del mapa geológico E 1:50.000 de Málaga-Torremolinos). 1: Localización de la columna de la Fig. 7.23; 1': Localización del perfil de la Fig. 7.24.

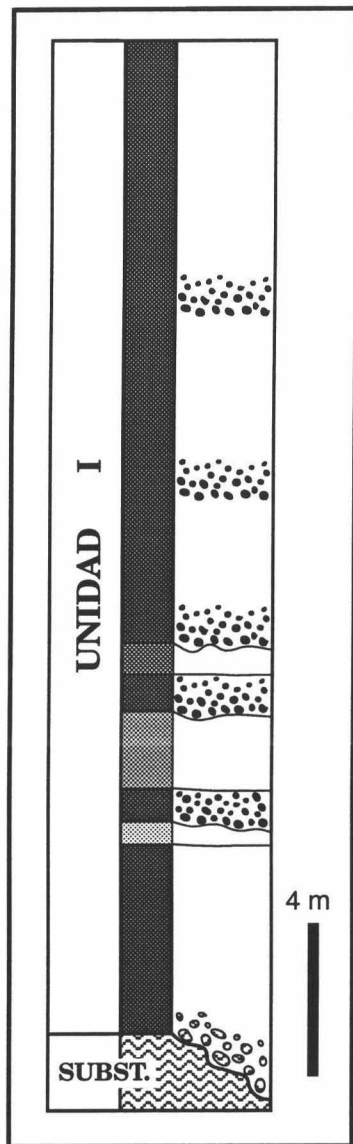


Fig. 7.23.- Columna estratigráfica levantada en la localidad 1 del afloramiento entrada N a Málaga (Fig. 7.22).

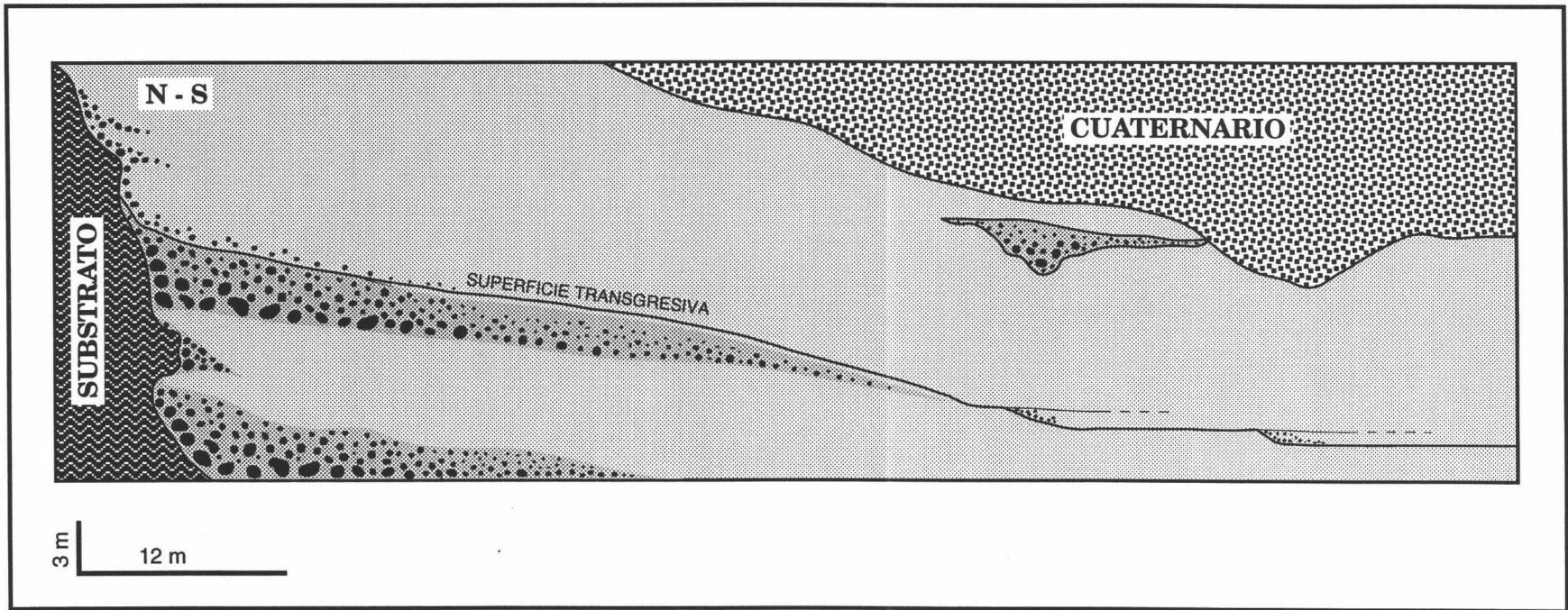


Fig. 7.24.- Perfil estratigráfico levantado en la localidad 1' del afloramiento entrada N a Málaga (Fig. 7.22).

Un dispositivo similar al descrito puede observarse en otros afloramientos próximos al substrato distribuidos a lo largo del margen norte de la cuenca; en la carretera entre Alhaurín de la Torre y Alhaurín el Grande (margen sur de la cuenca) y en las cercanías a Cártama (en el extremo occidental de la Sierra de los Espartales) (Fig. 7.21).

b) Canteras próximas a Campanillas.- Son una serie de canteras situadas en el margen norte de la cuenca de Málaga en las que se explotan unas arcillas azules (“arcillas de Tejares”) (Fig. 7.21). Ya que no se trata de un afloramiento único, no se puede precisar el espesor que alcanza el Plioceno. Como una estimación, puede llegar hasta 20-25 m de potencia desde la base aflorante. Directamente sobre el substrato hay arcillas azules con unas características litológicas y de facies muy homogéneas y constantes. La fauna aparece dispersa, con el 10 % del volumen. Se encuentra una gran diversidad de bivalvos, gasterópodos y escafópodos con un excelente grado de preservación, ya que están articulados y conservan rasgos ornamentales delicados.

Hacia arriba se pasa de forma gradual a limos arcillosos y, finalmente, a arenas finas-medias amarillentas. Entre las arenas se intercalan algunos cuerpos tabulares de areniscas cementadas de 6 a 10 cm de espesor. Los fósiles aparecen de forma tan dispersa que presentan un empaquetamiento prácticamente “barren”.

En la parte más alta de la sección se observan puntualmente niveles de conglomerados incluidos entre las arenas. Son conglomerados con gran cantidad de matriz fina, homogéneos y tabulares.

c) Carretera de Churriana a Pizarra.- En varios puntos de la carretera que se dirige de Churriana a Pizarra se puede realizar secciones parciales del Plioceno en taludes de la carretera. Los espesores varían, dependiendo de los cortes, desde algunos metros hasta aproximadamente 10-15 m. Son afloramientos situados prácticamente en el eje de la cuenca de Málaga, con una estratigrafía pliocena muy simple.

De muro a techo se pasa gradualmente de arcillas azules a arcillas limosas de color verdoso. Los fósiles, mayoritariamente bivalvos, gasterópodos y escafópodos, conservan la concha original y muestran un magnífico estado de preservación. Así, se encuentran bivalvos con las valvas articuladas, muchos de ellos en posición de vida y manteniendo rasgos ornamentales delicados. Aparecen dispersos en el sedimento y constituyen menos del 10 % del volumen de roca.

Estas características son comunes a otros afloramientos situados hacia el centro de la cuenca de Málaga: Colonia de Santa Ines (al W de Málaga), al N de Alhaurín de la Torre y en la carretera de Coín a Cártama (fig. 7.21).

Todos los afloramientos muestran sólo secciones parciales. El esquema estratigráfico general que se puede establecer para la cuenca de Málaga incluye, en las proximidades de los márgenes, conglomerados muy ricos en matriz arcillosa que se acuñan rápidamente hacia zonas distales. En este mismo sentido, los sedimentos cambian a arcillas azules que incluso llegan a ponerse sobre del basamento en algunos puntos. En las zonas centrales de la cuenca se pasa de forma gradual de arcillas azules en la base a limos y arenas amarillentas hacia techo.

INTERPRETACION DE CONJUNTO

a) Entrada N a Málaga.- En la sección de la entrada N a Málaga, el Plioceno descansa en discordancia erosiva sobre los materiales metamórficos del Complejo Maláguide. La relación directa que existe entre las brechas y el substrato, las características sedimentarias descritas y el escaso desarrollo horizontal, indican que se trata de caídas de bloques en una zona con un relieve escarpado. Einsele (1991) y Eberli (1991) describen depósitos similares en entornos tectónicamente activos. Tanto el sedimento arenoso-limoso en el que se incluyen estos cuerpos como las propiedades tafonómicas de la fauna (aspecto que se tratará a continuación) apuntan a un medio poco energético, probablemente por debajo del nivel de acción de las tormentas. Por tanto, la caída de bloques pudo producirse en escarpes de fallas submarinas, y no en la paleocosta.

La fauna asociada a los bloques está mayoritariamente desarticulada pero completa. En ocasiones, incluso se pueden reconocer organismos orientados en su posición de vida. Son valvas izquierdas de *Neopycnodonte* o derechas de *Hinnites* cementadas al substrato y sin ningún grado de abrasión mecánica. Estos organismos se fijan a grandes bloques en los que permanecen durante toda la ontogenia. El hecho de que se encuentren *in situ*, aunque desarticulados, y no abrasionados indica que los bloques sobre los que se cementaron no sufrieron desplazamiento una vez que fueron emplazados donde se encuentran actualmente.

Las conchas de *Neopycnodonte* muestran una morfología peculiar. Desarrollan la valva izquierda verticalmente, dando una forma de copa o cáliz ya, que elevan bastante sobre el substrato el margen de la comisura. Esta morfología de crecimiento suele interpretarse como una estrategia de los organismos sésiles que soportan una tasa de sedimentación relativamente importante para escapar del enterramiento (Chinzei *et al.*, 1982; Seilacher, 1984; Aguirre y Jiménez, 1994).

Neopycnodonte vive en el Mediterráneo actual preferentemente a partir de 50 m de profundidad, extendiéndose hasta 500 m (Barrier *et al.*, 1986). Stenzel (1971) califica este bivalvo como habitante de zonas profundas por debajo de 27 m hasta 1500 m. Por tanto,

la presencia de este ostréido en la asociación parece indicar un ambiente profundo para el depósito de los bloques.

En los limos y arcillas azules, lateralmente equivalentes a los niveles de bloques, se encuentran abundantes valvas atribuibles a nucúlidos, bivalvos que normalmente viven en fondos arenosos y arcillosos profundos (Watkins, 1974; Pendlebury y Dobson, 1976; Pérès, 1989). Esto confirma la hipótesis de una sedimentación profunda de los bloques. Estos organismos, junto con los tellínidos (otros componentes importantes en la asociación), son formas endosedimentarias típicas de fondos con reducido contenido en oxígeno (Sageman *et al.*, 1991), ambientes disaeróbicos. El color azul oscuro de los sedimentos también apunta en este mismo sentido.

En resumen, el Plioceno comienza en las zonas más próximas a los márgenes en un medio de depósito afectado por caídas gravitatorias de bloques procedentes, probablemente, de escarpes de fallas submarinas. Los atributos tafonómicos y la asociación de fósiles indican que se trata de un ambiente de baja energía hidráulica por debajo del nivel de acción de las tormentas durante la sedimentación normal ("background").

Por encima de las brechas se pasa a conglomerados estratificados con muros erosivos y un alto contenido en matriz fina. Estas características permiten interpretarlos como depósitos de debritas de un abanico deltáico. Hacia techo del conjunto estratificado, los niveles de conglomerados alcanzan mayor desarrollo horizontal, lo que indica una progradación del abanico.

En corte transversal, los conglomerados tienen una morfología lenticular planoconvexa típica de los lóbulos deltáicos. Rodeando estas masas de sedimento grueso hay limos finamente laminados que se adaptan perfectamente a la morfología lenticular. Entre los limos se pueden encontrar ocasionalmente cantos y bloques aislados que se interpretan como material rodado fuera de las avalanchas.

El cambio a tonalidades más claras del sedimento hacia techo y la sobreabundancia de formas epibisadas, como *Chlamys seniensis*, indican unas condiciones menos severas y limitantes en el contenido en oxígeno. Hubo una tasa de sedimentación relativamente alta debido al continuo aporte de siliciclásticos que diluyó los fósiles en la matriz.

Hacia el S todo el conjunto descrito pasa lateralmente a arcillas azules ("arcillas de Tejares") con ocasionales entradas de material siliciclástico grueso. Son depósitos formados en un ambiente de plataforma por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas, en un medio no agitado, aspecto que se pone de manifiesto por el grado de conservación de la fauna: bivalvos articulados, alto porcentaje de elementos completos (fundamentalmente gasterópodos) y preservación de rasgos ornamentales delicados. Todas estas propiedades han

sido consideradas por la inmensa mayoría de los autores como típicos de ambientes no agitados con un enterramiento relativamente rápido (e.g. Brett y Baird, 1986; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991 y Parsons y Brett, 1991).

b) Canteras próximas a Campanillas.- En las canteras próximas a Campanillas, los materiales que afloran en la base son las arcillas azules de plataforma externa. El carácter profundo de estos sedimentos está puesto de manifiesto por la presencia de *Neopycnodonte* y de gran cantidad de *Dentalium* spp. Según Pérès (1989), en el Mediterráneo actual los escafópodos predominan en los fangos de plataforma externa.

El aumento en la granulometría hacia arriba de la serie marcaría un cambio hacia ambientes más someros. Las capas de areniscas cementadas tabulares pueden interpretarse como tempestitas distales (Seilacher, 1991; Seilacher y Aigner, 1991), lo que confirmaría la somerización. Los tramos superiores de la sección se depositaron en un medio submareal profundo afectado por tormentas.

c) Carretera de Churriana a Pizarra.- En este afloramiento los rasgos sedimentológicos de nuevo un cambio granulométrico en la vertical. No obstante, la monotonía de las facies en toda la serie indica que no se debieron producir procesos episódicos, como tormentas, que alcanzaran estas zonas centrales de la cuenca de Málaga. La fauna aparece delicadamente conservada, encontrándose bivalvos en posición de vida. Aparecen numerosos bivalvos articulados aunque desplazados de su orientación original de crecimiento, y prácticamente todos conservan finos rasgos ornamentales de las conchas. Todo ello indica un medio de baja turbulencia, con un enterramiento rápido de los restos, probablemente una plataforma externa por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas y alimentada.

CUENCA DE MANILVA

La cuenca de Manilva está situada en las proximidades del límite entre las provincias de Cádiz y Málaga. Se trata de una cuenca de pequeñas dimensiones alargada longitudinalmente en una dirección NW-SE. Hacia el E de la cuenca de Manilva se puede seguir el Plioceno, en afloramientos más o menos dispersos a lo largo de la costa malagueña. Se asienta sobre diferentes materiales de las Zonas Externas y Zonas Internas, y afloran, principalmente, en los cursos de diversos ríos de tendencia NW-SE que descienden de los relieves próximos (Fig. 7.25).

El substrato sobre el que se depositó el Plioceno de la cuenca de Manilva, formado por una única unidad, está constituido por materiales del Complejo del Campo de Gibraltar y, puntualmente, calizas del Jurásico medio-superior y Cretácico inferior pertenecientes a las

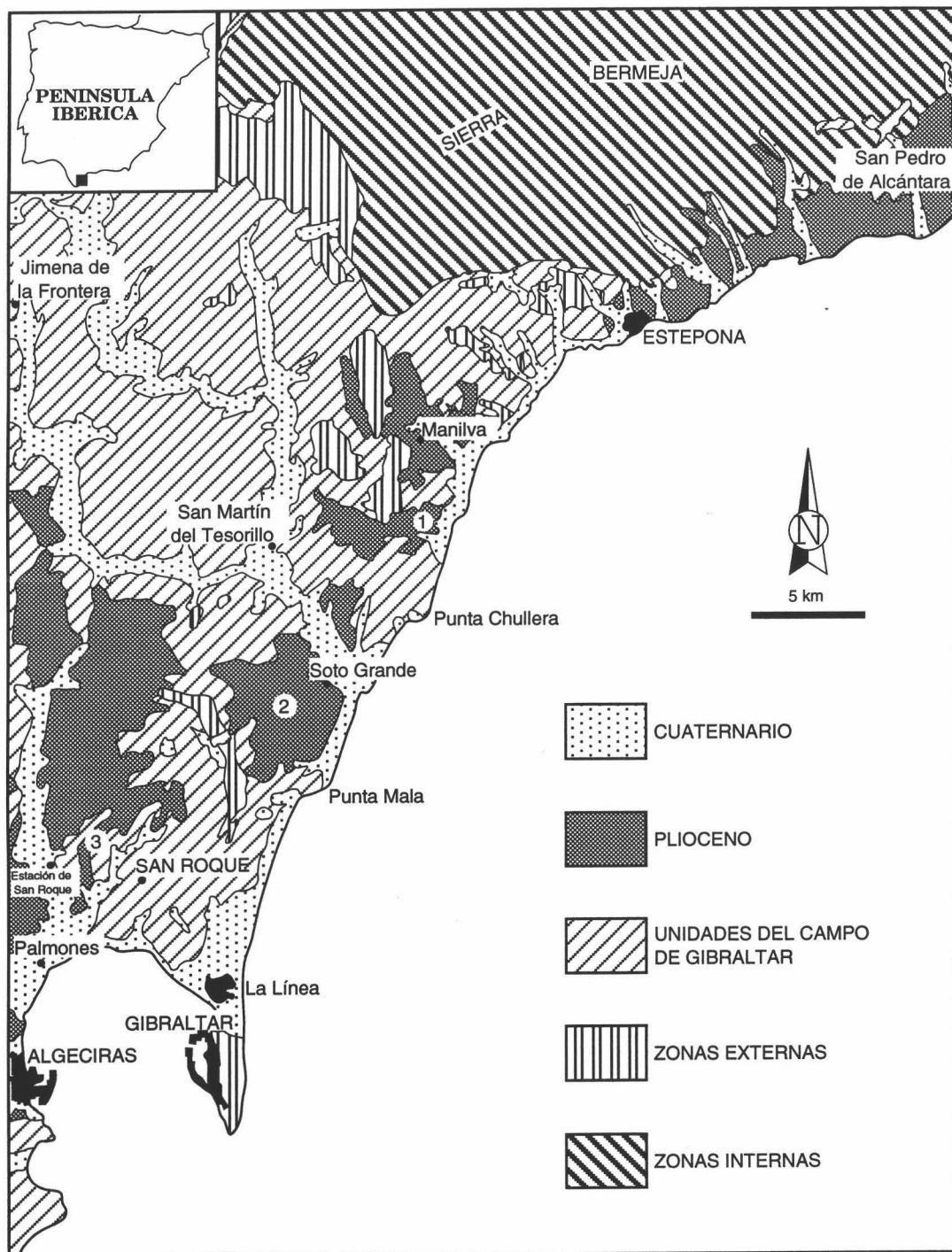


Fig. 7.25.- Mapa geológico de la cuenca de San Roque, cuenca de Manilva y afloramientos pliocenos entre Estepona y San Pedro de Alcántara. (Tomado del mapa geológico E 1:200.00 de Algeciras).

Zonas Externas (Penibético, Martín-Algarra, 1987) (Fig. 7.25). He estudiado un afloramiento situado en el margen N de la Loma de Miraflores donde he realizado una sección, que denominaré sección Miraflores (Fig. 7.26). En este afloramiento el Plioceno está expuesto desde la base del Arroyo Indiano hasta la cresta de la Loma de Miraflores, con aproximadamente 100 m de potencia. La densa vegetación que lo cubre impide hacer observaciones de detalle, dificultando su interpretación.

Sección Miraflores

Se trata de una serie continua en la que se pasa de margas limosas marrones en la base a limos y arenas finas hacia techo. Apenas contiene fósiles, por lo que muestra un empaquetamiento "barren". De forma muy dispersa se encuentran algunas valvas desarticuladas pero muy bien preservadas de *Amussium cristatum*. Ocasionalmente se encuentran individuos completos de *Neopycnodonte*.

En la parte alta se intercalan unos niveles de arenas bioclásticas que dan un aspecto estratificado a la serie. Muestran un suave buzamiento hacia el SE, acuñándose en el sentido del buzamiento. Presentan un empaquetamiento prácticamente "barren". Hacia el NW pasan a un potente banco (aproximadamente 12 m) de calcarenitas que da un fuerte resalte topográfico vertical. En su base aparecen megaestratificaciones cruzadas en artesa y acumulaciones de fósiles con muros irregulares y continuidad lateral reducida. La fauna presenta un empaquetamiento poco denso y un porcentaje del 15 % del volumen. En las acumulaciones de fósiles, el empaquetamiento cambia a denso y el porcentaje aumenta al 20 % del volumen. Los fósiles dominantes son pectínidos y ostreidos.

Hacia techo de este paquete calcarenítico disminuye el tamaño de los bioclastos y se pasa nuevamente a una alternancia de areniscas bioclásticas con arenas o arenas limosas. Estas, vuelven a cambiar hacia el NW a otro potente nivel de calcarenitas similar al descrito anteriormente (Fig. 7.26).

INTERPRETACION DE CONJUNTO

Como se ha comentado previamente, la interpretación de esta sección está muy limitada por la calidad de exposición de los materiales. La tendencia general de la secuencia indica un aumento en el tamaño de grano hacia techo. En las arcillas y los limos de la parte inferior, la fauna aparece muy bien preservada. Fundamentalmente se trata de *Amussium cristatum*, bivalvo que por sus características morfológicas indica un medio profundo (Stanley, 1972; Gould, 1976; Seed, 1984; Hayami, 1991). Normalmente aparece con las valvas desarticuladas pero completas. Su ligamento es débil por lo que sufre una

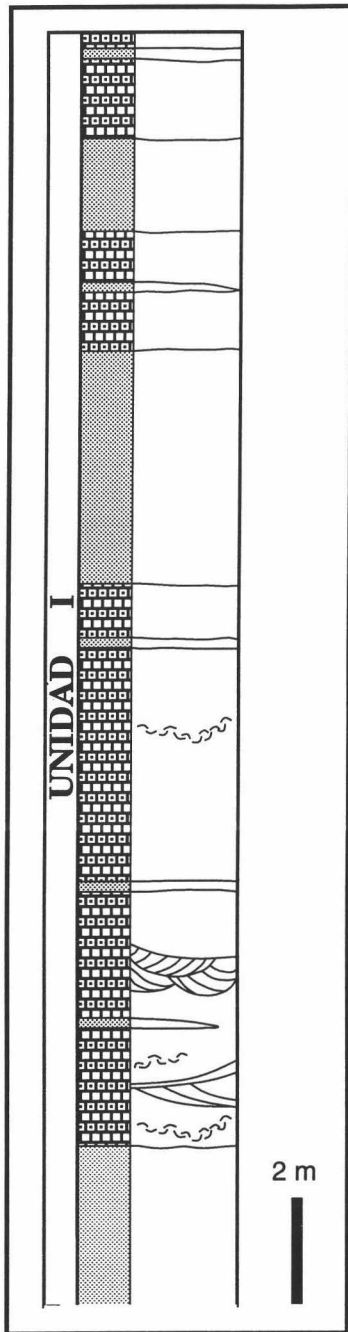


Fig. 7.26.- Columna estratigráfica de la sección Miraflores, cuenca de Manilva.

descomposición rápida después de la muerte, produciendo la desarticulación pasiva de las conchas. Este mecanismo pudo estar favorecido por los bioturbadores. La ausencia de turbulencia se pone de manifiesto por el tipo de sedimento y la inexistencia de estructuras sedimentarias. La presencia de *Neopycnodonte* confirma el carácter profundo del depósito de los limos (Barrier *et al.*, 1986). Se trata, probablemente, de un medio de plataforma por debajo del nivel de base del oleaje.

El paso a las arenas bioclásticas se produce de forma gradual con la progresiva intercalación de bancos de arenas bioclásticas. Por su parte, las arcillas se acuñan entre las arenas hacia el NW, pasándose al banco de calcarenitas. Los fósiles de las arenas y calcarenitas están muy triturados e incluidos en estratificaciones cruzadas. Esto significa unas condiciones turbulentas en ambientes más someros. Se trata de sedimentos formados en ambientes de plataforma somera o "shoreface" inferior que progradan hacia el SE, es decir, hacia el centro de la cuenca.

Por encima vuelve a repetirse este dispositivo. Únicamente hay que resaltar la ausencia de las facies arcillosas de plataforma profunda. En este caso, alternan las arenas bioclásticas y calcarenitas con arenas medias, que se amalgaman en otro banco calcarenítico más hacia el NW que en el conjunto inferior. Esta amalgamación hacia facies someras cada vez más al NW, es decir, hacia el margen, indica una geometría retrogradante. Este aspecto se tratará con detalle más adelante, en el apartado dedicado al análisis secuencial y a las divisiones internas dentro de cada unidad pliocena.

ANALISIS DE TAFOFACIES

Aunque las dificultades para estudiar en detalle el Plioceno de Málaga son numerosas, es posible hacer un análisis de tafofacies que permita caracterizar conjuntos litológicos por sus características tafonómicas. Como en los ejemplos de las provincias de Cádiz y Almería, las tafofacies que se pueden definir en el Plioceno de Málaga responden, en gran medida, a los diferentes ambientes deposicionales. En los apartados sucesivos describiré una serie de tafofacies que ya han sido propuestas en capítulos precedentes. Son las tafofacies de plataforma externa; de plataforma interna distal; de plataforma interna proximal y de cordón litoral.

Los sedimentos pliocenos de Málaga corresponden, frecuentemente, a depósitos de abanicos deltaicos. La señal sedimentaria dejada por estos depósitos es característica en los ejemplos estudiados. Sin embargo, las señales tafonómicas y los atributos tafonómicos no se diferencian de los producidos por las condiciones imperantes en el ambiente deposicional en los que se depositaron. Esto permite incluir los depósitos de abanicos deltaicos dentro de diferentes tafofacies y no caracterizar una tafofacie específica. La influencia de estos depósitos se refleja como fenómenos episódicos, aspecto que se discutirá en los sucesivos apartados.

TAFOFACIES 1: TAFOFACIES DE PLATAFORMA EXTERNA

Esta tafofacies representa los sedimentos más profundos, depositados por debajo del nivel del oleaje de tormentas, con niveles de oxigenación relativamente bajos, fondo disaeróbico. Está caracterizada por sedimentos arcillosos homogéneos. Los fósiles se encuentran casi en su totalidad intactos, preservando rasgos ornamentales delicados, con gran proporción de articulación, bajos porcentajes de fracturación y de abrasión, y presencia de numerosos individuos en posición de vida o ligéramente desplazados. Están dispersos en el sedimento sin constituir niveles de concentraciones discretos.

En el caso de la provincia de Málaga, se trata de una tafofacie muy rica en macrofauna marina. Predominan los moluscos frente a otros grupos, con una gran diversidad de bivalvos y gasterópodos. Un rasgo llamativo de la asociación de fósiles es que se preservan las conchas aragoníticas originales. La preservación del aragonito está favorecida, entre otros factores, por los sedimentos impermeables (Tucker, 1991), en este caso las arcillas azules,

materiales muy impermeables. Este patrón de preservación y la escasa destrucción de fósiles puede explicar la gran diversidad y abundancia de restos de organismos en esta tafofacies.

Los rasgos tafonómicos de preservación y el modo de fosilización sugieren que una tasa de sedimentación moderada a alta controló el desarrollo de esta tafofacies. Otros factores involucrados son la baja oxigenación y la ausencia de turbulencia. No hay registro de los fenómenos episódicos, excepto en zonas próximas a relieves submarinos, como en las brechas de la base del Plioceno en la sección de Entrada N a Málaga. Aquí, las repetidas avalanchas de material terrígeno grueso son los procesos episódicos, con una representación muy localizada, por lo que se puede suponer que los procesos tafonómicos ocurridos durante las condiciones normales son dominantes en esta tafofacies. Es decir, dominan las señales tafonómicas discretas de las condiciones "background".

Se incluyen dentro de esta tafofacies los depósitos basales de la primera unidad descrita en las cuencas de Vélez-Málaga y de Málaga. También es posible reconocerla en diferentes afloramientos distribuidos a lo largo de la costa, entre Torremolinos y Estepona.

TAFOFACIES 2A: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA DISTAL

Está constituida por depósitos afectados por tormentas, por lo que el rasgo sedimentario distintivo de esta tafofacies es la presencia de capas de tempestitas.

Los sedimentos característicos de esta tafofacies son limos y arenas finas homogéneos con intercalaciones de capas de tempestitas distales. En los abanicos deltaicos hay otras señales sedimentarias, esencialmente niveles de debritas.

Las propiedades tafonómicas de los fósiles en los sedimentos entre las las tempestitas no tienen cambios substanciales respecto a las de la tafofacies de plataforma externa. Se trata de fósiles conservados con la concha original e intactos en la mayoría de los casos. Sin embargo, en las capas de tormentas los fósiles tienen atributos tafonómicos distintos. En este caso, predominan restos desarticulados, fragmentados y abrasionados. Estos mismos atributos tafonómicos se dan en las debritas que alcanzan zonas distales de la plataforma.

Estas diferencias tafonómicas permiten distinguir los procesos tafonómicos episódicos de los que acontecen durante las condiciones normales. Los primeros representan una situación de alta energía debida a tormentas, mientras que los segundos reflejan una estabilidad del fondo durante las condiciones normales. En consecuencia, las señales tafonómicas que caracterizan esta tafofacies son las discretas de ambos mecanismos.

En los ejemplos estudiados en la provincia de Málaga, esta tafofacies se reconoce en las cuencas de Vélez-Málaga y de Málaga. También está representada en diversos afloramientos distribuidos a lo largo de la costa entre Torremolinos y Estepona.

TAFOFACIES 2B: TAFOFACIES DE PLATAFORMA INTERNA PROXIMAL

Como en capítulos anteriores, esta tafofacies caracteriza los sedimentos afectados por el oleaje de tormentas con rasgos sedimentarios que evidencian proximalidad. Son arenas medias hasta conglomerados, a veces estratificados, con intercalaciones de capas de tormentas amalgamadas. En los abanicos deltaicos está caracterizada por potentes bancos de debritas, frecuentemente amalgamados y con bases canalizadas.

Los rasgos tafonómicos de los restos conservados en esta tafofacies, tanto en los bancos de tormentas o debritas como en los sedimentos intercalados, muestran un elevado grado de alteración tafonómica. Es decir, los restos aparecen mayoritariamente desarticulados, fragmentados y abrasionados. No obstante, en algunos casos hay niveles donde la destrucción de los restos es mínima. Esta naturaleza mixta de los atributos tafonómicos es debida a los mecanismos deposicionales reinantes en la tafofacies. Durante las fases de alta energía de las tormentas muchos restos localizados en la zona tafonómicamente activa son retrabajados, aumentando su destrucción, ya afectados por la alta turbulencia durante la sedimentación normal. En otros casos, no obstante, se producen enterramientos catastróficos de restos que no son exhumados y posteriormente, permanecen con baja alteración tafonómica.

Los bancos de tormentas o de debritas representan episodios de acumulación. No obstante, las amalgamaciones entre diferentes capas indican la superposición de distintos fenómenos episódicos, y producen acumulaciones complejas o de eventos múltiples según Kidwell (1991a).

Los sedimentos entre las tempestitas y debritas incluidos en esta tafofacies reflejan las condiciones del fondo durante la sedimentación normal ("background"). Hay un notable incremento en la abundancia de restos respecto a las tafofacies anteriores, condicionado por una tasa de sedimentación más baja. Esto indica que las asociaciones de fósiles representan la superposición de diferentes comunidades a lo largo del tiempo ("time-averaged assemblages"). La removilización del fondo por el oleaje durante las condiciones normales produce un continuo retrabajamiento de los restos, favoreciendo su destrucción y la exhumación de bioclastos previamente enterrados.

Como se puede observar, la interacción de los mecanismos episódicos y los de "background" produce señales tafonómicas compuestas en el sentido de Speyer y Brett

(1991). Esta composición de señales tafonómicas también se acentúa en los procesos fosildiagenéticos. En los ejemplos del Plioceno de Málaga donde se reconoce esta tafofacies, existe una gran alteración química de los fósiles. Los organismos originalmente aragoníticos han sido disueltos y los de concha calcítica muestran evidencias de disolución (conchas que conservan sólo algunas capas con textura pulverulenta). Esto sugiere unas condiciones diagenéticas químicamente muy agresivas que debieron alterar de forma substancial los atributos tafonómicos. Probablemente, más afectado por estas condiciones fosildiagenéticas es la abrasión ya que, según han indicado varios autores, la disolución química produce resultados similares a los originados por la abrasión mecánica (Flessa y Brown, 1983; Brett y Baird, 1986; Davies *et al.*, 1990; Parsons y Brett, 1991; Glover y Kidwell, 1993). Asimismo, la disolución provoca un debilitamiento de la estructura cristalina de las conchas, lo que potencia la fragmentación de los restos. Como se puede observar, la disolución genera y/o amplifica los atributos tafonómicos producidos por procesos físicos, por lo que produce una señal tafonómica compuesta.

Dentro de esta tafofacies se incluyen los sedimentos pliocenos de la sección Burriana, cuenca de Nerja, y los de la sección Almayate, salvo el primer subtramo de esta última.

TAFOFACIES 3: TAFOFACIES DE CORDON LITORAL

Los sedimentos incluidos en esta tafofacies están caracterizados por estructuras sedimentarias de ambientes costeros, como barras sublitorales someras y estratificaciones cruzadas de tipo "foreshore". Dentro de esta tafofacies se incluyen únicamente los depósitos de la base de la sección Almayate. Como ya he comentado, son sedimentos gruesos con una elevada proporción de siliciclásticos, formados en abanicos deltaicos.

Los atributos tafonómicos que caracterizan esta tafofacies son una elevada fragmentación, desarticulación y abrasión de los restos, ya que se origina en un medio muy destructivo. Es una tafofacies con una baja diversidad y abundancia de restos, representados casi exclusivamente por ostreidos dispersos en el sedimento. El factor clave para explicar el modo de acumulación y los bajos valores de abundancia y diversidad es la turbulencia del medio. La destrucción tafonómica produce un sesgo de preservación hacia las formas más resistentes, en este caso los ostreidos, con una concha gruesa, ornamentada, con numerosas cavidades y una microestructura foliada que, aunque débil, ofrece una gran resistencia a la fractura por impactos (Taylor y Layman, 1972; Taylor, 1973). En menor medida, las propias condiciones ecológicas iniciales contribuyen a explicar la baja diversidad y abundancia en esta tafofacies, ya que se forman en medios sometidos a unas condiciones

ambientales muy limitantes (alta energía, fluctuaciones de salinidad, exposición subaérea, etc.) (e.g. Harris, 1990).

En este tipo de condiciones los factores tafonómicos episódicos y de "background" generan señales tafonómicas compuestas. Se produce una interacción, de forma que los fenómenos episódicos amplifican las señales tafonómicas de las condiciones normales y viceversa. En los abanicos deltaicos los procesos episódicos están representados por entradas intermitentes de material terrígeno, las tormentas y la reactivación de grandes estructuras sedimentarias. Durante la sedimentación normal, predomina el retrabajamiento de los restos por un continuo movimiento en el fondo. La reiterada exhumación y enterramiento de los bioclastos inhibe la formación de bancos de concentración de fósiles. Estos se producen en determinados episodios de cierta importancia que dejen un depósito tan potente que no sea excavado por retrabajamiento posterior.

ANÁLISIS SECUENCIAL

CARACTERIZACIÓN DEL CONTACTO ENTRE UNIDADES

En la práctica totalidad de la provincia de Málaga, el Plioceno está constituido por una única unidad. Sólo en la cuenca de Nerja se diferencian dos unidades separadas por una discordancia angular (Fourniguet y Le Calvez, 1975; Guerra-Merchán y Serrano, 1993). Como ya se ha comentado, Guerra-Merchán y Serrano (1993) denominaron ambos conjuntos como "Unidad pliocena inferior" y "Unidad pliocena superior". No obstante, en este trabajo se usarán los nombres de Unidad I y Unidad II, respectivamente, para mantener una uniformidad con la nomenclatura usada en el resto de las áreas estudiadas.

Si bien Fourniguet y Le Calvez (1975) dan un carácter local a la discordancia de la cuenca de Nerja, Guerra-Merchán y Serrano (1993) le asignan un rango más amplio y general dentro de la provincia de Málaga. Estos últimos autores argumentan en favor de una discordancia tectónica sinsedimentaria. No obstante, ni en la descripción que hacen de las secuencias ni en los esquemas que muestran se encuentran argumentos que justifiquen esta hipótesis. De hecho, no se observan estructuras típicas producidas en sedimentos depositados durante el movimiento de un accidente tectónico (Boorsma, 1992; 1993). Tampoco se aprecia con claridad la zona donde se amortigua, entre las dos unidades, el accidente tectónico que provocó la discordancia. Según Guerra-Merchán y Serrano (1993; pag. 67), mientras se producía el evento tectónico que causó la discordancia, la unidad inferior se iba desmantelando alimentando los depósitos contemporáneos con la discordancia. Sin embargo, en la descripción señalan que los conglomerados que tapizan la discordancia son de cantos muy redondeados y de naturaleza metamórfica. Aquí se aprecian dos contradicciones. Por un lado la naturaleza de los cantos no apoya la hipótesis que proponen. Por otro lado, dado que el transporte de los cantos durante la discordancia sinsedimentaria no debió ser muy grande, los cantos tendrían que ser angulosos y no redondeados. Por todo lo expuesto anteriormente, la hipótesis de un origen tectónico sinsedimentario de la discordancia no parece estar suficientemente argumentada e, incluso, existen argumentos contrarios. Probablemente se trate de una discordancia angular y erosiva sin más implicaciones tectonosedimentarias.

DIVISIONES INTERNAS DE CADA UNIDAD

UNIDAD I

La Unidad I siempre descansa en discordancia angular y erosiva sobre el substrato, lo que indica que es una secuencia de tipo 1 de Posamentier *et al.* (1988) y Van Wagoner *et al.* (1988). Esta unidad tiene un carácter general somerizante hacia el techo, aunque los rasgos litológicos varíen de unos puntos a otros. Las diferencias más notables aparecen en el afloramiento de Almayate y en la cuenca de Nerja.

La distribución parcheada de la Unidad I, su escaso desarrollo vertical y la dificultad de interpretar adecuadamente el medio sedimentario constituyen una severa limitación para establecer divisiones internas dentro de esta unidad. No obstante, en algunos puntos estudiados se puede establecer aproximadamente su arquitectura estratigráfica interna, integrada por diferentes cortejos sedimentarios.

Cuenca de Málaga

Las facies más profundas descritas en la cuenca de Málaga son las arcillas azules, que pueden atribuirse al cortejo sedimentario transgresivo. El carácter anóxico de estos materiales indica que pudieron depositarse durante el máximo transgresivo, como sugieren diversos autores (Hallam, 1984; Kauffman, 1988; Wetzel, 1991; Kidwell, 1991c; Einsele y Bayer, 1991).

En algunos puntos distribuidos a lo largo de los márgenes de la cuenca, la base de la Unidad I está formada por sedimentos típicos de "lag" transgresivo. Son los depósitos de bloques y brechas que rellenan y enrasan el paleorrelieve creado en el substrato. Estos materiales se forman durante el primer evento transgresivo después de la fase de bajo nivel del mar (Posamentier y Vail, 1988; Haq, 1991; Vail *et al.*, 1991). En otros puntos, sin embargo, las arcillas azules están directamente sobre el substrato paleozoico, lo que indica que la transgresión que inundó la cuenca debió ser bastante rápida. Esta idea está corroborada por el hecho de que los depósitos de "lag" transgresivo se formaron en condiciones relativamente profundas.

La interpretación de una transgresión rápida es coincidente con una inundación catastrófica del Mediterráneo, reconocida en la base del Plioceno por numerosos autores (Nesteroff *et al.*, 1972; Cita, 1972; 1973; Cita y Ryan, 1973; Hsü *et al.*, 1973; Zijderveld *et al.*, 1986; Hilgen y Langereis, 1993).

La somerización indicada por los materiales que descansan sobre las arcillas azules hasta el final de la Unidad I representa la progradación de los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar. En la mayoría de los puntos estudiados la práctica totalidad de la Unidad I está constituida por estos materiales y el cortejo sedimentario

transgresivo se limita a los primeros metros de la secuencia. Esto origina ciclos sedimentarios muy asimétricos, que confirman la rapidez con se produjo la transgresión de la base del Plioceno (e.g. Einsele y Bayer, 1991). Este patrón es propio del modelo VIII de ciclos sedimentarios transgresivo-regresivos de plataformas medio-externas de estos autores, en el que se produce una transgresión repentina con depósitos empobrecidos en oxígeno y un cortejo sedimentario de alto nivel del mar que ocupa la mayor parte del ciclo.

El patrón de secuencia sedimentaria descrito anteriormente se reconoce en la cantera S de la cuenca de Vélez-Málaga, afloramiento donde está la sección más potente de esta cuenca. Es de resaltar que los depósitos de "lag" transgresivo están mucho mejor representados aquí que en la cuenca de Málaga, como puede observarse en la cantera N. Los conglomerados arrancados del basamento se disponen con una geometría de solapamiento expansivo, dispositivo que refleja la progresión de la transgresión. La profundización hacia techo en este afloramiento refleja el avance progresivo de la transgresión.

Cuenca de Manilva

En la cuenca de Manilva es difícil hacer un análisis secuencial detallado debido a la mala calidad de observación del afloramiento. No obstante, es interesante resaltar el carácter expansivo y retrogradante que presentan los depósitos pliocenos en el techo de la sección. Como se vio en la descripción de la sección, en el techo se reconocen dos bancos calcareníticos depositados en medios someros, de los cuales el superior se extiende más hacia el NW, es decir más hacia la paleocosta, que el inferior. Este dispositivo de solapamiento expansivo se interpreta como una subida relativa del nivel del mar hacia la parte alta de la Unidad I.

Afloramiento Almayate

La división en dos tramos realizada en este afloramiento responde a dos ciclos sedimentarios distintos. Como se desprende de la descripción e interpretación de esta sección en los apartados precedentes, el primer tramo muestra un patrón de profundización progresivo mientras que el segundo representa un ciclo sedimentario completo de profundización-somerización.

La división en subtramos con fines descriptivos hace referencia a los distintos cortejos sedimentarios que conforman cada tramo. El primer subtramo del primer tramo representa los depósitos de cuñas progradantes el cortejo sedimentario de bajo nivel del mar. Estos depósitos se forman tras la bajada del nivel del mar del ciclo precedente (Posamentier y Vail, 1988; Vail *et al.*, 1991; Haq, 1991). Los dos subtramos superiores marcan el cortejo sedimentario transgresivo ya que reflejan un progresivo cambio hacia condiciones cada vez más profundas. La geometría de solapamiento expansivo que tienen estos sedimentos refleja el avance de la transgresión.

El techo del primer tramo es una superficie de truncamiento que, como ya se ha explicado anteriormente, acaba con el ciclo sedimentario del primer tramo y supone el inicio del segundo tramo. El nivel de bloques con el que se inicia el segundo tramo y los conglomerados del primer subtramo se interpretan como los depósitos de cuñas progradantes del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar. Al igual que en el tramo subyacente, la profundización gradual en las condiciones de depósito indica la progresión del cortejo sedimentario transgresivo. Estos depósitos se expanden sobre los inferiores y se disponen sobre los del primer tramo. Esta geometría de solapamiento expansivo refleja el avance de la transgresión durante la formación de este cortejo sedimentario.

La relación bioclastos/terrígenos aumenta progresivamente hasta alcanzar el máximo alrededor del nivel de acumulación de *Hippochaeta* del primer subtramo, a partir del cual vuelve a disminuir. Este cambio se interpreta como una profundización seguida de una somerización en las condiciones de depósito. Por tanto, es posible asignar este máximo de acumulación a la fase de mayor profundidad de la cuenca, formado durante el máximo transgresivo. No se observa ninguna superficie característica que marque el final del cortejo transgresivo ("maximum flooding"), lo que quizás sea debido al alto grado de bioturbación de estos depósitos (ii3-4). Es posible que la gran concentración de restos que se produce en torno al nivel de *Hippochaeta* pueda representar una amalgamación de las acumulaciones que se pueden producir durante el máximo de inundación y al inicio de la progradación del cortejo sedimentario de alto nivel del mar que se superpone en la superficie de biselamiento basal (Banerjee y Kidwell, 1991; Kidwell, 1991c; 1993).

Como se ha comentado en la interpretación de esta sección, el paso al segundo subtramo indica una somerización que continua hacia el tercer subtramo por la progradación de facies cada vez más someras. Ambos subtramos se interpretan como los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar. El cambio del cortejo sedimentario transgresivo al de alto nivel del mar también se refleja en el cambio en la geometría de los estratos, en la cual se pasa de solapamiento expansivo a progradación.

UNIDAD II

Cuenca de Nerja

Esta unidad sólo pueden estudiarse al inicio de su sedimentación. El carácter erosivo de la discordancia sobre la que reposa la Unidad II indica que se trata de un límite de secuencia de tipo 1. Los primeros niveles de la Unidad II se disponen con un solapamiento expansivo sobre la Unidad I, indicado por sucesivos niveles de conglomerados fosilíferos cada vez más expansivos hacia el E. Estas concentraciones de restos son acumulaciones de tipo IV de Kidwell

(1985; 1986), típicas de la base de una secuencia durante la progresión de una transgresión (Banerjee y Kidwell, 1991; Kidwell, 1991c; 1993). Por ello, la Unidad II comienza con facies pertenecientes al cortejo sedimentario transgresivo.

BIOCRONOESTRATIGRAFIA DE LOS DEPOSITOS PLIOCENOS EN LA PROVINCIA DE MALAGA

La Unidad I de Málaga sólo ha podido ser datada en las arcillas azules y/o limos amarillentos. Los restantes materiales no han podido ser datados debido a la granulometría gruesa y el carácter somero. En casi todos los puntos donde aflora la Unidad I con sedimentos datables con foraminíferos planctónicos ha sido atribuida a la zona M PI 2 de Cita (1975), por la presencia de *Globorotalia margaritae* y la ausencia de *G. puncticulata* (Benkheilil, 1976; González-Donoso y Porta, 1977). Tan sólo se reconocen algunos puntos donde coexisten ambas especies, caracterizando la zona M PI 3 (González-Donoso y Porta, 1977). Tanto Benkheilil (1976) como González-Donoso y Porta (1977) indican que la zona M PI 1 no ha sido identificada en ningún punto de la provincia de Málaga. Igual que se ha comentado para la provincia de Almería, la ausencia de la primera biozona del Plioceno puede deberse a un artefacto biocronoestratigráfico, dada la falta de criterios definitivos para determinar el inicio del Plioceno en el Mediterráneo (e.g. Hilgen y Langereis, 1993).

Diversos muestreos puntuales en la base y hacia la parte alta de la Unidad I han corroborado estas edades. Las arcillas azules contienen una asociación de foraminíferos planctónicos característica de la zona M PI 2: *G. margaritae*, *Globigerinoides conglobatus*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* y *S. paenedeshicens*. En la muestra más alta, recogida en la parte media de los limos amarillentos que se superponen a las arcillas azules, la coexistencia de *G. margaritae* con *G. puncticulata* indican una edad de zona M PI 3. Aún se desconoce la edad precisa del final de esta unidad, pero, por el momento, habría que incluir esta unidad en su totalidad dentro del Plioceno inferior.

En la cuenca de Nerja y en la sección de Almayate se carece de datos biocronoestratigráficos para datar la Unidad I. Únicamente se cuenta con su posición estratigráfica, directamente sobre el substrato. Según esta correlación, la Unidad I descrita en la cuenca de Nerja y en el afloramiento de Almayate se considera equivalente a la Unidad I descrita en la cuenca de Málaga o de Vélez-Málaga, donde ha sido datada. Es decir, pertenece al Plioceno inferior.

La Unidad II, descrita en la cuenca de Nerja, no ha podido ser datada ya que está formada por sedimentos detríticos gruesos. Fourniguet y Le Calvez (1975), aunque con grandes reservas, consideraron estos materiales pertenecientes, probablemente, al Plioceno superior. Guerra-Merchán y Serrano (1993) los atribuyen a la parte alta del Plioceno inferior. Los criterios seguidos por estos últimos autores son la ausencia de materiales

pertenecientes al Plioceno superior al E de Fuengirola (ver también Benkheilil, 1976) y la presencia de una discordancia angular intra-Plioceno inferior en otros puntos de Málaga. No obstante, estos mismos autores, recientemente, han reconocido la existencia de depósitos marinos del Plioceno superior en la provincia de Málaga (Serrano y Guerra-Merchán, 1994). Como se puede observar, la falta de criterios biocronoestratigráficos precisos hace imprecisa la presencia del Plioceno superior marino en la región.

La discordancia intrapliocena existente en la cuenca de Nerja puede correlacionarse con la discordancia producida hacia la base del Plioceno superior en otras cuencas de las Cordilleras Bética y Rifeña y en el Mar de Alborán. Esto implicaría que la Unidad II pertenece al Plioceno superior, al menos en parte. Esta hipótesis resulta consistente con la edad atribuida por Fourniguet y Le Calvez (1975) a la discordancia de la cuenca de Nerja. A falta de otros criterios, este será el que se siga en este trabajo, de forma que la Unidad II se considerará Plioceno superior en edad. Más adelante se expondrán datos de tipo paleogeográfico, que sugieren que la discordancia debió producirse después de la zona M PI 3, parte alta del Plioceno inferior. No obstante, no se puede descartar definitivamente que esta discordancia estuviera producida por fenómenos tectónicos locales, durante el Plioceno inferior, sin mayor repercusión areal.

TENTATIVA DE UNA JERARQUIZACION TEMPORAL DE LAS UNIDADES

La imprecisión biocronoestratigráfica de las unidades pliocenas de Málaga no permite establecer un orden de ciclicidad preciso a cada una de ellas. El problema es especialmente acusado para las unidades descritas en la cuenca de Nerja y en el afloramiento de Almayate, para las que no hay criterios biocronoestratigráficos de datación. Sin embargo, para la Unidad I de la Hoya de Málaga existen algunos resultados significativos que aportan alguna información sobre su orden de ciclicidad. Así, las arcillas azules de la base pertenecen a la zona M PI 2 de Cita (1975), aproximadamente entre 5 y 4,522 Ma, y los limos amarillentos suprayacentes contienen microfauna de la zona M PI 3, 4,522-3,553 Ma. Esto ofrece un rango temporal máximo de 1,873 Ma para la unidad, intervalo temporal que está dentro del rango de los ciclos de tercer orden de Vail *et al.* (1991) y Mitchum y Van Wagoner (1991).

Si la Unidad I del afloramiento de Almayate se considera Plioceno inferior en edad, los dos tramos en los que se subdivide la unidad corresponderían a ciclos sedimentarios de cuarto orden. Asimismo, los subtramos corresponderían a un orden de ciclicidad mayor, probablemente de quinto orden.

PALEOGEOGRAFIA

UNIDAD I

La paleocosta durante el depósito de la Unidad I en la provincia de Málaga siguió un trazado muy próximo a la actual línea de costa con desarrollo de algunas paleobahías o ensenadas (Benkheilil, 1976; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; Serrano, 1993). Estas son las paleobahías o ensenadas de Manilva-San Roque, Fuengirola, cuenca de Málaga, cala del Palo (al E de Málaga), Estación Valle-Niza, Almayate, Vélez-Málaga y Nerja. Quizás la más importante en extensión sea la de la cuenca de Málaga, donde se originó una amplia paleobahía bordeada por los relieves paleozoicos que constituyen el substrato del Plioceno. En su interior el sistema Sierra de los Espartales-Sierra Llana formó un paleorrelieve emergido a modo de isla.

Esta paleogeografía condicionó que se depositaran materiales de muy distinta naturaleza en cuencas adyacentes. Este es el caso de la cuenca de Vélez-Málaga, formada en una estrecha bahía de dirección N-S, donde se depositaron, en general, sedimentos finos, y la de Almayate, pequeña ensenada al W de la cuenca de Vélez-Málaga, donde se formaron potentes secuencias de abanico deltaico en ambientes litorales-sublitorales someros. Del mismo modo, en la cuenca de Nerja, se formaron pequeñas ensenadas separadas por cabos en las que se depositaron los materiales pliocenos (Guerra-Merchán y Serrano, 1993). Asimismo, se observan diferencias en las tafofacies dominantes dentro de cada área. De este modo, en las cuencas de Vélez-Málaga y de Málaga, dos bahías protegidas, las tafofacies dominantes son las de plataforma externa y las de plataforma interna distal, y en las ensenadas formadas en las cuencas de Nerja y de Almayate únicamente se reconocen las tafofacies de cordón litoral y de plataforma interna proximal.

Un problema que subyace en la paleogeografía comentada anteriormente es que básicamente sigue la distribución actual de sedimentos correspondientes a la Unidad I (Plioceno inferior). Es decir, la paleocosta se sitúa siguiendo el límite máximo de los afloramientos de esta edad. Así, por ejemplo, en la entrada N a Málaga la paleocosta se sitúa justo al N de la ciudad, donde acaban los afloramientos pliocenos. No obstante, según el modelo deposicional propuesto en este trabajo, los materiales de la Unidad I de este afloramiento se depositaron en condiciones relativamente profundas, por debajo del nivel de acción de las tormentas. Igual ocurre con el afloramiento de las canteras próximas a Campanillas, donde las arcillas azules se disponen directamente sobre el basamento maláguide. Una situación similar se da en el margen S de la cuenca de Málaga. Así, inmediatamente al N de Alhaurín de

la Torre, localidad situada justo en el borde N de la Sierra de Mijas, se depositaron arcillas azules y limos arcillosos. Si estas fueron las condiciones paleoambientales que prevalecieron en estas áreas durante el depósito de la Unidad I, entonces la cuenca de Málaga debió tener un trazado algo más amplio del que se propone en el mapa paleogeográfico expuesto anteriormente.

Como apoyo a este modelo paleogeográfico se puede sugerir que la paleocosta fue muy escarpada, con estrechas bandas litorales y sedimentación profunda cerca de la paleocosta. Se trataría de un caso análogo al que se da en la actualidad en la misma costa malagueña, donde la isobata de 70 m está en algunos sectores a menos de 5 km de la línea de costa (e.g. Hernández-Molina *et al.*, 1992). Estos fuertes escarpes submarinos están muy condicionados por fallas, que se continúan en superficie, que son las que configuran, en gran medida, la fisiografía costera (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; Hernández-Molina *et al.*, 1992; Rey *et al.*, 1992). Fundamentalmente son fallas E-W, NE-SW y SE-NW formadas probablemente durante el Mioceno (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991) y que han seguido funcionando hasta la actualidad (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; Hernández-Molina *et al.*, 1992; Rey *et al.*, 1992; Larios *et al.*, 1993). De igual forma, durante el depósito de la Unidad I estas zonas escarpadas pudieron formarse a favor de fallas que, a su vez, pudieron condicionar la geometría de las cuencas. Como evidencia en apoyo a esta hipótesis están los bloques y brechas interpretados como depósitos de escarpes de fallas submarinas de la sección Entrada N de Málaga. Además, es interesante resaltar la estrecha relación existente entre los accidentes tectónicos y la distribución del Plioceno inferior de la costa malagueña (Fig. 7.21. También Fig. 1 de Larios *et al.*, 1993).

UNIDAD II

La práctica ausencia de materiales marinos pertenecientes al Plioceno superior en la provincia de Málaga indica que la paleocosta durante este periodo de tiempo se situó mar adentro de la costa actual. El que se depositaran arcillas azules de la Unidad I directamente sobre los materiales que actualmente configuran los principales relieves de la zona costera de Málaga indica que la emersión generalizada no aconteció hasta una época posterior a la Unidad I. A partir de la zona M PI 3, edad de la parte alta (no somital) de la Unidad I, la mayor parte de la costa malagueña quedó emergida y sólo fue invadida parcialmente durante el Cuaternario, formándose algunas terrazas marinas (e.g. Larios *et al.*, 1993). Esta fuerte reestructuración paleogeográfica parece coincidir temporalmente con el levantamiento tectónico generalizado reconocido hacia la base del Plioceno superior en otras cuencas béticas y rifeñas o en el Mar de Alborán (ver Discusión General). Esto sugiere que la discordancia que separa las dos unidades pliocenas de la cuenca de Nerja se produjo durante este evento

tectónico, lo que implicaría que la Unidad II de esta cuenca pertenece al Plioceno superior. En ese caso, la única zona que fue inundada tras el levantamiento fue la cuenca de Nerja. No obstante, si se confirman los datos no publicados de Serrano y Guerra-Merchán (1994) de la existencia de Plioceno superior al W de Málaga, habría que considerar otras pequeñas cuencas con sedimentación equivalente a la Unidad II, además de la cuenca de Nerja.

CAPITULO 8:

DISCUSION GENERAL

DISCUSION GENERAL

CORRELACION DE LAS UNIDADES PLIOCENAS

Una característica común a toda la región estudiada, de gran importancia para la correlación estratigráfica y para entender la evolución pliocena, es la presencia de una discordancia que separa dos conjuntos de materiales bien diferentes. Los resultados biocronoestratigráficos presentados en los capítulos precedentes ponen de manifiesto que esta discordancia se produjo dentro de la primera zona del Plioceno superior. En Cádiz se produjo entre 3,553 y 3,174 Ma (zona PL 3) y en Almería entre 3,58 y 3,17 Ma (parte somital de la zona M PI 3 y techo de la M PI 4), lo que supone un grado de incertidumbre de casi 400 ka. Por tanto, la Unidad I de Málaga y Almería y las Unidades I y II de Cádiz, situadas por debajo de la discordancia, son temporalmente equivalentes.

Montenat (1977; 1990b) asignó una edad aproximada de 3 Ma a una discordancia intrapliocena detectada en numerosas cuencas del E y SE de la Península Ibérica, edad que coincide con la obtenida por Simón-Gómez (1989) en la Cadena Ibérica y en la cuenca del Ebro. La diferencia cronológica que hay con los datos presentados en este trabajo, probablemente se deba al uso de la escala de edades absolutas de Cande y Kent (1992), la cual muestra edades un 5 % más antiguas que las edades usadas con las escalas previas (*cf.* Capítulo 4).

En relación con las unidades suprayacentes a la discordancia, Unidad II de Málaga y Almería y Unidad III de Cádiz, no existen datos biocronoestratigráficos para conocer su edad. El único criterio de correlación es su posición estratigráfica, está por encima de la discordancia y por debajo de materiales atribuidos al Pleistoceno. No obstante, la edad de Pleistoceno carece de apoyo biocronoestratigráfico y cronológico, de ahí que no se puede descartar definitivamente una edad de Pleistoceno basal para el final de los sedimentos estudiados.

Los materiales supra e infrayacentes a la discordancia intrapliocena fueron denominados Plioceno 1 (o I) y Plioceno 2 (o II) respectivamente (Brebion *et al.*, 1971; Montenat, 1977). De este modo, las Unidades I y II de Cádiz y la Unidad I de Málaga y Almería se corresponden con el Plioceno 1 y la Unidad III de Cádiz y la Unidad II de las otras provincias con el Plioceno 2.

La edad del inicio de la sedimentación pliocena muestra un grado de incertidumbre cronológico mayor que el obtenido para la edad de la discordancia. En Cádiz, los primeros

materiales estudiados se depositaron en algún momento entre el techo del Messiniense, zona M 13, y la primera subzona del Plioceno, PL 1a (entre 5,705 y 4,812 Ma aproximadamente), y en los afloramientos del dominio mediterráneo en la zona M PI 2 (entre 5,376 y 4,522 Ma). En ambos casos, existe un grado de imprecisión cronológica superior a 800 ka.

ORIGEN DE LA DISCORDANCIA INTRAPLIOCENA

Una discordancia angular dividiendo el registro plioceno en dos conjuntos diferentes ha sido reconocida en un amplio rango geográfico del orógeno Bético-Rifeño y cuenca de Alborán (Fig. 8.1): en diversas cuencas del N de Marruecos (Choubert y Ambroggi, 1953; G.R.N.L.G., 1977); en la Cordillera Ibérica y en la cuenca del Ebro (Simón-Gómez, 1989); en la vertiente atlántica de Cádiz, cuenca de San Roque y Lebrija, Sevilla (Aguirre, 1990; 1991; en revisión); en la cuenca de Almería-Níjar (Montenat *et al.*, 1990b); en la cuenca de Vera-Garrucha (Bousquet *et al.*, 1978; Ott d'Estevou *et al.*, 1990); en el corredor del Pulpí, Almería (La Chapelle, 1990); en la cuenca de Aguilas (Griveaud *et al.*, 1990); en las cuencas entre Cartagena y Alicante (Brebion *et al.*, 1971; Bousquet *et al.*, 1978; Montenat *et al.*, 1990a); en la cuenca de Málaga (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1990); en la cuenca de Guadix (Viseras, 1991); en la cuenca de Nerja (Guerra-Merchán y Serrano, 1993); en el subsuelo del Mar de Alborán (Megias *et al.*, 1983; Campillo *et al.*, 1992; Campos *et al.*, 1992).

Según numerosos autores, el origen de esta discordancia se produjo por un levantamiento tectónico del conjunto Bético-Rifeño y cuenca de Alborán (Chamley, 1985; Rehault *et al.*, 1985; Montenat *et al.*, 1987; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Campos *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992; van der Beek y Cloetingh, 1992; Cloetingh *et al.*, 1992; Sanz de Galdeano, 1993b). Dicho levantamiento parece estar ligado a un reajuste isostático ocurrido desde el Mioceno superior, y principalmente desde la base del Plioceno superior, hasta la actualidad (Estevez y Sanz de Galdeano, 1980; Chamley, 1983; Rehault *et al.*, 1985; Weijermars *et al.*, 1985; Weijermars, 1985; 1988; Montenat *et al.*, 1987; 1989; Maldonado, 1989; Morel, 1989; Ait Brahim y Chotin, 1989; Sanz de Galdeano, 1990; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; van der Beek y Cloetingh, 1992; Janssen *et al.*, 1993).

Parece que existe un acuerdo en admitir que este reajuste isostático es la consecuencia de un ascenso diapírico del manto (Weijermars 1985; Montenat *et al.*, 1987). Esta hipótesis implica que la microplaca de Alborán, en su desplazamiento hacia el W, pasó por un sistema de ascenso convectivo del manto que activó un abombamiento de la litosfera (Fig. 2.2a). Debido a este abombamiento, los límites del domo sufrieron una torsión hacia

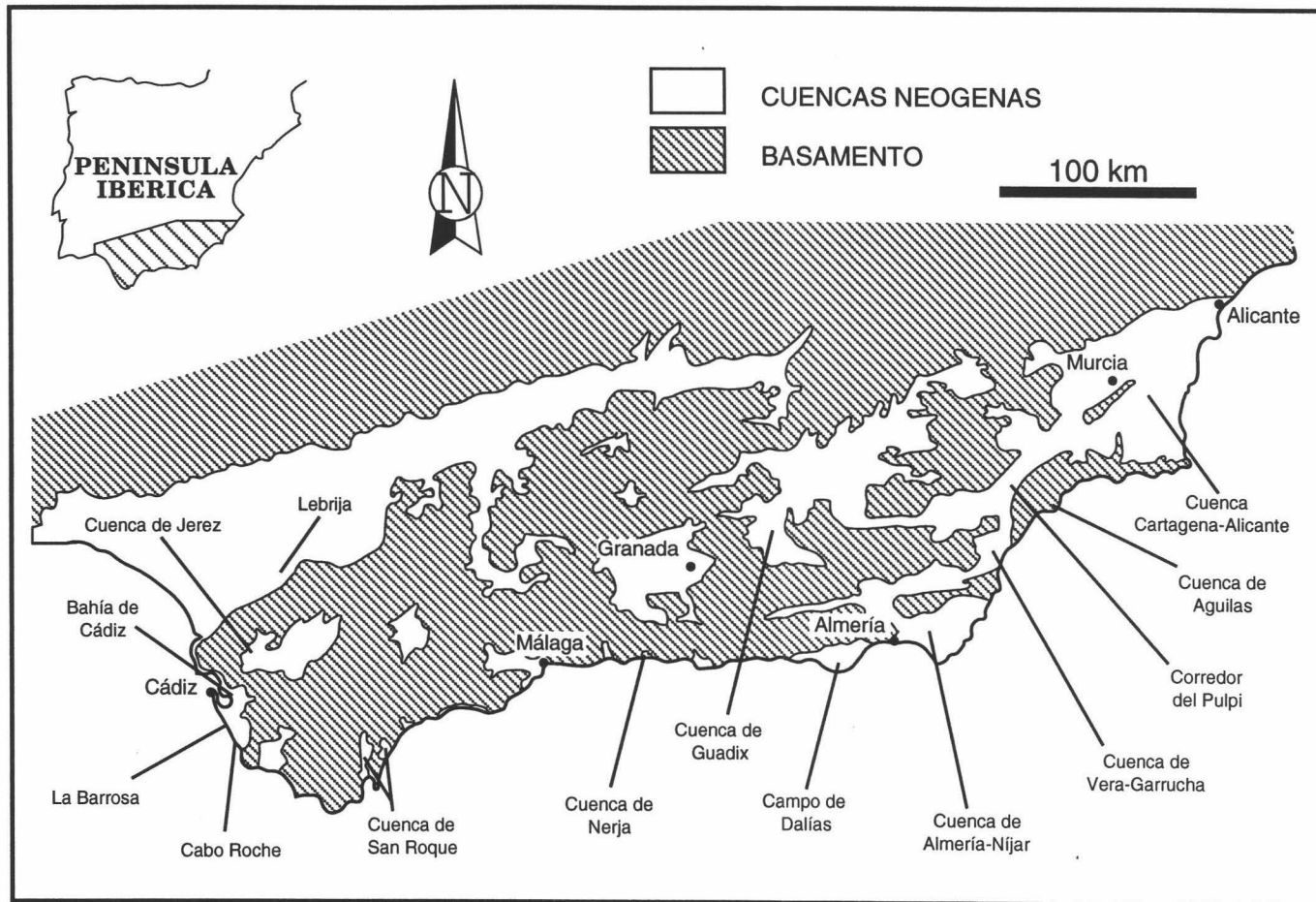


Fig. 8.1.- Cuencas neógenas de la Cordillera Bética en las que se pueden observar la discordancia intrapliocena.

abajo durante la subida del manto (Fig. 2.2b-e). Una vez que finalizó la subida del manto se produjo el reajuste isostático de las zonas limítrofes del diapiro, produciendo el levantamiento epirogénico de la Cadena Bético-Rifeña (Fig. 2.2f) (Weijermars 1985). Este mecanismo ha sido invocado para explicar la elevación sufrida por algunas cuencas del SE peninsular durante el Mioceno superior y Plioceno inferior-superior (Montenat *et al.*, 1987; 1989; Kenter *et al.*, 1990).

Sanz de Galdeano y López-Garrido (1991) han propuesto una hipótesis alternativa por la cual el levantamiento regional sufrido por la Cordillera Bética puede estar ligado al acercamiento de la placa Africana a la Euroasiática. En este contexto tectónico, caracterizado por una compresión aproximadamente NNW-SSE (De Larouzière *et al.*, 1988; Sanz de Galdeano, 1990), se forma una megaestructura semejante a un gran anticlinorio provocada.

Decidir qué proceso de los comentados anteriormente (o alguno otro no contemplado aquí) es el mecanismo motor del levantamiento que produjo la discordancia intrapliocena es un tema aún abierto a discusión y que escapa del objetivo de este trabajo. No obstante, es interesante resaltar que los modelos comentados anteriormente contemplan un levantamiento prolongado desde el Mioceno superior (Tortonense) hasta la actualidad. Sin embargo, la discordancia intrapliocena implica un pulso tectónico de levantamiento que afectó a una región muy amplia en un intervalo de tiempo relativamente corto (entre 3,6 y 3,2 Ma aproximadamente). Parece, por tanto, que el evento plioceno supone una anomalía en el proceso de levantamiento regional post-Mioceno superior, aspecto que no está suficientemente explicado por el modelo. De hecho, se ha constatado un incremento en la tasa de elevación durante el Plioceno en algunas cuencas del S-SE y del E peninsular (Weijermars, 1985; 1988; Montenat *et al.*, 1987; 1989; Simón-Gómez, 1989; Sanz de Galdeano, 1990; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991; van der Beek y Cloetingh, 1992; Janssen *et al.*, 1993), del N de Marruecos (Morel, 1989; Ait Brahim y Chotin, 1989). Incluso, se ha sugerido para todas las cadenas montañosas perimediterráneas (Rehault *et al.*, 1985; Chamley, 1985).

En este sentido, sería interesante tener en cuenta el papel jugado por la sobrecarga litosférica que debió producir el volumen de agua atlántica que invadió el Mediterráneo para entender el evento tectónico plioceno. Si se considera el Mar Mediterráneo desecado durante la "Crisis de Salinidad Messiniense", tuvo que desplazarse un gran volumen de agua para inundarlo de nuevo en su totalidad hacia la base del Plioceno. El volumen actual del Mediterráneo se estima en $3,7 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Maldonado, 1989). No obstante, esta sería una cifra inferior a la cantidad de agua que debió entrar, ya que en ese momento el nivel del mar se situó por encima del actual. Este aumento de carga causó, al menos en parte, un incremento en la tasa de subsidencia a partir del Plioceno inferior (Hsü *et al.*, 1973; Ryan, 1976; Maldonado, 1989). Otra posible consecuencia de esta sobrecarga pudo ser un rebote isostático

posterior que provocara un levantamiento de los márgenes de la cuenca de Alborán. Se trata de un mecanismo de reajuste hidroisostático similar al considerado por Cronin (1981) para explicar la elevación del margen oriental de Estados Unidos, en Carolina del Norte y Carolina del Sur.

EVOLUCION SECUENCIAL Y ANALISIS DE LA CICLICIDAD DURANTE EL PLIOCENO EN EL LITORAL S DE ESPAÑA

La tendencia general del nivel del mar observada durante todo el Plioceno es un continuo descenso después de una rápida y fuerte subida eustática registrada en la base del Plioceno o en el tránsito Mioceno/Plioceno (ver más adelante). Este patrón también ha sido reconocido en numerosas cuencas del margen oriental de España (Martinell, 1988; Montenat, 1990a) y a lo largo de la cuenca del Guadalquivir (Magné y Viguier, 1970; Viguier, 1974; González-Delgado, 1987; Sierro *et al.*, 1990; 1992; González-Delgado *et al.*, 1993). Este descenso del nivel del mar a largo plazo se corresponde con la mitad superior del superciclo de segundo orden TB3 de Haq *et al.* (1987; 1988).

Esta tendencia eustática generalizada está modulada, a su vez, por cambios relativos del nivel del mar de mayor frecuencia, que corresponden a los ciclos de tercer orden. Como se ha mostrado en el apartado precedente, la discordancia intrapliocena divide el registro plioceno en dos conjuntos de materiales denominados Plioceno 1 y Plioceno 2. El intervalo temporal máximo del primero es 2,152 Ma en la provincia de Cádiz y 1,873 Ma en las provincias de Málaga y Almería. El Plioceno 2, si se considera una edad de Plioceno superior como se ha discutido anteriormente, muestra un rango de 1,4 Ma aproximadamente en todo el área de estudio. De estos resultados se desprende que ambos conjuntos están dentro del tiempo comprendido por los ciclos sedimentarios de tercer orden según Vail *et al.* (1991) y Mitchum y Van Wagoner (1991). Es decir, tanto el Plioceno 1 como el Plioceno 2 pueden tratarse como secuencias deposicionales de tercer orden.

PLIOCENO 1

La arquitectura sedimentaria más frecuente de esta secuencia deposicional es un ciclo sedimentario de profundización-somerización muy asimétrico. Generalmente, los primeros metros del conjunto Plioceno 1 están representados por los depósitos formados durante el momento de máxima inundación de una plataforma afectada por tormentas (ver más adelante). Son los materiales del final del cortejo sedimentario transgresivo. No obstante, en algunos

casos, el cortejo sedimentario transgresivo está mejor desarrollado, representado usualmente por depósitos residuales ("lags").

Los depósitos atribuibles al cortejo sedimentario de bajo nivel del mar no han sido reconocidos en ninguna de las áreas estudiadas, por lo que la secuencia Plioceno 1 se comporta de forma similar a los ciclos somerizantes ("PAC" de Goodwin y Anderson, 1985). En los perfiles sísmicos realizados en el Mediterráneo tampoco se reconocen con claridad, ya que sobre el Mioceno descansan depósitos Plio-Cuaternarios de lodos hemipelágicos, de turbiditas y de contouritas en prácticamente todo el Mediterráneo (Nesteroff *et al.*, 1972). Un reducido desarrollo de estos materiales, e incluso su ausencia, puede estar condicionada por un incremento en la tasa de subsidencia y/o por una aumento brusco en el nivel del mar. En el caso del comienzo del Plioceno ambos factores concurren, por lo que sus efectos pudieron sumarse inhibiendo el depósito del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar. No obstante, en la base de la secuencia pliocena de la cuenca de Alborán, los lodos hemipelágicos son precedidos por unas turbiditas poco potentes (Nesteroff *et al.*, 1972), depósitos que generalmente se desarrollan durante el cortejo sedimentario de bajo nivel del mar (Posamentier y Vail, 1988; Haq, 1991; Vail *et al.*, 1991).

Inmediatamente encima del cortejo sedimentario transgresivo se superponen los depósitos del cortejo sedimentario de alto nivel del mar, que representan la mayor parte de la secuencia Plioceno 1. Están caracterizados por el progresivo avance de los sedimentos más someros de la plataforma.

Este ordenamiento de cortejos sedimentarios indican una progresiva somerización durante el Plioceno 1. No obstante, este patrón está modificado en cuatro puntos de toda la región estudiada: a) sección La Barrosa; b) cuenca de Almayate-Estación Valle-Niza; c) sección Polígono Industrial, plataforma adosada a la Sierra de Gádor (cuenca de Almería-Níjar); y d) sección Rambla de Carboneras, al N de la cuenca de Carboneras. En los tres primeros casos, el Plioceno 1 está constituido por dos ciclos sedimentarios separados por una superficie de truncamiento que se atribuye a un movimiento tectónico que interrumpen el descenso eustático generalizado. En las cuencas de Almería-Níjar y de Almayate-Estación Valle-Niza, este evento puede correlacionarse con un pulso tectónico de Sierra de Gádor y Montes de Málaga respectivamente. En el caso de La Barrosa, el movimiento tectónico parece estar ligado a un ascenso diapírico de yesos y arcillas triásicos, materiales que afloran algo más al NE. De hecho, los depósitos pliocenos están fuertemente plegados y fracturados en torno a esta estructura debido al movimiento halocinético. Esta misma situación se puede reconocer en otros puntos de los alrededores de la Bahía de Cádiz (Cerro de Ceuta, al NE de Puerto Real, y Cerro de los Mártires, al SE de San Fernando), así como en el subsuelo del Golfo de Cádiz (Viguié, 1974; Malod y Didon, 1975; Zazo *et al.*, 1977; Baldy *et al.*, 1977; Malod y Mougénot, 1979; Gutiérrez Mas *et al.*, 1991). En la sección Rambla de Carboneras,

la secuencia deposicional Plioceno 1 no está truncada, sino que muestra un ciclo sedimentario bastante simétrico. Este patrón puede explicarse por una alimentación de terrígenos constante que equilibra la variación eustática (Einsele y Bayer, 1991). Este hecho está constatado, ya que este área recibió importantes aportes de Sierra Cabrera durante este periodo de tiempo. Como se puede observar, en todos los casos la desviación del modelo general se debe a causas locales sobreimpuestas al descenso eustático generalizado.

Mientras que en este trabajo se ha identificado un sólo ciclo sedimentario de tercer orden para el Plioceno 1 (Plioceno inferior-base del Plioceno superior), la curva global de ciclos eustáticos (Haq *et al.*, 1987; 1988) y una curva revisada para los ciclos eustáticos del Plio-Pleistoceno del Golfo de Méjico (Vail y Wornardt, 1991; Wornardt y Vail, 1991) muestran tres ciclos completos, TB3.4 al TB3.6 (Fig. 8.2). Otros autores (en Hallam, 1992) también han enfatizado esta falta de correlación entre los ciclos de tercer orden que ellos identifican en el Plioceno con los de la curva de Haq *et al.* (1987; 1988). Esto cuestiona la validez de la escala de ciclos eustáticos del Grupo EXXON como elemento de correlación cronológica a escala global, aspecto ampliamente argumentado por Miall (1989; 1991; 1992). Únicamente existe una correspondencia relativamente buena en la edad de la transgresión pliocena (Fig. 8.2), por lo que es posible correlacionar la base del Plioceno 1 con el máximo transgresivo del ciclo TB3.4.

Un hecho que dificulta la correlación es la propia división en ciclos de tercer orden de la curva EXXON para el intervalo Plioceno inferior-base del Plioceno superior. En la curva EXXON y la escala eustática para el Golfo de Méjico, el ciclo tercer orden TB3.5 tiene una duración de 400 ka (Fig. 8.2). Sin embargo, los ciclos de tercer orden oscilan entre 0,5 y 3 Ma según la jerarquización temporal propuesta por Vail *et al.* (1991), o entre 1 y 2 Ma según Mitchum y Van Wagoner (1991). Es decir, el ciclo TB3.5 debería corresponder a un ciclo de cuarto orden, con lo que quedarían únicamente dos ciclos de tercer orden para el intervalo de tiempo considerado.

La base de los depósitos pliocenos de la región estudiada está representada por una discordancia angular y erosiva que involucra una laguna estratigráfica en el tránsito Mioceno-Plioceno (M/P). Esta discordancia está representada en toda la cuenca de Alborán (Maldonado, 1989), así como en numerosas cuencas emergidas y en la mayor parte del subsuelo del Mediterráneo (Nesteroff *et al.*, 1972; Clauzon *et al.*, 1987a; 1987b; Martinell, 1988; Müller, 1993; Channell *et al.*, 1994, entre otros). Por tanto, el Plioceno 1 es una secuencia deposicional de tercer orden de tipo 1, cuyo límite inferior está controlado por factores tectónicos. Esto coincide con las observaciones realizadas por otros autores que consideran a los eventos tectónicos de diferentes escalas como posibles mecanismos para producir límites de secuencias de tercer orden (Pitman, 1978; Watts, 1982; Hallam, 1984; Thorne y Watts, 1984; Parkinson y Summerhayes, 1985; Cloetingh *et al.*, 1985;

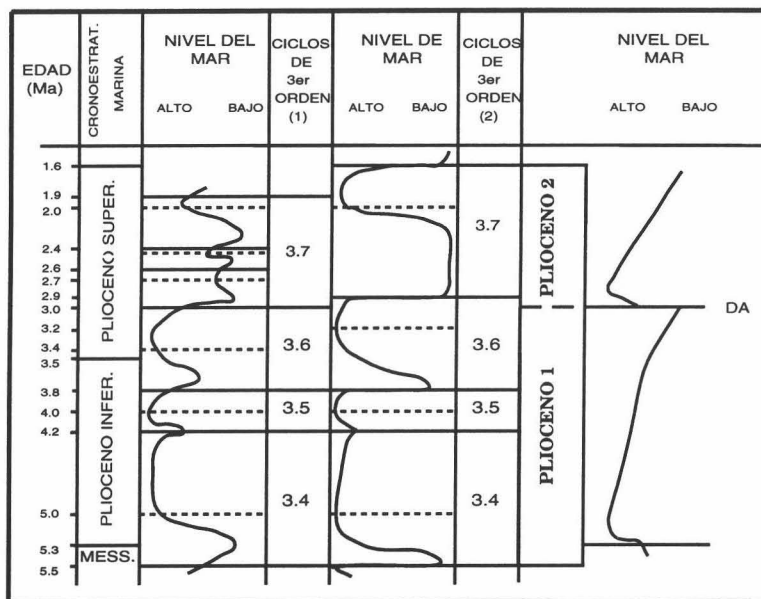


Fig. 8.2.- Correlación de los ciclos Plioceno 1 y Plioceno 2 con los ciclos de tercer orden descritos en el Golfo de Méjico por Vail y Wornardt (1991) y Wornardt y Vail (1991) [1] y los ciclos eustáticos globales de la curva EXXON (Haq et al. 1987; 1988) [2]. Línea continua: límite de secuencias; Línea discontinua: superficies de máxima inundación.

Cloetingh, 1986; 1988; Hubbard, 1988; Hallam, 1992). En contraposición, Hilgen y Langereis (1993) afirman que el evento transgresivo de la base del Plioceno registrado en el Mediterráneo se debe a un fenómeno glacioeustático de alcance global, lo que implicaría que el límite inferior del Plioceno 1 se originó por una variación eustática del nivel del mar. A tenor de los resultados obtenidos en este trabajo y de los presentados por otros autores, parece que la aseveración de Hilgen y Langereis (1993) debe ser replanteada.

Por otro lado, la inmensa mayoría de los autores hacen coincidir esta transgresión con la invasión de todo el Mediterráneo por aguas atlánticas, instaurándose las condiciones marinas normales en el Mediterráneo después del depósito de los yesos durante la "Crisis de Salinidad Messiniense" (Nesteroff *et al.*, 1972; Cita, 1972; 1973; Cita y Ryan, 1973; Hsü *et al.*, 1973; Zijderveld *et al.*, 1986; Maldonado, 1989; Hilgen y Langereis, 1993; Gautier *et al.*, 1994). Dicho evento se considera que ocurrió de forma instantánea, ya que sobre depósitos continentales o marinos muy someros del Messiniense se encuentran arcillas de cuenca del Plioceno (e.g. Hilgen y Langereis, 1993). Weijermars (1988) supone un periodo de tiempo inferior a 100 ka para su inundación completa. Sin embargo, entre la base del Plioceno y el depósito de los yesos messinienses existe, al menos en el Mediterráneo occidental (SE de la Península Ibérica y Baleares), una recuperación eustática que favoreció la formación de los materiales pertenecientes al Miembro Sorbas, atribuido al Messiniense terminal (Braga y Martín, 1992; Martín y Braga, 1994). Esto plantea una alternativa para estudiar la temporización y los sucesivos pasos que se produjeron durante la inundación del Mediterráneo. Para tal objeto, la cuenca de Sorbas es una zona privilegiada, ya que presenta una estratigrafía bastante completa del tránsito M/P (Braga y Martín, 1992; Martín y Braga, 1994), desde el final del depósito de los yesos messinienses hasta el inicio de los sedimentos clásicamente atribuidos al Plioceno 1 por Montenat y Ott d'Estevou (1977).

La secuencia de tercer orden del Plioceno 1 se puede subdividir en secuencias deposicionales de cuarto orden en algunos puntos: a) sección Polígono Industrial; b) sección Rambla de Carboneras; y c) Unidad II de Cádiz.

En las dos primeras secciones se reconocen cuatro secuencias sedimentarias de cuarto orden limitadas por superficies de truncamiento. En la sección Polígono Industrial, representan ciclos sedimentarios de profundización-somerización completos finalizando con las superficies de truncamiento. Por el contrario, en la sección de Rambla de Carboneras las secuencias de cuarto orden representan ciclos sedimentarios abortados por las superficies de truncamiento. El hecho de que estos ciclos de mayor frecuencia finalicen con superficies de truncamiento y estén representados sólo localmente, indica que esta ciclicidad está provocada por mecanismos locales. Una posible causa puede ser la existencia de movimientos tectónicos de Sierra de Gádor y Sierra Cabrera respectivamente. Este hecho se pone de manifiesto especialmente en la sección Rambla de Carboneras. Aquí, cada ciclo sedimentario comienza

con un incremento en terrígenos, lo que indica una reactivación tectónica del área fuente. En definitiva, las secuencias deposicionales de cuarto orden reconocidas en estas dos secciones están generadas por fenómenos alocíclicos, lo que imposibilita una correlación a mayor escala.

Un aspecto interesante a destacar en relación con las divisiones del ciclo sedimentario Plioceno 1 es el significado de la Unidad II de Cádiz en la evolución del Plioceno 1 y su posible correlación con las demás áreas. Cádiz es la única zona donde se han definido tres unidades, las dos inferiores pertenecientes al Plioceno 1 y la superior al Plioceno 2. La Unidad I abarca desde la zona PL 1a hasta el techo de la zona PL 2. La Unidad II, sin embargo, se depositó en algún momento dentro de la zona PL 3, cuya duración es de 331 ka. No obstante, esta es una estimación máxima, ya que la Unidad III comenzó a depositarse en esta zona y la discordancia intrapliocena también se produjo en este intervalo de tiempo. En definitiva, el rango temporal de la Unidad II se corresponde con la ciclicidad de cuarto orden de Vail *et al.* (1991).

El límite inferior de esta unidad es un límite de tipo 2 (*sensu* Posamentier *et al.*, 1988) que representa una bajada relativa del nivel del mar. El origen de este límite parece ser eustático ya que no existen evidencias de actividad tectónica que pudiera producirlo. Por tanto, cabe preguntarse qué posible respuesta eustática se puede reconocer en las otras áreas estudiadas. El único punto donde se puede interpretar una variación relativa del nivel del mar al final del Plioceno 1 es en la cuenca de Almería-Níjar, en relación con el cambio en el patrón de sedimentación detectado en el sector centro-occidental de la cuenca de Almería-Níjar hacia el final del Plioceno 1. Dicho cambio está reflejado por una deriva en la sedimentación terrígena hacia el S-SW que favoreció la sedimentación carbonatada en el sector central de la cuenca (ver más adelante). Uno de los factores que puede condicionar esta reordenación en la sedimentación es un cambio en el nivel del mar que modificara el sistema de distributarios. No obstante, esta correlación es muy tentativa, ya que el cambio en los distributarios también pudo estar provocado por la propia dinámica del delta o por algún proceso tectónico en el área fuente. Si se admite un origen eustático para esta variación del nivel del mar se correlacionaría con el descenso eustático que limita los ciclos TB3.5 y TB3.6 de la curva EXXON (Haq *et al.*, 1987; 1988) y de la curva eustática para el Plio-Pleistoceno del Golfo de Méjico (Vail y Wornardt, 1991; Wornardt y Vail, 1991).

PLIOCENO 2

El Plioceno 2 está constituido por un único ciclo sedimentario completo de profundización-somerización en las áreas donde aflora. No obstante, el patrón de

ordenamiento interno y el desarrollo de los cortejos sedimentarios muestra diferencias notables de unos puntos a otros. Así, en la cuenca de Almería-Níjar se observa un ciclo sedimentario simétrico, mientras que en la vertiente atlántica de Cádiz es marcadamente asimétrico.

Como sugieren Einsele y Bayer (1991), los ciclos sedimentarios asimétricos se forman únicamente en condiciones de sedimentación especiales, en las que se necesita un constante aporte de sedimento que compense la tasa de variación eustática del nivel del mar. Por tanto, la asimetría observada en el Plioceno 2 de la cuenca de Almería-Níjar (Unidad II) se atribuye al constante suministro de siliciclásticos procedente de Sierra Alhamilla, al N.

En Cádiz, la asimetría es máxima en la cuenca de Jerez y en La Barrosa, donde la base del Plioceno 2 (Unidad III) está representada por los sedimentos depositados durante el máximo transgresivo al final de un cortejo sedimentario transgresivo. En este caso, los depósitos del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar pueden estar actualmente sumergidos o pueden quedar relagados a la superficie de discordancia de la base de esta secuencia deposicional. En la cuenca de Roche, aunque tampoco se reconocen los materiales del cortejo sedimentario de bajo nivel del mar, la asimetría se atenúa desde los bordes de la cuenca hacia el centro. Esto puede estar ocasionado por una mayor subsidencia en el centro de la cuenca que fue compensando el cambio eustático del nivel del mar. De hecho, es aquí donde se registra el máximo espesor de sedimentos del cortejo sedimentario transgresivo.

Los materiales del Plioceno 2 se formaron en ambientes más someros que los del final del ciclo Plioceno 1, lo que refleja el descenso global del nivel del mar a largo plazo del ciclo TB3 de Haq *et al.* (1987; 1988). No obstante, a este descenso eustático habría que superponer el evento tectónico intraplioceno que elevó de forma generalizada la Cordillera Bética, acentuando el carácter somero en las condiciones de depósito. La única excepción a este patrón está en la cuenca de Roche, donde depósitos submareales profundos, base de la Unidad III, descansan sobre sedimentos intermareales, techo de la Unidad II. Esto confiere un carácter transgresivo a la base del Plioceno 2 en relación con el final del Plioceno 1. Esta desviación del modelo general está motivada por factores tectónicos, ya que la cuenca donde se depositó la Unidad III en Roche probablemente se formó por un hundimiento a favor de fallas normales.

Como consecuencia del levantamiento intraplioceno se implantaron condiciones de depósito más someras que durante el Plioceno 1 y una distribución paleogeográfica de las cuencas más restringidas, lo que refleja una regresión al inicio del Plioceno 2. Por el contrario, Montenat *et al.* (1990a; 199b) señalan un dispositivo paleogeográfico expansivo del Plioceno 2 sobre el Plioceno 1 en las cuencas de Almería-Níjar, de Carboneras y de Cartagena-Alicante. Esto hace suponer a estos autores la existencia de una transgresión a la

base del Plioceno 2. La diferencia observada en el carácter de la base del Plioceno 2 a lo largo del margen mediterráneo de la Península Ibérica parece deberse a un comportamiento diferente de las cuencas tras el evento tectónico intraplioceno. Así, algunas áreas, como la cuenca de Roche, sufrieron un hundimiento, mientras que otras reflejan el levantamiento generalizado de la Cordillera Bética.

Como se puede apreciar, la actividad tectónica controló el límite inferior de la secuencia de tercer orden representada por el Plioceno 2. Asimismo, el intervalo cronológico en el que se produjo la discordancia (base de la zona PL 3) tampoco coincide con ninguna variación eustática de la curva EXXON (Haq *et al.*, 1987; 1988). Por tanto, este hecho contradice la idea expresada por el Grupo EXXON de que los límites de secuencias de tercer orden están controlados principalmente por eustatismo (Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991; Haq, 1991).

Dentro del Plioceno 2 de la cuenca de Almería-Níjar se pueden reconocer cinco secuencias deposicionales, presumiblemente de cuarto orden, formadas por ciclos sedimentarios de profundización-somerización completos. Todos ellos muestran un ordenamiento interno similar a los ciclos de somerización ("punctuated aggradational cycles", "PAC") de Goodwin y Anderson (1985). Es decir, reflejan una profundización súbita seguida de una lenta somerización.

La ciclicidad de estas secuencias se manifiesta en la repetida alternancia de sedimentos terrígenos relacionada con los periodos de reactivación del abanico deltaico que alimentó la cuenca de Almería-Níjar durante el Plioceno 2. Este carácter cíclico de las secuencias puede estar controlado por procesos tectónicos, climáticos y/o sedimentarios (e.g. Einsele *et al.*, 1991; Vail *et al.*, 1991). Así, puede estar ligada a un funcionamiento episódico del abanico deltaico con avalanchas catastróficas seguidas de un prolongado periodo de inactividad fluvial. Por otro lado, puede deberse a pulsos de levantamiento tectónico de Sierra Alhamilla. Finalmente, se puede invocar cambios climáticos con alternancia de periodos de intensas lluvias, con la consecuente erosión y activación de la red fluvial, y momentos de quietud debido al establecimiento de condiciones climáticas más secas. Determinar cual(es) es(son) la(s) posible(s) causa(s) para explicar estos ciclos de mayor frecuencia es difícil de determinar con los datos disponibles, ya que existen argumentos para todas ellas y ninguno es decisivo.

La primera hipótesis hace referencia a los propios mecanismos de funcionamiento de los abanicos deltaicos asociados a ramblas en clima templado-árido mediterráneo, caracterizado por fuertes avalanchas de terrígenos durante las lluvias torrenciales de invierno seguidas de una prolongada calma de la red fluvial durante la época estival (Dabrio *et al.*, 1991). Durante la etapa de inactividad, las corrientes de deriva litoral y el oleaje

pueden distribuir el sedimento formando, usualmente, playas. Esta dinámica es bastante frecuente en los abanicos deltaicos actuales desarrollados en gran parte del litoral oriental de España (Dabrio *et al.*, 1991), así como en numerosos ejemplos neógeno-cuaternarios de cuencas del levante español (Dabrio y Polo, 1991; Dabrio *et al.*, 1991).

En relación con la tectónica, el evento intraplioceno produjo un levantamiento de la Cadena Bética que propició el rejuvenecimiento de los relieves circundantes al Mar de Alborán, entre ellos Sierra Alhamilla. Esta elevación tectónica pudo producirse por pulsos esporádicos que disminuyeron el nivel de base de los ríos, incrementando las descargas terrígenas en forma de debritas. Durante los episodios de inactividad tectónica, los cantos y bloques de las debritas proporcionaron un substrato adecuado para ser colonizado por organismos típicos de costas rocosas. Asimismo, los mecanismos marinos, de escasa actividad, pudieron ejercer alguna influencia en la redistribución y retrabajamiento del sedimento terrígeno.

Finalmente, en cuanto a las variaciones climáticas como mecanismo motor de la ciclicidad de cuarto orden existen otra serie de evidencias que la apoyan. Numerosos análisis de las variaciones isotópicas del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) a nivel global han puesto de manifiesto un enfriamiento climático hace aproximadamente 3 Ma que culminó con el primer evento glacial del Hemisferio Norte entre 2,5 y 2,4 Ma, seguido de oscilaciones climáticas de alta frecuencia que precedieron las glaciaciones cuaternarias (Thunnell y Williams, 1983; Shackleton *et al.*, 1984; Weissert *et al.*, 1984; Vergnaud-Grazzini, 1985; Whitman y Berger, 1992). Estos datos geoquímicos han sido contrastados por numerosas evidencias paleontológicas (Thunnell, 1979; Zachariasse y Spaak, 1983; Demarcq *et al.*, 1983; Bertolani-Marchetti, 1985; Steininger *et al.*, 1985; Loubere y Jakiel, 1985; Loubere y Moss, 1986; Ruddiman *et al.*, 1987; Raffi *et al.*, 1989; Zachariasse *et al.*, 1989; Sprovieri, 1991; Rosseau *et al.*, 1992; Sancetta *et al.*, 1992; McCroy, 1992; Barron, 1992; Channell *et al.*, 1992; Francés *et al.*, 1992) y sedimentológicas (Chamley, 1983; Loubere y Jakiel, 1985; Rehault *et al.*, 1985). Las fluctuaciones climáticas de alta frecuencia del Plioceno superior propiciaron una alternancia de épocas templado-cálidas y frías en el Mediterráneo (Zachariasse *et al.*, 1989; Sprovieri, 1991; Channell *et al.*, 1992), que a su vez, pudieron producir variaciones en el nivel de base de los ríos. Como consecuencia, la red fluvial tuvo un funcionamiento episódico similar al estacional comentado anteriormente, pero de mayor duración. Asimismo, pudo favorecer cambios eustáticos de alta frecuencia que, de alguna forma, tuvo que influir en el nivel de base de los ríos. Así, durante estadios de nivel del mar alto el nivel de base se elevaría y los ríos tendrían poca capacidad erosiva, mientras que la situación inversa se daría con nivel del mar bajo.

EVOLUCION SEDIMENTARIA Y CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DURANTE EL PLIOCENO EN EL LITORAL SUR DE ESPAÑA

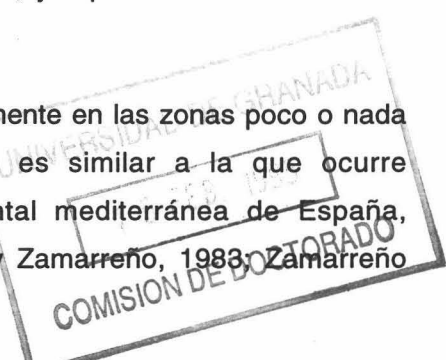
PLIOCENO 1

Las condiciones de depósito y la evolución paleoambiental inferidas para los materiales pertenecientes al Plioceno 1 muestran un patrón similar en toda la región estudiada. Se caracteriza por un cambio desde facies de plataforma externa situada por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas a ambientes submareales afectados por tormentas. Este patrón coincide con el propuesto para el depósito de materiales de edad equivalente en otras cuencas situadas en el litoral de Huelva (Dabrio *et al.*, 1988; González-Delgado *et al.*, 1992; 1993). En este escenario paleoambiental se depositaron sedimentos mixtos terrígeno-carbonatados, carbonatados y siliciclásticos. Los materiales carbonatados están constituidos por restos de conchas de organismos.

Las principales zonas donde se depositaron los sedimentos mixtos fue en las zonas submareales someras, lateralmente adyacentes a los abanicos deltaicos y deltas. Ejemplos típicos de este contexto sedimentario son las cuencas de Nerja, de Almayate-Valle-Niza o del Poniente Almeriense. Los abanicos deltaicos se formaron, probablemente, en las desembocaduras de ramblas, sistemas equivalentes a los que predominan en la costa malagueña y almeriense actualmente. En general, tenían escasa capacidad de drenaje, de forma que la descarga de terrígenos estuvo limitada a la zona litoral. Su funcionamiento fue esporádico, por lo que la hidrodinámica marina modeló y redistribuyó los aportes en las zonas proximales de la plataforma, impidiendo que se generen depósitos de cuñas clásticas típicas de lóbulos de abanicos. De este modo, donde las corrientes marinas perdían capacidad de transporte, se produjo la zona de interferencia terrígeno-carbonatada en la sedimentación.

Otro ejemplo de sedimentación mixta son las zonas de plataforma distal afectadas por tormentas. Aquí, se produce la alternancia de sedimentos siliciclásticos finos con bioclásticos depositados por lavado del material fino o transportados desde ambientes más someros. Una situación similar ha sido descrita en la plataforma del Devónico de Nueva York (Brett y Baird, 1985; Miller *et al.*, 1988; Parsons *et al.*, 1988). Este es el mecanismo dominante en la formación de depósitos mixtos en toda la región estudiada, ya que los anteriores están limitados a las desembocaduras de los ríos y ramblas.

La sedimentación de carbonatos se produjo preferentemente en las zonas poco o nada afectadas por la influencia de terrígenos. Esta situación es similar a la que ocurre actualmente en algunos puntos de la plataforma continental mediterránea de España, fundamentalmente en la plataforma almeriense (Maldonado y Zamarreño, 1983; Zamarreño



et al., 1983; Maldonado, 1989). Así, los ejemplos de sedimentación carbonatada o con una escasa proporción de siliciclásticos más característicos del área de estudio lo constituyen la cuenca de Carboneras y la sección de La Barrosa.

Los mayores volúmenes de terrígenos se localizan en las desembocaduras de los deltas. Especial importancia tuvieron en la cuenca de Almería-Níjar (deltas Abrijoja y de "El Argamasón") y en el Poniente Almeriense (delta del "Adra"). Actualmente, uno de los principales factores en la distribución de los sedimentos en el litoral mediterráneo es la corriente de deriva litoral (Maldonado y Zamarreño, 1983; Maldonado, 1989). Por tanto, el estudio de la distribución de los sedimentos y de las facies de estos deltas permite proponer un modelo de circulación superficial de las corrientes de deriva litoral para este área.

El delta del "Adra" drenó los sedimentos a la cuenca de Alborán durante todo el depósito de la Unidad I (Plioceno 1). La distribución de los sedimentos y la asociación de facies indican que el delta progradó hacia el E, en una dirección aproximadamente paralela a la paleocosta, lo que sugiere la existencia de una paleocorriente de deriva litoral en ese mismo sentido.

El sistema deltaico que mejor registro ha dejado y mayor volumen de material terrígeno ha suministrado durante el Plioceno 1 es el delta Abrijoja. Este delta se desarrolló a lo largo de un valle estrecho situado entre Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla, siguiendo aproximadamente el curso del río Andarax (Postman, 1979; 1983). Durante casi todo el el Plioceno 1, el mayor volumen de terrígenos fue distribuido principalmente hacia el E y SE. Mientras tanto, en el borde occidental de la cuenca se depositaron sedimentos mixtos al inicio de la sedimentación pliocena debido a la interferencia de abanicos deltaicos procedentes de Sierra de Gádor. Sin embargo, estos abanicos tuvieron escasa influencia desarrollo horizontal, por lo que dominaron los depósitos carbonatados sobre los terrígenos. Este modelo de distribución de la pluma de sedimento del Abrijoja indica que hubo una corriente de deriva litoral predominante hacia el E, coincidiendo con el modelo obtenido anteriormente. Cabe pensar, por tanto, en un sistema de paleocorrientes de deriva litoral desplazándose de W a E, al menos durante la mayor parte del Plioceno 1. Esta situación es opuesta a la que existe en la actualidad (Maldonado y Zamarreño, 1983; Zamarreño *et al.*, 1983; Hernández-Molina, 1994).

Al final del depósito de la Unidad I los aportes del Abrijoja se distribuyeron hacia el S, alcanzando la plataforma adyacente a Sierra de Gádor (Aguirre *et al.*, 1994). Como consecuencia, se produce un cambio en la naturaleza de los sedimentos de carbonatados a terrígenos. Es notable resaltar que al final de la Unidad I en los afloramientos del borde S de Sierra Alhamilla situados próximos a las Cuevas de los Juanorros se depositaron acumulaciones de rodolitos con escaso contenido en terrígenos. Parece probable que este

cambio en la sedimentación en el borde S de Sierra Alhamilla coincide con el inicio de la sedimentación de siliciclásticos del Abrija en el borde occidental de la cuenca. La problemática en relación con las posibles causas de este reordenamiento en la sedimentación ya ha sido tratada. Independientemente de cual fuera la causa que motivó dicho cambio, parece claro que también provocó una variación en el modelo de circulación de la corriente de deriva litoral en la cuenca de Almería-Níjar.

Otro factor, además de las corrientes de deriva litoral, que ha influido en la distribución de los aportes terrígenos es la existencia de accidentes tectónicos, como se pone de manifiesto en el delta de "El Argamasón". La progradación de este delta fue principalmente hacia el S-SW, que es paralelo al sistema de fracturas de la Serrata de Níjar. Cabe pensar, por tanto, que los sistemas de distributarios de "El Argamasón" estuvieron fuertemente controlados por las directrices tectónicas de la Serrata de Níjar. Es un caso análogo al delta desarrollado, durante el mismo tiempo en la cuenca de El Barranquete, situada en el extremo S de la Serrata (Boorsma, 1992; 1993). No obstante, como se ha expuesto en el apartado de paleogeografía de Almería, es posible que los depósitos deltaicos de la sección Rambla de Carboneras estén relacionados con el sistema deltaico de "El Argamasón". En este caso, queda reflejado un sentido de migración hacia el E, esquema de distribución de sedimentos que coincide con un sentido de circulación de las corrientes de deriva litoral hacia el E.

PLIOCENO 2

El levantamiento tectónico asociado a la discordancia intrapliocena tuvo como consecuencia una reestructuración paleogeográfica importante de todo el litoral S español, lo que influyó en los ambientes sedimentarios y en las condiciones de depósito. Dicha elevación provocó una fuerte compartimentación en las cuencas, condicionando que la mayor parte de las zonas anteriormente sumergidas fueran expuestas subaéreamente. Este es el caso de la provincia de Málaga, donde la sedimentación marina durante el Plioceno 2 quedó relegada, probablemente, a la cuenca de Nerja. No obstante, si se confirma la presencia de Plioceno superior marino que Serrano y Guerra-Merchán (1994) señalan en la parte occidental de la provincia de Málaga, habría que considerar algunas otras áreas con sedimentación marina durante el Plioceno 2.

Otra consecuencia de la discordancia fue el rejuvenecimiento del substrato que, junto con la situación de nivel de mar más bajo, condujeron a una reactivación de las redes fluviales. Esta situación favoreció el depósito de siliciclásticos en cuencas más someras que las que se desarrollaron durante el depósito del Plioceno 1. Únicamente se depositaron

carbonatos en aquellas áreas fuera del influjo terrígeno, como fue el caso de la cuenca de Roche.

Según Chamley (1983) y Rehault *et al.* (1985), todas las cadenas montañosas peri-mediterráneas estuvieron sometidas a un levantamiento y, como consecuencia, se produjo una entrada de terrígenos importante en el Mar Mediterráneo. Incluso, a una escala global, la curva de variación en la composición isotópica del Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) pone de manifiesto un incremento muy notable en los aportes continentales a todos los océanos a partir de la parte baja del Plioceno superior (DePaolo, 1986; Hodell *et al.*, 1990). Hodell *et al.* (1990) correlacionan este fenómeno a la elevación global de los grandes sistemas montañosos de la Tierra que sugieren otros autores para explicar el origen de la glaciación del Plioceno superior en el Hemisferio Norte (Ruddiman y Wright, 1987; Ruddiman y Raymo, 1988; Raymo *et al.*, 1988; Raymo, 1991; Ruddiman y Kutzbach, 1991).

A diferencia de lo que ocurría durante el Plioceno 1, la compartimentación paleogeográfica de las cuencas y los diferentes comportamientos tectónicos de las cuencas desarrolladas durante el Plioceno 2 impiden establecer un modelo sedimentario general para toda la región estudiada. En Cádiz se desarrolló un delta influido por el oleaje y, en menor medida, por las mareas, alimentado por un distributario del río Guadalquivir. El delta progradó hacia el S y SE, alcanzando el área de La Barrosa, lo que hace pensar en un modelo general de paleocorriente de deriva litoral dirigida hacia el SE. Esta dirección coincide con los resultados de paleocorrientes obtenidos por Zazo *et al.* (1983) para los sedimentos equivalentes a la Unidad III descrita en Cádiz y con la dirección de corriente actual (Mabesoone, 1968; Stevenson, 1977; Zazo *et al.*, 1986; 1994; Hernández-Molina, 1994). El avance del delta fue relativamente rápido ya que la influencia terrígena se dejó sentir en La Barrosa desde casi el inicio del depósito de la Unidad III. Asimismo, las condiciones de bahía interdistributaria establecidas en la cuenca de Jerez al inicio de la Unidad III desaparecieron pronto, pasando a depósitos fluviales.

En la cuenca de Almería-Níjar se reconocen dos tramos netamente diferentes dentro del Plioceno 2, uno inferior con sedimentación siliciclástica de abanico deltaico y otro superior con sedimentación mixta. La episodidad en el funcionamiento del abanico deltaico facilitó que las avalanchas de conglomerados fueran colonizadas por organismos típicos de ambientes litorales rocosos. El límite entre ambos ciclos representa un cambio en las condiciones de depósito, indicando una considerable reducción en los aportes detríticos, que favoreció el desarrollo de las construcciones de *Cladocora caespitosa*.

En conclusión, durante el depósito del conjunto Plioceno 2 no se puede establecer un modelo de sedimentación único para el litoral S de España ya que se produjo una fuerte reestructuración y compartimentación de las cuencas. El rasgo más importante a resaltar es

el rejuvenecimiento de los relieves debido al levantamiento tectónico que provocó la discordancia intrapliocena. Este fenómeno generó una sedimentación fundamentalmente terrígena, con algunas zonas de sedimentación mixta o carbonatada en áreas de reducido o nulo influjo continental respectivamente. A la subida tectónica hay que unir una bajada del nivel del mar progresiva, lo que condicionó una sedimentación en ambientes someros. Este contexto paleoambiental en el que se depositó el Plioceno 2 coincide con el propuesto para diversas cuencas del SE y E de España (Montenat, 1977; Montenat *et al.*, 1990a; 1990b; Ott d'Estevou *et al.*, 1990; La Chapelle, 1990; Griveaud *et al.*, 1990).

ANÁLISIS DE TAFOFACIES

Las tafofacies fueron definidas por Speyer y Brett (1986) bajo el prisma de la tafonomía compartiva de Brett y Baird (1986). La tafonomía comparativa contempla el hecho de que los organismos responden de forma muy diversa a los agentes bioestratinómicos y fosildiagenéticos dependiendo de sus características esqueléticas, sus hábitos de vida y las condiciones ambientales. Por tanto, sus características tafonómicas también diferirán. Como consecuencia, es posible reconocer conjuntos litológicos, distinguibles de otros lateral y verticalmente relacionados, por las propiedades tafonómicas de los restos contenidos. Esta es la definición de tafofacies que hacen Speyer y Brett (1988). La idea subyacente de las tafofacies es que los parámetros ambientales controlan el modo de preservación de los restos. Por tanto, el análisis de tafofacies se muestra como una vía independiente para reconstruir las condiciones paleoambientales de las cuencas (Speyer y Brett, 1986; 1988; 1991; Powell *et al.*, 1989; Davies *et al.*, 1990; Staff y Powell, 1990; Jiménez y Braga, 1993). Dicho de otra forma, un estudio detallado de los atributos tafonómicos de los fósiles puede ofrecer una información directa de las condiciones ambientales. Según esta idea, Speyer y Brett (1986) describieron una serie de tafofacies que recogen los diferentes ambientes sedimentarios de una plataforma nerítica del Devónico medio del Grupo Hamilton de Nueva York. En versiones posteriores, estos autores han introducido modificaciones en sus modelos de tafofacies (Speyer y Brett, 1988; 1991).

El análisis tafonómico llevado a cabo en este trabajo ha permitido establecer una serie de tafofacies para el Plioceno del litoral S de España que reflejan, muy aproximadamente, los diferentes ambientes sedimentarios reconocidos. Se han definido seis tafofacies: a) plataforma externa; b) plataforma interna distal; c) plataforma interna proximal; d) bahía protegida alimentada; e) bahía protegida no alimentada; y f) cordón litoral. Los factores ambientales claves que controlan el grado de preservación de los restos, y por consiguiente las tafofacies, son la tasa de sedimentación, la energía del medio y la profundidad. En función de estos factores las tafofacies se distribuyen a lo largo de gradientes ambientales, originando un

mosaico espacial de tafacias (Fig. 8.3). Cada campo de distribución está caracterizado por una serie de atributos tafonómicos y señales tafonómicas (Tabla 8.I).

	Plat. exter.	Plat. inter. alta	Plat. inter. proximal	Bah. prot. no alimentada	Bah. proteg. alimentada	Cord. lt.
TASA SED.	Alta	Moderada-Alta	Moderada-Baja	Baja	Moderada-Alta	Baja
ENERGIA	Muy Baja	Baja	Moderada	Baja	Baja	Muy Alta
IND. ICN. (ii)	ii5	ii4	ii2-3	ii1-2	ii2	ii2
NIVELES DE ACUMUL. (Tipos*)	No	Si (Simples)	Si (Compuestos y Simples)	Escasos (Simples)	Si (Simples)	Muy Escasos (Compuestos y Simples)
ABUN.-DIV. Niveles Interniveles	Baja-Alta	Baja Moderada	Alta Alta	Alta-Muy Alta	Moderada-Alta Baja	Muy Baja
EMPAQUET. Niveles Interniveles	"Barren" Disperso	Poco Denso Disperso	Denso Poco Denso	Denso	Denso Disperso	Disperso
VOLUMEN Niveles Interniveles	< 5 %	15 % < 5 %	30 % 15 %	> 30 %	40 % < 5 %	10 %-20 %
FRAGMENT. Niveles Interniveles	Muy Baja	Moderada Muy Baja	Alta Alta	Baja-Muy Baja	Alta Muy Baja	Muy Alta
DESARTIC. Niveles Interniveles	Moderada-Alta	Alta Moderada	Alta Alta	Baja-Muy Baja	Alta Baja	Muy Alta
ABRASION Niveles Interniveles	Ausente	Baja-Moderada Ausente	Variable Variable	Baja	Alta Baja	Muy Alta
POS. VIDA Niveles Interniveles	Moderado	Ausente Alta	Variable Variable	Alta	Ausente Muy Alta	Ausente
DISOLUCION	Baja	Alta	Muy Alta	Alta	Alta	Muy Alta
"SORTING" Niveles Interniveles	Frecuente	Variable Frecuente	Variable Bueno	Ausencia	Frecuente Bueno	Variable
ORIENT. Niveles Interniveles	Perpend.	Concordante Variable	Concordante Perpend.	Concordante	Concordante Perpendicular.	Concordante
INTERACC. Niveles Interniveles	Baja	Baja Baja	Baja Moderada	Alta-Muy Alta	Baja Alta	Muy Baja
SEÑAL TAF.	"Backgr." Cooperación	"Backgr." Episódicas Compuestas Cooperación	"Backgr." Episódicas Compuestas Conflictivas Cooperación	"Backgr."	"Backgr." Episódicas	Compuestas

Tabla 8.I.- Rasgos generales de las tafacias definidas en este trabajo.

El grado de preservación de los restos está íntima y directamente relacionado con el tiempo de exposición sobre el fondo, que a su vez depende de la tasa de sedimentación (e.g.

Speyer y Brett, 1986; 1988; 1991; Powell *et al.*, 1989; Kidwell y Bosence, 1991; Parsons y Brett, 1991). En relación con la energía o el grado de turbulencia del medio como agente de preservación, usualmente se correlaciona de forma proporcionalmente inversa con la profundidad. Es decir, a mayor profundidad hay menor grado de turbulencia y, por consiguiente, mejor preservación. Una disminución en la batimetría produciría el efecto contrario. Esta es la situación típica en una plataforma continental de tipo rampa, como es el caso de los depósitos del Devónico medio donde Speyer y Brett definieron sus tafofacies (Speyer y Brett, 1986). No obstante, esta relación muestra algunas modificaciones en función del grado de protección del medio a la acción de las corrientes o del oleaje de tormentas. Así, una situación de muy baja energía, con un magnífico grado de preservación de fósiles, se puede dar en un medio muy somero, incluso costero. Este es el caso de las tafofacies de bahía protegida alimentada y no alimentada descritas en este trabajo (Fig. 8.3).

La tafofacies de plataforma externa representa los depósitos más profundos, caracterizados por arcillas masivas y una tasa de sedimentación alta. Los sedimentos muestran un intenso moteado por trazas bioturbación de pequeño tamaño, ii5. El nivel de oxigenación del fondo de la cuenca debió ser relativamente bajo, predominando unas condiciones disaeróbicas. Debido a la alta tasa de sedimentación, normalmente no hay niveles de acumulaciones de fósiles, sólo ocasionalmente, sino que los restos están dispersos. Asimismo, inhibe la interacciones entre organismos, de ahí que en esta tafofacies sean de escasa importancia. Generalmente presenta una diversidad y abundancia bajas, por lo que el empaquetamiento es prácticamente "barren" o disperso y el porcentaje de restos por volumen de roca es inferior al 5 %. La fragmentación y la abrasión suele ser muy baja en esta tafofacies, aunque el grado de desarticulación es considerablemente alto como consecuencia de la actividad de otros organismos. Numerosos fósiles están conservados en posición de vida. La selección por tamaños suele ser relativamente buena, predominando las clases de tamaños pequeños. Aquí, los procesos tafonómicos ocurridos durante las condiciones normales son los más importantes. No obstante, las condiciones ambientales de partida (alta tasa de sedimentación, ambiente disaeróbico y fuerte bioturbación superficial) adquieren un papel preponderante durante la diagénesis temprana, por ejemplo para la formación de pirita. Por tanto, las señales tafonómicas de cooperación también deben ser consideradas en esta tafofacies.

Por todas las características comentadas, la tafofacies de plataforma externa es equivalente al modelo V de tafofacies de Speyer y Brett (1991), "Dysaerobic, mud-supported shell beds".

La tafofacies de plataforma interna distal representa los depósitos de transición en la plataforma (Fig. 8.3). Están caracterizados por limos masivos y arenas finas con unas propiedades similares a las de la tafofacies de plataforma externa. Entre estos sedimentos se

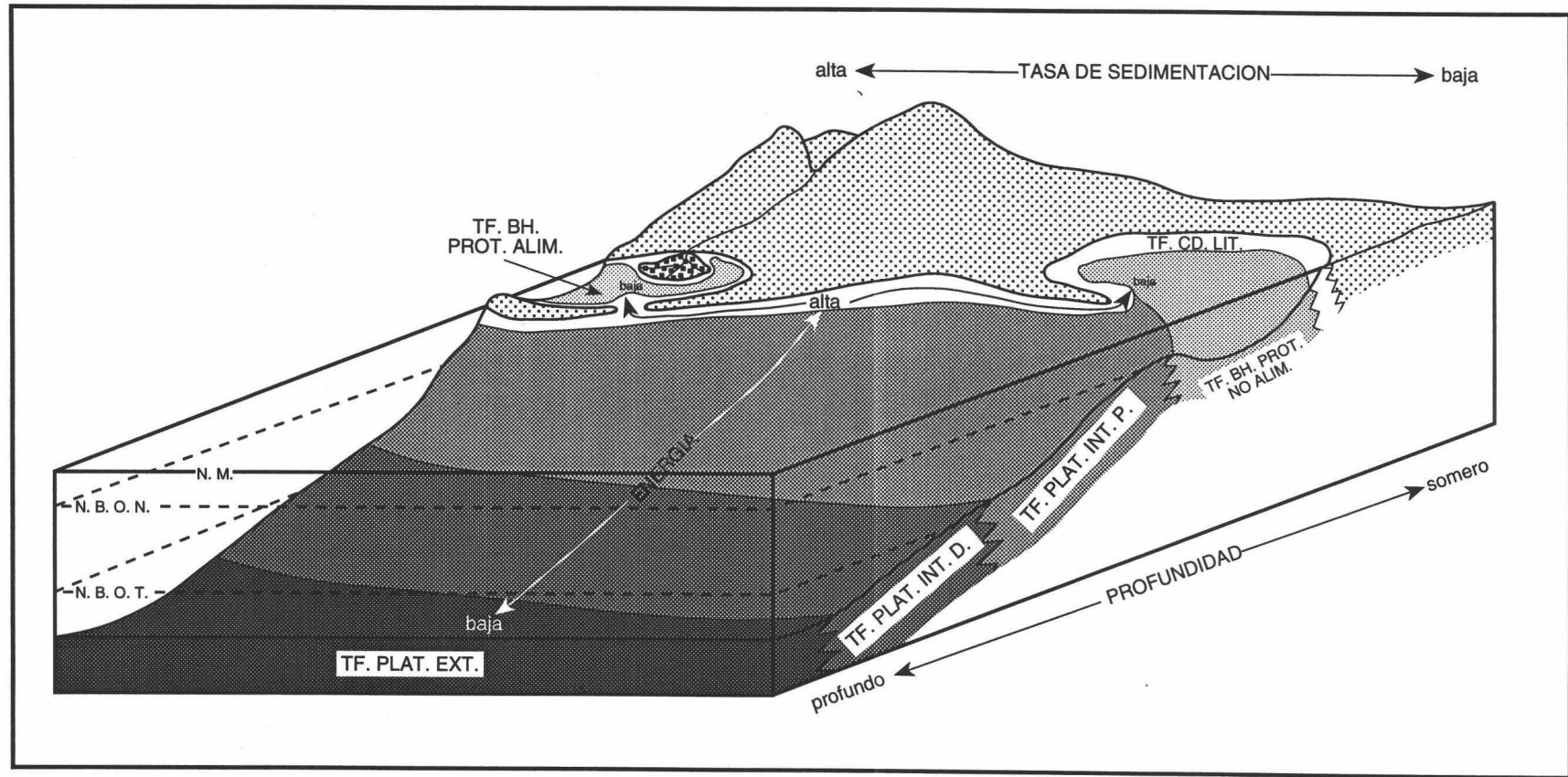


Fig. 8.3.- Modelo ambiental propuesto para las diferentes tafofacias definidas en este trabajo.

intercalan finos niveles de acumulaciones de fósiles que representan tempestitas distales. Aquí, los fósiles presentan un empaquetamiento poco denso, a veces denso, con un volumen alrededor del 15 %. Las propiedades tafonómicas de los restos incluidos en estos niveles difiere de los bioclastos encontrados dispersos en los limos (Tabla 8.1). Muestran una fragmentación, desarticulación y abrasión moderadas. En los interniveles el porcentaje de fósiles en posición de vida es alto, mientras que en los niveles es nulo. Los interniveles, que constituyen la mayor parte de esta tafofacies, representan los depositos de las condiciones normales. Por otro lado, la presencia de depósitos de tempestitas implica que las señales tafonómicas episódicas tienen una cierta relevancia en esta tafofacies. En menor medida, también hay que considerar las señales compuestas y las de cooperación.

Esta tafofacies muestra características similares a los modelos II y III de Speyer y Brett (1991), "Current-winnowed shell beds" y "Bioturbated deposits with shelly patches" respectivamente. El rasgo común con el modelo II es la presencia de niveles finos de concentraciones de conchas debido al aventado del sedimento fino durante las tormentas. Con respecto al modelo III, tiene en común una tasa de sedimentación moderada-alta, un enterramiento rápido y una baja turbulencia. Las acumulaciones de *Neopycnodonte* en posición de vida encontradas en la cuenca de Almería-Níjar (secciones Las Corralizas y Saccarino), en la cuenca de Carboneras (sección Barranco del Hondo) y en el Poniente Almeriense (afloramiento Matagorda-Almerimar) son los equivalentes de los parches de fósiles del modelo de tafofacies III de Speyer y Brett (1991).

La mayor parte de los depósitos pliocenos estudiados están caracterizados por la tafofacies de plataforma interna proximal. El sedimento es más grueso que en las anteriores, son arenas bioclásticas gruesas y conglomerados bioclásticos. El rasgo más notable es la presencia de niveles de acumulaciones de conchas de varias decenas de centímetros de espesor, de gran continuidad lateral y con superficies internas de amalgación; características típicas de tempestitas proximales. Tanto en los interniveles como en los niveles los restos están muy destruidos, lo que indica que se depositaron en ambientes muy turbulentos, afectados continuamente por el oleaje normal y el de tormentas. La naturaleza bioclástica de los interniveles se debe a una tasa de sedimentación baja, que, a su vez, prelude la bioturbación (Kidwell y Jablonski, 1983; Kidwell, 1985; 1986a; 1986b; 1991b), de ahí que tengan un índice de icnofábrica bajo (ii2-3). Otra consecuencia de una tasa de sedimentación baja es que la acumulación de los restos en los interniveles se produce a lo largo de un dilatado lapso de tiempo, superponiéndose fósiles de edades diferentes. Son las concentraciones promediadas, "time-averaged assemblages" de Walker y Bambach (1971). Este proceso contribuye a que se formen acumulaciones muy ricas en abundancia y diversidad (Staff *et al.*, 1986; Powell *et al.*, 1989; Fürsich y Aberham, 1990; Kidwell y Bosence, 1991; Kidwell, 1993). Por tanto, el empaquetamiento suele ser denso y el volumen alcanza

valores entre el 20 % y el 35 %. Ocasionalmente, las acumulaciones de fósiles son muy densas y alcanzan hasta el 55-60 % de restos por volumen de roca. La disolución también es elevada, tanto en los interniveles como en los niveles, de forma que afecta incluso a los bioclastos con conchas calcíticas. En la tafofacies de plataforma interna proximal se produce la interacción compleja entre todas las señales tafonómicas descritas por Speyer y Brett (1991). No obstante, predominan los procesos ocurridos durante las condiciones normales y los fenómenos episódicos de tormentas, así como la interacción entre ambos generando señales compuestas.

Esta tafofacies se corresponde con el modelo I de Speyer y Brett (1991), "Nearshore amalgamated shell beds".

La tafofacies de bahía protegida no alimentada ha sido definida para describir los materiales de la base de la Unidad III de Roche (Cádiz). Una tasa de sedimentación reducida y un medio protegido de intensas corrientes fueron los factores claves que controlaron esta tafofacies. Una tasa de sedimentación baja favoreció la formación de densas acumulaciones de fósiles, dominados por organismos encostrantes y episedimentarios. Asimismo, esta situación es favorable para la formación de asociaciones de fósiles promediadas a través del tiempo. Por el contrario, la densa concentración de conchas inhibió en gran medida la actividad de organismos bioturbadores. El carácter protegido del medio condicionó que los restos quedaran con un excelente grado de preservación. Así, una proporción bastante elevada de fósiles están articulados, completos y en posición de vida, mientras que el grado de abrasión es bajo. En esta tafofacies los fenómenos episódicos no dejaron ningún registro sedimentario evidente, por lo que está dominada por la superposición de los procesos acaecidos durante las condiciones normales.

Speyer y Brett (1991) afirman explícitamente que los sesgos tafonómicos son, ante todo, consecuencia de las condiciones tafonómicas "background", sobre todo en ambientes muy someros. Sin embargo, en el ejemplo estudiado no es así debido a la escasa turbulencia del medio que favoreció que la asociación final esté constituida por elementos poco alterados tafonómicamente. Esto puede deberse a que la zona tafonómicamente activa se sitúa en una posición muy superficial dentro de la columna de sedimento (Powell *et al.*, 1989). Por tanto, cuando el medio sea de baja energía, aunque muy somero, las condiciones normales no tienen que ser forzosamente destructivas. Esta tafofacies no tiene correspondencia con ninguno de los modelos de tafofacies de Speyer y Brett (1991).

La tafofacies de bahía protegida alimentada se diferencia de la anterior en la naturaleza del sedimento. Así, la dinámica sedimentaria que caracteriza la primera es la presencia de abanicos deltaicos y deltas que descargan material terrígeno a una cuenca somera protegida de corrientes de deriva litoral y de tormentas. Según este esquema, existe una clara

diferenciación entre los procesos episódicos y los que ocurren durante las condiciones normales. Cada avalancha de detríticos incluye bioclastos con un alto grado de destrucción tafonómica: están abrasionados, desarticulados, fragmentados y no existen individuos en posición de vida. Estas concentraciones de restos representan los fenómenos episódicos. Por otro lado, durante la fase de inactividad del delta o del abanico deltaico el fondo fue colonizado por organismos, caracterizando las acumulaciones formadas durante las condiciones normales. Estas, a diferencia de los restos de los niveles de avalanchas, tienen un magnífico grado de preservación. En numerosos casos son asociaciones que representan, muy aproximadamente, una instantánea de las comunidades originales ("census assemblages" *sensu* Hallam, 1972; Kidwell y Bosence, 1991), muertas por el enterramiento ("obrutition deposits", Seilacher *et al.*, 1985; Brett y Seilacher, 1991; Speyer y Brett, 1991; Brett, 1992; Seilacher, 1992).

Como se puede observar, la dinámica sedimentaria y la escasa o nula turbulencia del medio, son los factores claves para entender el excelente grado de preservación de los fósiles durante las condiciones "background". Esta situación ha favorecido la formación de asociaciones de fósiles con unas propiedades tafonómicas poco usuales en los medios litorales ya que son ambientes muy destructivos, con un pobre registro fósil, no forman depósitos "obrutition" y normalmente forman concentraciones temporalmente promediadas (Fürsich y Aberhan, 1990; Kidwell y Bosence, 1991; Brett y Seilacher, 1991). Igual que la tafofacies de bahía protegida no alimentada, esta tafofacies no tiene equivalente en los modelos de tafofacies de Speyer y Brett (1991).

Finalmente, la tafofacies de cordón litoral representa las condiciones ambientales más someras de un gradiente ambiental. Son los medios sometidos continuamente a la acción de las corrientes de deriva litoral, al oleaje y a las mareas. Por tanto, predominan los sedimentos gruesos ya hay un sucesivo lavado de la fracción fina. El alto grado de turbulencia hace que dominen los mecanismos de erosión y retrabajamiento frente a los de depósito, lo que significa que los restos están sometidos a un alto sesgo tafonómico. La abundancia y diversidad en esta tafofacies son bajas debido a dos factores. El principal es la intensa destrucción tafonómica debida a la alta energía del medio, lo que provoca una preservación diferencial de los bioclastos más resistentes. En los ejemplos estudiados, casi exclusivamente se encuentran restos de *Ostrea* spp. Otra causa subsidiaria es la baja diversidad y abundancia inicial que hay en estos medios, ya que son ambientes muy limitantes para los organismos (e.g. Harris, 1990). En la tafofacies de cordón litoral no es posible diferenciar los fenómenos episódicos de los "background" debido al continuo retrabajamiento a que está sometido el fondo. Por tanto, es una tafofacies donde dominan las señales tafonómicas compuestas.

Según las características sedimentarias y tafonómicas descritas anteriormente, la tafofacies de cordón litoral es similar a la zona más somera del modelo I de tafofacies de Speyer y Brett (1991), "Nearshore amalgamated shell beds".

Cada uno de los modelos de tafofacies descritos representa situaciones transicionales en las condiciones ambientales. De este modo, para un intervalo de tiempo definido, la distribución espacial en los parámetros ambientales genera un mosaico de tafofacies determinado y predecible. Dichos cambios se definen como gradientes tafonómicos (Speyer y Brett, 1988). De igual forma, la evolución en el tiempo de los medios sedimentarios introduce variaciones en los modelos de tafofacies. Por tanto, el estudio de los gradientes tafonómicos, junto con otros métodos, se convierte en un objeto muy útil para el análisis y evolución de cuencas.

El modelo sedimentario propuesto para el Plioceno 1 es una plataforma continental afectada por tormentas. Por tanto, el mosaico espacial de tafofacies estuvo caracterizado por cinturones de tafofacies aproximadamente paralelos a la paleocosta. Por otro lado, la evolución vertical muestra una somerización de los medios sedimentarios, lo que ha condicionado la siguiente sucesión de tafofacies: tafofacies de plataforma externa, que caracteriza los depósitos más profundos de la plataforma - tafofacies de plataforma interna distal, que corresponde a los depósitos de transición - tafofacies de plataforma interna proximal, que son los depósitos mejor representados en todo el Plioceno 1. La no preservación de los términos más proximales de la plataforma ha condicionado que no se reconozca la tafofacies de cordón litoral en ningún punto estudiado coronando el conjunto de materiales pertenecientes al Plioceno 1.

Este mosaico espacial y temporal de tafofacies puede hacerse extensible a la mayor parte del litoral meridional de España. Sin embargo, en algunas cuencas está modificado ya que las condiciones ambientales muestran una evolución diferente, como la cuenca de Almayate-Estación Valle-Niza, la cuenca de Nerja y la cuenca de Carboneras. Estas tres cuencas se mantienen en condiciones muy someras durante toda su evolución, por lo que perduran la tafofacies de plataforma interna proximal en prácticamente todo su desarrollo vertical.

Durante el depósito del Plioceno 2 cada cuenca estuvo sometida a unas condiciones ambientales particulares, por lo que no se puede establecer un modelo general de gradientes tafonómicos. No obstante, sí existe un denominador común a todas ellas y es que son cuencas muy someras y, en la mayoría de los casos, nutridas por materiales detríticos. De este modo, predominan la tafofacies de cordón litoral y la tafofacies de bahía protegida alimentada. La situación paleogeográfica de la cuenca de Roche durante el Plioceno 2, alejada de la influencia

de los aportes terrígenos y con escasa turbulencia, favoreció que se formaran depósitos caracterizados por la tafofacies de bahía protegida no alimentada.

CAPITULO 9:

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

A continuación se enumerarán las principales conclusiones que se pueden extraer de este trabajo:

1.- Los depósitos marinos pertenecientes al Plioceno, que afloran a lo largo de la franja litoral del S de España, entre Cádiz y Almería, están constituidos por dos secuencias deposicionales separadas por una discordancia angular y erosiva. La inferior equivale al Plioceno 1 de Montenat (1977), y la superior al Plioceno 2 del mismo autor.

2.- Los resultados biocronoestratigráficos indican que la discordancia se produjo hacia la base del Plioceno superior, dentro de la zona PL 3 de Berggren *et al.* (1983) en Cádiz, y en la zona M PI 4 de Cita (1975) en las áreas mediterráneas. La discordancia se atribuye a un levantamiento epirogénico de, al menos, la Cadena Bético-Rifeña y el Mar de Alborán. Dicho evento tectónico es prácticamente isocrono, ya que ocurrió en un intervalo inferior a 400 ka.

3.- La secuencia Plioceno 1 tiene una edad Plioceno inferior-parte basal del Plioceno superior. En Cádiz se extiende desde la zona PL 1a hasta el techo de la zona PL 2 de (entre 5,705-4,812 y 3,553 Ma), y en Málaga y Almería entre la zona M PI 2 y la zona M PI 4 (entre 5,376-4,522 y 3,553-317). En ambos casos, los rangos cronológicos máximo y mínimo están dentro de la ciclicidad de tercer orden. Por tanto, el Plioceno 1 se puede considerar como una secuencia deposicional de tercer orden.

4.- El límite inferior de la secuencia Plioceno 1 es una discordancia angular y erosiva, más manifiesta en los afloramientos del Mediterráneo que en los del Atlántico, por lo que se trata de una secuencia de tercer orden provocada por una tectónica regional.

5.- El depósito durante el Plioceno 1 se produjo en una plataforma continental relativamente somera afectada por tormentas. Puntualmente, se desarrollaron deltas y abanicos deltaicos, que drenaron material siliciclástico a la plataforma. En algunas áreas de la plataforma alejadas de los deltas se depositaron sedimentos con una proporción elevada de carbonato, constituido principalmente por bioclastos.

6.- La evolución sedimentaria durante el Plioceno 1 se caracteriza por una somerización generalizada en toda la región estudiada. Se pasa de ambientes de plataforma externa, por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas, hasta plataforma interna proximal, caracterizada por tempestitas proximales. En este contexto, se produjo una

sucesión de tafofacies de plataforma externa - tafofacies de plataforma interna distal - tafofacies de plataforma interna proximal.

7.- Esta evolución está caracterizada, en la mayoría de los casos, por un ciclo sedimentario transgresivo-regresivo asimétrico, con una profundización relativamente rápida en la base de la secuencia Plioceno 1, seguida de una somerización lenta hacia techo. Esto condiciona que se formase un cortejo transgresivo poco potente y un cortejo de alto nivel del mar muy desarrollado. El cortejo de bajo nivel del mar puede estar en zonas más profundas de la plataforma, actualmente sumergidas.

8.- En algunos puntos, la secuencia Plioceno 1 puede dividirse en ciclos sedimentarios de mayor frecuencia, probablemente de cuarto orden, provocados por procesos tectónicos locales. Este hecho hace que no se puedan correlacionar a nivel regional.

9.- La secuencia Plioceno 2 no ha podido ser datada debido a la naturaleza detrítica gruesa de sus sedimentos y al carácter somero de las facies. Únicamente en Cádiz se ha podido constatar una edad de base del Plioceno superior (PL 3) para el comienzo de esta secuencia. Según una correlación regional, esta secuencia se puede asignar al Plioceno superior, sin descartar una posible edad de Pleistoceno basal para el techo. Si se admite esta edad, esta secuencia se correspondería con un ciclo de tercer orden.

10.- El límite inferior del Plioceno 2 es la discordancia intrapliocena, que está representada en prácticamente todo el Mediterráneo. Por tanto, igual que el ciclo Plioceno 1, es una secuencia de tercer orden producida por la tectónica.

11.- El levantamiento de la Cadena Bético-Rifeña y Mar de Alborán hacia la base del Plioceno superior provocó un cambio en los medios sedimentarios: acabó con la plataforma continental desarrollada durante el Plioceno 1 y se implantaron condiciones de depósito más someras. Asimismo, se produjo una paleogeografía caracterizada por cuencas aisladas, lo que impide establecer un modelo de sedimentación global para toda la región estudiada. Los únicos rasgos comunes a todas las áreas es la naturaleza detrítica gruesa de los sedimentos, fruto del rejuvenecimiento de los relieves circundantes, y el carácter litoral de las facies. La sedimentación carbonatada sólo se localizó en la cuenca de Roche, área alejada de la influencia detrítica continental.

12.- La evolución sedimentaria de la secuencia Plioceno 2 se caracteriza por una somerización, con progradación de abanicos deltaicos (cuenca de Almería-Níjar) y un delta (Bahía de Cádiz).

13.- Los depósitos del Plioceno 2 en Cádiz forma un ciclo sedimentario transgresivo-regresivo muy asimétrico, con un cortejo sedimentario transgresivo muy

reducido y un cortejo sedimentario de alto nivel del mar que representa casi toda la secuencia. En cambio, en la cuenca de Almería-Níjar, forma un ciclo simétrico, que se atribuye a una elevada alimentación de la cuenca por un abanico deltaico procedente de Sierra Alhamilla, al N.

14.- Mientras que en Almería se pueden establecer divisiones en ciclos sedimentarios de mayor frecuencia dentro del ciclo Plioceno 2, en Cádiz no es posible. Esta falta de correlación se atribuye al carácter autocíclico de la ciclicidad de mayor frecuencia en Almería, probablemente condicionada por procesos tectónicos o sedimentarios.

CAPITULO 10:

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- ABBOTT, R.T. y DANCE, S.P. (1986): *Compendium of Seashells. A Full-Color Guide to More than 4,200 of the World's Marine Shells*. (3ª edición revisada). American Malacologists, Inc., Melburne & Burlington. 411 pags.
- ADDICOTT, W.O.; SNAVELY, P.D., Jr.; BUKRY, D. y POORE, R.Z. (1978): Neogene stratigraphy and paleontology of southern Almería province, Spain: An overview. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1454, 49 pp.
- ADDICOTT, W.O.; SNAVELY, P.D., Jr.; POORE, R.Z. y BUKRY, D. (1979): La secuencia neógena marina de los Campos de Dalías y de Níjar (Almería). *Est. Geol.*, 35: 609-631.
- ADEY, W.H. (1979): Crustose coralline algae as microenvironmental indicators for the Tertiary. En GRAY, J. y BOUCOT, A.J. (eds.): *Historical Biogeography, Plate Tectonics and the Changing Environment*. Oregon State University Press. 459-464.
- ADEY, W.H. y ADEY, P.J. (1973): Studies on the biosystematics and ecology of epilithic crustose corallinaceae of the British Isles. *Br. Phycol. J.*, 8: 343-408.
- ADEY, W.H. y MACINTYRE, I.G. (1973): Crustose coralline algae: A re-evaluation in the geological sciences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 883-904.
- ADEY, W.H. y McKIBBIN, D.L. (1970): Studies on the maerl species *Phymatolithon calcareum* (Pallas) nov. comb. and *Lithothamnium coralliodes* Crouan in the Ria de Vigo. *Bot. Mar.*, 13: 100-106.
- ADEY, W.H. y VASSAR, J.M. (1975): Colonization, succession and growth rates of tropical crustose coralline algae (Rhodophyta, Cryptonemiales). *Phycologia*, 14: 55-69.
- AGUIRRE, E.; LHENAFF, R y MECO, J. (1967): Nouvelles observations stratigraphiques sur la Mesa de Asta (Cadix, Espagne). *C. R. Som. Soc. Géol. France*, 3: 82-83.
- AGUIRRE, J. (1990): *El Plioceno Marino de la Costa de Cádiz Entre Chiclana y Conil*. Tesis de Licenciatura (inérita). Univ. Granada, 106 pp.
- AGUIRRE, J. (1991): Estratigrafía del Plioceno de la costa de Cádiz entre Chiclana y Conil. *Geogaceta*, 9: 84-87.
- AGUIRRE, J. (1992): Evolución de las asociaciones fósiles del Plioceno marino de Cabo Roche (Cádiz). *Rev. Esp. Paleont.*, Extra: 3-10.
- AGUIRRE, J. (en revisión): Implicaciones estratigráficas y paleogeográficas de dos discontinuidades estratigráficas en los depósitos pliocenos de Cádiz (SW de España). *Rev. Soc. Geol. España*.
- AGUIRRE, J.; AGUSTI, J.; CASTILLO, C. y FERRIZ, F.J. (1992): Marine-continental correlation in the Pliocene of the Guadalquivir Basin and the Mediterranean margin (Spain). *First Congr. R.C.A.N.S.*, Lisboa: 11-14.

- AGUIRRE, J.; BRAGA, J.C. y MARTIN, J.M. (1993): Algal nodules in the upper Pliocene deposits at the coast of Cádiz (S Spain). En BARATTOLO, F.; DE CASTRO, P. y PARENTE, M. (eds): *Studies on Fossil Benthic Algae*. Boll. Soc. Paleont. Ital. Spec. Vol. 1: 1-7.
- AGUIRRE, J.; CASTILLO, C.; FERRIZ, F.J.; AGUSTI, J. y OMS, O. (en prensa): Marine-continental magnetobiostratigraphic correlation of the *Dolomys* subzone (middle of Late Ruscinian): Implications for the Late Ruscinian age. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*
- AGUIRRE, J.; CHECA, A. y JIMENEZ, A.P. (1994): Proximity-related changes in siliciclastic-carbonate platform deposits in the Almería Basin (SE Spain) during the early Pliocene. *R.C.M.N.S. Interim Colloquium. Neogene Basin Evolution and Tectonics in the Mediterranean Area*, Rabat, 8.
- AGUIRRE, J. y FERRIZ, F.J. (1993): Fossilización en concreciones de areniscas: Implicaciones tafonómicas y paleoecológicas. *IX Jor. Paleontol.*, Málaga. 55-59.
- AGUIRRE, J. y JIMENEZ, A.P. (1991): Análisis tafonómico de una comunidad litoral rocosa *VII Jor. Paleontol.*, Oviedo. 1.
- AGUIRRE, J. y JIMENEZ, A.P. (1994): ¿Por qué *Saccostrea cucullata* Born, 1778 crece como crece y donde crece? *X Jor. Paleontol.*, Madrid. 1-3.
- AIGNER, T. (1983): A Pliocene cliff-line around the Giza pyramids plateau, Egypt. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 42: 313-322.
- AIT BRAHIM, L. y CHOTIN, P. (1989): Genèse et déformation des bassins néogènes du Rif central (Maroc) au cours du rapprochement Europe-Afrique. *Geodinamica Acta*, 3: 295-304.
- ALDAYA, F.; BAENA, J. y EWWERT, K. (1983): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. Adra, 1057 (21-44)*. I.G.M.E. 60 pags.
- ALLISON, P.A. (1988a): The role of anoxia in the decay and mineralization of proteinaceous macro-fossils. *Paleobiology*, 14: 139-154.
- ALLISON, P.A. (1988b): *Konservat-Lagerstätten: Cause and classification*. *Paleobiology*, 14: 331-344.
- ALLISON, P.A.; SMITH, C.R.; KUKERT, H.; DEMING, J.W. y BENNETT, B. (1991): Deep-water taphonomy of vertebrate carcasses: A whale skeleton in the bathyal Santa Catalina Basin. *Paleobiology*, 17: 78-89.
- ALLMON, R.A. (1985): "Butterflied" bivalves as paleoenvironmental indicators. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, 17: 512.
- ALONSO RODRIGUEZ, J. (1952): Geología de la provincia de Cádiz. *Bol. Real Soc. Española Hist. Nat.*, 50: 221-266.
- ANADON, F. (1989): Lagos. En ARCHE, A. (coord.): *Sedimentología*. Vol. I: 219-270.
- ANDREO, B.; CARRASCO, F. y SANZ DE GALDEANO, C. (1993): Estudio geológico del entorno de la Cueva de Nerja. En CARRASCO, F. (ed.): *Geología de Cueva de Nerja*. Patronato de la Cueva de Nerja. *Trabajos Sobre la Cueva de Nerja*, 3: 25-50.

- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 12: 191-198.
- ANDRIEUX, J. y MATTAUER, M. (1973): Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 25: 115-116.
- ANSTED, D.T. (1857): On the geology of Malaga and the southern part of Andalusia. *Quart. Jour.*, 15: 585-604.
- ARAÑA, V. y VEGA, R. (1974): Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24: 197-212.
- ARCHE, A. (1989): Deltas. En ARCHE, A. (coord.): *Sedimentología*. Vol. I: 395-450.
- AZEMA, J. (1961): Etude géologique des abords de Málaga (Espagne). *Est. Geol.*, 17: 131-160.
- BAENA, J.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1981): El litoral de Almería. *Excursión-Mesa Redonda sobre el Tirreniense del Litoral Mediterránea Español. Guía de Excursiones*, 25-43.
- BALANYA, J.C. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1988): El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. *II Congr. Geol. España. Simposios*: 35-44.
- BALDY, P.; BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A.; MALOD, J.; MOITA, I. y MOUGENOT, D. (1977): Carte géologique du plateau continental sud-portugais et sud-espagnol (Golfe de Cadix). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 19: 703-724.
- BALSON, P.S. y TAYLOR, P.D. (1982): Palaeobiology and systematic of large Cyclostome bryozoans from the Pliocene Coralline Crag of Suffolk. *Paleontology*, 25: 529-554.
- BANDEL, K. (1986): The reconstruction of "Hyolithes king" as annelid worm from the Cambrian of Jordan. *Mitt. Geol. Paläont. Inst.*, 61: 35-101.
- BANERJEE, I. y KIDWELL, S.M. (1991): Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: An example from the lower Cretaceous Mannville Group of Canada. *Sedimentology*, 38: 913-934.
- BARAZA, J. y NELSON, N. (1992): Clasificación y dinámica de formas de fondo en el Golfo de Cádiz: Implicaciones de la corriente profunda mediterránea en los procesos sedimentarios durante el Pliocuaternario. *III Cong. Geol. Esp. y VIII Gongr. Latinoam. Geol.*, Simposio, T. 2: 477-486.
- BARRIER, P.; CASALE, V.; COSTA, B.; DI GERONIMO, I.; OLIVIERI, O. y ROSSO, A. (1986): La sezione plio-pleistocenica di Pavigliana (Reggio Calabria). *Boll. Soc. Paleontol. It.*, 25: 107-144.
- BARRIER, P. y ZIBROWIUS, H. (1990): Les coelentérés. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 43-44.
- BARRON, J.A. (1992): Pliocene paleoclimatic interpretation of DSDP Site 580 (NW Pacific) using diatoms. *Marine Micropaleontol.*, 20: 23-44.
- BATHURST, R.G.C. (1991): Pressure-dissolution and limestone bedding: The influence of stratified cementation. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 450-463.

- BEACH, D.K. (1993): Submarine cementation of subsurface Pliocene carbonates from the interior of great Bahama Bank. *J. Sediment. Petrol.*, 63: 1059-1069.
- BECKVAR, N. (1988): Minimal shell transport detected in a coarse-grained Pleistocene marine terrace, Sonora, Mexico. *Palaios*, 3: 365-369.
- BECKVAR, N. y KIDWELL, S.M. (1989): Hiatal shell concentrations, sequence analysis, and sealevel history of Pleistocene coastal alluvial fan, Punta Chueca, Sonora. *Lethaia*, 21: 257-270.
- BEHRENSMEYER, A.K. (1991): Terrestrial vertebrate accumulations. En ALLISON, P. A. y BRIGGS, D.E.G. (Eds.): *Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum Press, New York. 291-335.
- BEHRENSMEYER, A.K. y KIDWELL, S. (1985): Taphonomy's contribution to paleobiology. *Paleobiology*, 11: 105-119.
- BENKHELIL, J. (1976): *Etude Neotectonique de la Terminaison Occidentale du Cordillères Bétiques*. Thèse 3ème cycle. Univ. Nice, 180 pp.
- BENKHELIL, J. y GIRAUD, R. (1976): A propos du style et de l'âge des déformations récentes de la terminaison occidentale des Cordillères bétiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 282: 1339-1342.
- BENSON, R.H. y RAKIC-EL BIED, K. (1991): The Messinian parastratotype at Cuevas del Almanzora, Vera basin, SE Spain: Refutation of the deep-basin, shallow-water hypothesis?. *Micropaleontol.*, 37: 289-302.
- BENSON, R.H.; RAKIC-EL BIED, K. y BONADUCE, G. (1991): An important current reversal (influx) in the rifian corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: The end of Tethys ocean. *Paleoceanography*, 6: 164-192.
- BENSON, R.H.; RAKIC-EL BIED, K.; BONADUCE, G.; HODELL, D.A.; BERGGREN, W.A.; AUBRY, M.P.; NAPOLEONE, G. y KENT, D.V. (1990): A proposal for the Pliocene global boundary stratotype section and point: Bou Regreg section, Morocco. *IX RCMNS Congr.*, Barcelona. 57.
- BERGGREN, W.A. (1969): Cenozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time-scale. *Nature*, 224: 1072-1075.
- BERGGREN, W.A. (1972): A Cenozoic time-scale - some implications for regional geology and paleobiogeography. *Lethaia*, 5: 195-215.
- BERGGREN, W.A. (1973): The Pliocene time scale: calibration of planktonic foraminiferal and calcareous nannoplankton zones. *Nature*, 243: 391-397.
- BERGGREN, W.A. (1977a): Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Rio Grande Rise (South Atlantic). *Mar. Micropal.*, 2: 265-313.
- BERGGREN, W.A. (1977b): Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of DSDP Site 357 (Rio Grande Rise). *Init. Repts. DSDP*, 39: 591-614.

- BERGGREN, W.A.; AUBRY, M.P. y HAMILTON, N. (1983): Neogene magnetostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Site 516 (Rio Grande Rise, South Atlantic). *Init. Repts. DSDP*, 72: 675-713.
- BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; FLYNN, J.J. y VAN COUVERING, J.A. (1985): Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 1407-1418.
- BERGGREN, W.A. y VAN COUVERING, J.A. (1974): The late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 16: 1/2: 1-216.
- BERGMAN, K.M. y WALKER, R.G. (1987): The importance of sea-level fluctuations in the formation of linear conglomerate bodies; Carrot Creek Member of Cardium Formation, Cretaceous Western Interior Seaway, Alberta. *J. Sed. Petrol.*, 57: 651-665.
- BERNASCONI, M.P. (1989): Studi paleoecologici sul Pliocene ligure V. Il Pliocene di Savona. *Boll. Mus. reg. Sci. nat. Torino*, 7: 49-116.
- BERNASCONI, M.P. y ROBBA, E. (1993): Molluscan palaeoecology and sedimentology features: An integrated approach from the Miocene Meduna section, northern Italy. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 100: 267-290.
- BERTOLANI-MARCHETTI, D. (1985): Pollen paleoclimatology in the Mediterranean since Messinian time. En STANLEY, D.J. y WEZEL, F.C. (eds.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, Berlín. 525-543.
- BIGNOT, G. (1988): *Los Microfósiles. Los Diferentes Grupos. Aplicaciones Paleobiológicas y Geológicas*. Paraninfo. 284 pags. (Traducción española por I. Meléndez Hevia).
- BJORKUM, P.A. y WALDERHAUG, O. (1993): Isotopic composition of a calcite-cemented layer in the lower Jurassic Bridport Sands, southern England: Implications for formation of laterally extensive calcite-cemented layers. *J. Sed. Petrol.*, 63: 678-682.
- BLANC, J.J. y MOLINER, R. (1955): Les formations organogènes construites superficielles en Méditerranée occidentale. *Bull. Ins. Océanogr.*, 1067: 1-26.
- BLOW, W.H. (1969): Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. En BRÖNNIMANN, P. y RENZ, H.H. (eds.) *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, Leiden (1967). Vol. 1: 199-421.
- BLUCK, B.J. (1967): Sedimentation of beach gravels: Examples from South Wales. *J. Sed. Petrol.*, 37: 128-156.
- BOCCALETTI, M.; GELATI, R.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; PAPANI, G.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1987): Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Acta Naturalia Ateneo Parmense*, 23: 179-200.
- BOORSMA, L.J. (1992): Syn-tectonic sedimentation in a Neogene strike-slip basin containing a stacked Gilbert-type delta (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 81: 105-123.
- BOORSMA, L.J. (1993): *Syn-Tectonic Sedimentation in a Neogene Strike-Slip Basin (Serrata Area, SE Spain)*. Tesis Doctoral, Universidad de Amsterdam. 85 pp.

- BORDES, M.M. y VIGUIER, C. (1969): Présence de galets taillés de type ancien dans la région de Carmona (Province de Seville, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 269: 1946-1947.
- BORDES, M.M. y VIGUIER, C. (1971): Sur la présence de galets taillés de type ancien dans un sol fossile à Puerto de Santa Maria, au nord-est de la baie de Cadix (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272: 1747-1749.
- BOSELLINI, A. y GINSBURG, R.N. (1971): Form and internal structure of recent algal nodules (rhodolites) from Bermuda. *J. Geol.*, 79: 669-682.
- BOSENCE, D.W.J. (1983): The occurrence and ecology of recent rhodoliths - A review. En PERYT, T.M. (ed.): *Coated Grains*. Springer-Verlag, Berlín. 225-242.
- BOSENCE, D.W.J. (1985): The "coralligène" of the Mediterranean - a recent analog for Tertiary coralline algal limestones. En TOOMEY, D.F. y NITECKI, M.H. (eds.): *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications*. Springer-Verlag, Berlín. 216-225.
- BOSENCE, D.W.J. (1989): Palaeobathymetry of coralline algae in Miocene reefs, Mallorca, Spain. *Algae in Reefs. Abstract*. 23.
- BOSENCE, D.W.J. (1991): Coralline algae: Mineralization, taxonomy, and palaeoecology. En RIDING, R. (ed.): *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlín. 98-113.
- BOSENCE, D.W.J. y PEDLEY, H.M. (1982): Sedimentology and palaeoecology of a Miocene coralline algal biostrome from the Maltese Islands. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 38: 9-43.
- BOTTJER, D.J. y AUSICH, W.I. (1986): Phanerozoic development of tiering in soft substrata suspension-feeding communities. *Paleobiology*, 12: 400-420.
- BOTTJER, D.J. y DROSER, M.L. (1991): Ichnofabric and basin analysis. *Palaios*, 6: 199-205.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P. y PEYRE, Y. (1973): Trame de l'histoire post-Aquitaniennne des Cordillères Bétiques occidentale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 276: 1393-1396.
- BOURGOIS, J.; MAUFFRET, A.; AMMAR, A. y DEMNATI, D. (1992): Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (western Mediterranean Sea). *Geo-Marine Letters*, 12: 117-122.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. y PHILIP, H. (1978): La evolución tectónica de las Cordilleras Béticas orientales. *Reun. sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Granada. 59-78.
- BOYD, D.W. y NEWELL, N.D. (1972): Taphonomy and diagenesis of a Permian fossil assemblage from Wyoming. *J. Paleontol.*, 46: 1-14
- BOYD, R.; DALRYMPLE, R. y ZAITLIN, B.A. (1992): Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80: 139-150.
- BRAGA, J.C. y AGUIRRE, J. (en prensa): Taxonomy of fossil coralline algal species: Neogene Lithophylloideae (Rhodophyta, Corallinaceae) from souther Spain. *Rew. Paleob. Palynol.*, (1995): 000-000.

- BRAGA, J.C. y MARTIN, J.M. (1988): Neogene coralline-algal growth-forms and their palaeoenvironments in the Almanzora river valley (Almería, SE Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 67:285-303.
- BRAGA, J.C. y MARTIN, J.M. (1992): Messinian carbonates of the Sorbas basin: Sequence stratigraphy, cyclicity, and facies. En *Late Miocene Carbonate Sequences of Southeastern Spain: A Guidebook for the Las Negras and Sorbas Areas*. SEPM/IAS Conferences on Carbonates Stratigraphic Sequences: Sequence Boundaries and Associated Facies, La Seu, España. 78-108.
- BREBION, P.; DEMARQ, G.; LAURIAT, A. y MONTENAT, C. (1971): Le Pliocène de la région d'Elche (province d'Alicante, Espagne) et sa faune de mollusques. *Est. Geol.*, 27: 197-211.
- BRETT, C.E. (1992): Ostracite deposits. En BRIGGS, D.G.S. y CROWTHER, P.R. (eds.): *Paleobiology. A Synthesis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 239-243.
- BRETT, C.E. y BAIRD, G.C. (1985): Carbonate-shale cycles in the Middle Devonian of New York: An evaluation of models for the origin of limestones in terrigenous shelf sequences. *Geology*, 13: 324-327.
- BRETT, C.E. y BAIRD, G.C. (1986): Comparative taphonomy: A key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, 1: 207-227.
- BRETT, C.E. y BROOKFIELD, M.E. (1984): Morphology, faunas and genesis of Ordovician hardgrounds from southern Ontario. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 46: 233-290.
- BRETT, C.E. y SEILACHER, A. (1991): Fossil lagerstätten: A taphonomic consequence of event sedimentation. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 283-297.
- BROMLEY, R.G. (1990): *Trace Fossils. Biology and Taphonomy*. Unwin Hyman. 280 pags.
- BUCHBINDER, B. (1977): The coralline algae from the Miocene Ziqlag Formation in Israel and their environmental significance. En FLÜGEL, E. (ed.): *Fossil Algae*. Springer Verlag, Berlín. 277-285.
- BYERS, C.W. y MILLER, M.F. (1990): Assessing changes in biogenic structures is essential for understanding long-term community development. En MILLER, W, III (ed.): *Paleocommunity Temporal Dynamics: The Long-Term Development of Multispecies Assemblages*. The Paleontol. Soc. Sp. Publ., 5: 166-177.
- CADEE, G.C. (1992): Eolian transport and left/right sorting of *Mya* shells (Mollusca, Bivalvia). *Palaios*, 7: 198-202.
- CADEE, G.C. (1994a): Eider, shelduck, and other predators, the main producers of shell fragments in the Wadden Sea: Palaeoecological implications. *Palaeontol.*, 37: 181-202.
- CADEE, G.C. (1994b): Birds as producers of shell fragments in the Wadden Sea; in particular the role of the herring gull. *Geobios*, en prensa.
- CADEE, G.C. (1994c): *Mya* shell manipulating by turnstones (Aves) results in concave-up position and left/right sorting. *Palaios*, 9: 307-309.

- CALDERON, S. y PAUL, M. (1896): La moronita y los yacimientos diatomáceos de Morón. *Ann. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 15: 477-493.
- CALLENDER, W.R.; POWELL, E.N.; STAFF, G.M. y DAVIES, D.J. (1992): Distinguishing autochthony, parautochthony and allochthony using taphofacies analysis: Can cold seep assemblages be discriminated from assemblages of the nearshore and continental shelf? *Palaios*, 7: 409-421.
- CAMPILLO, A.C.; MALDONADO, A y MAUFFRET, A. (1992a): Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alboran Sea: Late Miocene to Recent. *Geo-Marine Letters*, 12: 165-172.
- CAMPILLO, A.C.; MALDONADO, A y MAUFFRET, A. (1992b): Evolución de la cuenca occidental del Mar de Alborán: Mioceno superior-Actualidad. *III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano Geol.*, Simposios, Tomo 2: 487-495.
- CAMPOS, J.; MALDONADO, A. y CAMPILLO, A.C. (1992): Post-Messinian evolutionary patterns of the Central Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12: 173-178.
- CANDE, S.C. y KENT, D.V. (1992): A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 97: 13917-13951.
- CANDFIELD, D.E. y RAISWELL, R. (1991a): Carbonate precipitation and dissolution: Its relevance to fossil preservation. En ALLISON, P.A. y BRIGGS, D.E.G. (Eds.): *Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum Press, New York. 411-453.
- CANDFIELD, D.E. y RAISWELL, R. (1991b): Pyrite formation and fossil preservation. En ALLISON, P.A. y BRIGGS, D.E.G. (Eds.): *Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum Press, New York. 337-387.
- CARRASCO, F.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, D.; RODRIGUEZ, P. y SERRANO, F. (1978): Sobre la presencia de materiales del Mioceno superior en la desembocadura del río Vélez (provincia de Málaga). *Cuader. Geol. Univ. Granada*, 8-9: 267-273.
- CARSON, G.E. (1991): Silicification of fossils. En ALLISON, P.A. y BRIGGS, D.E.G. (Eds.): *Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum Press, New York. 455-499.
- CARTER, R.M. (1972): Adaptations of British Chalk bivalvia. *J. Paleontol.*, 46: 325-340.
- CATE, A.S. y EVANS, I. (1994): Taphonomic significance of the biomechanical fragmentation of live molluscan shell material by a bottom-feeding fish (*Pogonias cromis*) in Texas coastal bays. *Palaios*, 9: 254-276.
- CATI, F.; COLALONGO, M.L.; CRESCENTI, U.; D'ONOFRIO, S.; POMESANO CHERCHI, A.; SALVATORINI, G.; SARTONI, S.; PREMOLI-SILVA, I.; WEZEL, C.F.; BERTOLINO, V.; BIZON, G.; BOLLI, H.M.; BORSETTI CATI, A.M.; DONDI, L.; FEINBERG, H.; JENKINS, D.G.; PERCONIG, E.; SAMPO, M. y SPROVIERI, R. (1968): Biostratigrafia del Neogeno Mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 87: 491-503.
- CEDEX (1987): Estudio geotécnico complementario para el muelle del Bajo Cabezueta (Cádiz). Informe definitivo. *Junta del Puerto de la Bahía de Cádiz* (2 T.). 53 pags.

- CITA, M.B. (1972): Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. I. Il significato della transgressione pliocenica allá luce delle nuove scoperte nel Mediterraneo. *Riv. Ital. Paleont.*, 78: 527-594.
- CITA, M.B. (1973): Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy. *Init. Repts. DSDP.*, 13: 1343-1364.
- CITA, M.B. (1975): Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *Riv. Ital. Paleont.*, 81: 527-544.
- CITA, M.B. y RYAN, W.B.F. (1973): Time scale and general synthesis. *Init. Repts. DSDP.*, 13: 1405-1415.
- CITA, M.B.; RYAN, W.B.F. y KIDD, R.B. (1977): Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their changes. *Init. Repts. DSDP*, 42: 991-1002.
- CIVIS, J.; MARTINELL, J.; ANDRES, I.; DOMENECH, R.; FLORES, J.A.; GILBERT, J.M.; GILI, C.; GONZALEZ-DELGADO, J.A.; MAYORAL, A.; SIERRO, F.J. y VALLE, M.F. (1994): El Plioceno marino en las cuecas Catalanas y del Guadalquivir. *X Jor. Paleontol.*, Madrid. 46-48.
- CLAUZON, G.; AGUILAR, J.P. y MICHAUX, J. (1987a): Le bassin Pliocène du Rossillon (Pyrénées-Orientales, France): Exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 304:585-590.
- CLAUZON, G.; AGUILAR, J.P. y MICHAUX, J. (1987b): Mise en évidence d'un diachronisme de 5 M.a. au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 305: 133-137,
- CLIFTON, H.E. (1981): Progradational sequences in Miocene shoreline deposits, southeastern Caliente Range, California. *J. Sed. Petrol.*, 51: 165-184.
- CLIFTON, H.E. y BOGGS, S., Jr. (1970): Concave-up paleocypod (*Psephidia*) shells in shallow marine sand, Elk River Beds, southwestern Oregon. *J. Sed. Petrol.*, 40: 888-897.
- CLIFTON, H.E.; HUNTER, R.E. y PHILLIPS, R.L. (1971): Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *J. Sed. Petrol.*, 41: 651-670.
- CLOETINGH, S. (1986): Intraplate stresses: A new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level. *Geology*, 14: 617-620.
- CLOETINGH, S. (1988): Intraplate stresses: A tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level? En WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.K.; POSAMENTIER, H.; VAN WAGONER, J.; ROSS, C.A. y KENDALL, C.G.St.C. (eds): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publ., 42: 19-29.
- CLOETINGH, S.; McQUEEN, H. y LAMBECK, K. (1985): On a tectonic mechanism for regional sealevel variations. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 75: 157-166.

- CLOETINGH, S.; VAN DER BEEK, P.A.; VAN REES, D.; ROEP, Th.B.; BIERMANN, C. y STEPHENSON, R.A. (1992): Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic region. *Geo-Marine Letters*, 12: 66-75.
- COHEN, A.S. (1989): The taphonomy of gastropod shell accumulations in large lakes: An example from Lake Tanganyika, Africa. *Paleobiology*, 15: 26-45.
- COLALONGO, M.L. (1968): Cenozone a foraminiferi ed ostracodi nel Pliocene a basso Pleistocene della serie del Santerno e dell'Appennino Romagnolo. *Giornale de Geologia*, 35: 29-61.
- COMAS, M.C.; GARCIA DUEÑAS, V. y JURADO, M.J. (1992): Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters*, 12: 157-164.
- COPPIER, G.; OTT D'ESTEVOU, P. y MONTENAT, C. (1990): Kinematics and paleogeographic evolution of the eastern Almeria Basin. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 189-194.
- COTILLON, P. (1991): Varves, beds, and bundles in pelagic sequences and their correlation (Mesozoic of SE France and Atlantic). En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 820-839.
- CRAIG, G.Y. (1967): Size-frequency distribution of live and dead populations of pelecypods from Bimini, Bahamas, B.W.I. *J. Geol.*, 75: 34-45.
- CRAMPTON, J.S. (1988): Comparative taxonomy of the bivalve families Isognomonidae, Inoceramidae, and Retroceramidae. *Paleontology*, 31: 965-996.
- CRONIN, T.H. (1981): Rates and possible causes of neotectonic vertical crustal movements of the emerged southeastern United States Atlantic Coastal Plain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92: 812-833.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974): *Estudio Geológico del Sector Cañete la Real-Teba-Osuna*. Tesis Doctoral, Univ. Granada. 431 pp.
- CURRAN, H.A. (1985): The trace fossil assemblage of a Cretaceous nearshore environment: Englishtown Formation of Delaware, U.S.A. En CURRAN, H.A. (ed.): *Biogenic Structures: Their Use in Interpreting Depositional Environments*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Publ., 35: 261-276.
- CUMMINS, R.H. (1994): Taphonomic processes in modern freshwater molluscan death assemblages: Implications for the freshwater fossil record. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 108: 55-73.
- CHAMLEY, H. (1983): Marine and continental antagonistic influences in Mediterranean late Neogene to Recent clay sedimentation. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 30: 71-90.
- CHANNELL, J.E.T.; DI ESTAFANO, E. y SPROVIERI, R. (1992): Calcareous plankton biostratigraphy, magnetostratigraphy and paleoclimatic history of the Plio-Pleistocene Monte San Nicola section (southern Sicily). *Boll. della Soc. Paleont. It.*, 31: 351-382.
- CHANNELL, J.E.T.; POLI, S.M.; RIO, D.; SPROVIERI, R. y VILLA, G. (1994): Magnetic stratigraphy and biostratigraphy of Pliocene "argille azzure" (northern Apennines, Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 110: 83-102.

- CHANNELL, J.E.T.; RIO, D.; SPROVIERI, R. y GLAÇON, G. (1990): Biomagnetostratigraphic correlations from Leg 107 in the Tyrrhenian Sea. *In Kanstens, K. A.; Mascle, J.; et al. Proc. ODP, Sci. Results*, 107: 669-682.
- CHANNELL, J.E.T.; RIO, D. y THUNELL, R. . (1988): Miocene/Pliocene boundary magnetostratigraphy at Capo Spartivento, Calabria, Italy. *Geology*, 16: 1096-1099.
- CHAUVE, P. (1967): *Etude Géologique du Nord de la Province de Cadix (Espagne Méridionale)*. Thèses 3ème cycle. Univ. Paris, 377 pp.
- CHEEL, R.J. y LECKIE, D.A. (1992): Coarse-grained storm beds of the upper Cretaceous Chungo Member (Wapiabi Formation), southern Alberta, Canada. *J. Sed. Petrol.*, 62: 933-945.
- CHINZEI, K. (1984): Ecological parallelism in shallow marine benthic associations of Neogene molluscan faunas of Japan. *Geobios, Mém. Sp.* 8: 135-143.
- CHINZEI, K.; SAVAZZI, E. y SEILACHER, A. (1982): Adaptational strategies of bivalves living as infaunal secondary soft bottom dwellers. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 164: 229-244.
- CHOUBERT, G. y AMBROGGI, R. (1953): Note préliminaire sur la présence de deux cycles sédimentaires dans la Pliocène marin au Maroc. *Prof. Rep. fr. Maroc. Div. Min. Géol. Serv. géol., Notes et Mém. Serv. géol.*, 117: 3-72.
- DABRIO, C.J. (1989): Playas e islas barreras. En ARCHE, A. (coord.): *Sedimentologia*. Vol. I: 349-396.
- DABRIO, C.J.; GONZALEZ-DELGADO, J.A.; CIVIS, J. y SIERRA, F.J. (1988): Influencia de las tempestades en la generación de niveles e interniveles fosilíferos en las Arenas de Huelva (Plioceno). IV Jor. Paleontol., Salamanca. 35-36.
- DABRIO, C.J. y POLO, M.D. (1991): Fan-delta slope deposits and sequences in the Murcia-Carrascoy basin (late Miocene, S.E. Spain). En DABRIO, C.J.; ZAZO, C. y GOY, J.L. (eds.): *The Dynamics of Coarse-Grained Deltas*. Cuader. Geol. Iber., 15: 49-72.
- DABRIO, C.J.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SANTISTEBAN, C.; BARDAJI, T. y SOMOZA, L. (1991): Neogene and Quaternary fan-delta deposits in southeastern Spain. Field Guide. En DABRIO, C.J.; ZAZO, C. y GOY, J.L. (eds.): *The Dynamics of Coarse-Grained Deltas*. Cuader. Geol. Iber., 15: 327-400.
- DALEY, G.M. (1993): Passive deterioration of shelly material: A study of the recent eastern Pacific articulate brachiopod *Terebralia transversa* Sowerby. *Palaios*, 8: 226-232.
- DALLAN, L. y SALVATORINI, G. (1968): Biostratigrafia del Pliocene della Toscana Marittima. *Giornale di Geologia*, 35: 333-339.
- DAM, G. (1990): Palaeoenvironmental significance of trace fossils from the shallow marine lower Jurassic Neil Klintner Formation, East Greenland. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 79: 221-248.
- DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. y GREENWOOD, B. (1976): Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. En DAVIS, Jr., R.A. ETHINGTON, R.L.

- (eds.): *Beach and Nearshore Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 24: 149-168.
- DAVIES, D.J. ; POWELL, E.N. y STANTON, R.J., Jr. (1989): Taphonomic signature as a function of the environmental process: Shells and shell beds in a hurricane-influenced inlet on the Texas coast. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 72: 317-356.
- DAVIES, D.J. ; STAFF, G.M.; CALLENDER, W.R. y POWELL, E.N. (1990): Description of a quantitative approach to taphonomy and taphofacies analysis: All dead things are not created equal. En MILLER, W. III. (ed): *Paleocommunity Temporal Dynamics: The Long-Term Development of Multispecies Assemblages*. *Paleont. Spec. Publ.*, 5: 328-350.
- DE LAROUZIERE, F.D.; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNANDEZ, J.; MONTENAT, C. y OTT d'ESTEVOU, P. (1988): The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41-52.
- DEMARCO, G.; BALLESTO, R.; RAGE, J.C.; GUERIN, C.; MEIN, P. y MEON, H. (1983): Données paléoclimatiques du Néogène de la Vallée du Rhône (France). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 42: 247-272.
- DEMARCO, G. y DEMARCO, H. (1989): Biostrome à *Crassostrea* du Quaternaire récent (Sénégal), comparaison avec ceux du Miocène (bassin rhodanien). *Géol. Méditerranéenne*, 16: 3-15.
- DEMARCO, G. y DEMARCO, H. (1990): Découverte d'un biostrome récent à *Crassostrea* (Bivalves) dans une mangrove du Sénégal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310 (Sér. II): 651-654.
- DEPAOLO, D.J. (1986): Detailed record of the Neogene Sr isotopic evolution seawater from DSDP Site 590B. *Geology*, 14: 103-106.
- DI STEFANO, E.; SPROVIERI, R. y CARUSO, A. (1993): High resolution biochronology in the Monte Narbone Formation of the Capo Rossello section and the Mediterranean first occurrence of *Globorotalia truncatulinoides*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 99: 357-370.
- DIVAR-RODRIGUEZ, J.; ROLDAN GARCIA, F.J.; BORRERO DOMINGUEZ, J.D.; ZAZO, C. y GOY, J.L. (1988): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Jerez de la Frontera, 1048 (12-44)*. IGME. 43 pags.
- DODD, J.R. y STANTON, R.J. (1981): *Paleoecology, Concepts and Applications*. John Wiley & Sons, New York. 559 pags.
- DONDI, L. y PAPETTI, I. (1968): Biostratigraphical zones of Po Valley Pliocene. *Giornale di Geologia*, 35: 63-98.
- D'ONOFRIO, S. (1968): Biostratigrafia del Pliocene e Pleistocene inferiore nelle Marche. *Giornale di Geologia*, 35: 99-114.
- DONOVAN, S.K. (1991): The taphonomy of echinoderms: Calcareous multielement skeletons in the marine environment. En DONOVAN, S.K. (ed.): *The Processes of Fossilization*. Belhaven Press. 241-269.

- DOWSETT, H.J. (1989): Improved dating of the Pliocene of the eastern south Atlantic using graphic correlation: Implications for paleobiogeography and paleoceanography. *Micropaleontol.*, 35: 279-292.
- DRAKE, C.L.; GAIBAR PUERTAS, C.; NAFE, J.E. y LANGSETH, M. (1959a): Estudio de prospección sísmica por refracción en el Golfo de Cádiz. *Revista de Geofísica*, 70: 143-162.
- DRAKE, C.L.; GAIBAR PUERTAS, C.; NAFE, J.E. y LANGSETH, M. (1959b): Prospección sísmica submarina en el Golfo de Cádiz. I.- Introducción. Caracteres geológicos de esta región. *Revista de Ciencia Aplicada*, 69: 289-305.
- DRAKE, C.L.; GAIBAR PUERTAS, C.; NAFE, J.E. y LANGSETH, M. (1961): Prospección sísmica submarina en el Golfo de Cádiz. III.- Interpretación geológica de las referencias sísmicas. *Revista de Ciencia Aplicada*, ??: 492-511.
- DRIESE, S.G. y FOREMAN, J.L. (1992): Paleopedology and paleoclimatic implications of late Ordovician vetric paleosols, Juniata Formation, southern Appalachians. *J. Sed. Petrol.*, 62: 71-83.
- DRISCOLL, E.G. (1970): Selective bivalve shell destruction in marine environments, a field study. *J. Sed. Petrol.*, 40: 898-905.
- DRISCOLL, E.G. y WELTIN, T.P. (1972): Sedimentary parameters as factors in bivalve shell reduction. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 13: 275-288.
- DROSER, M.L. y BOTTJER, D.J. (1986): A semiquantitative field classification of ichnofabric. *J. Sed. Petrol.*, 56: 558- 569.
- DROSER, M.L. y BOTTJER, D.J. (1989): Ichnofabric of sandstones deposited in high-energy nearshore environments: Measurement and utilization. *Palaaios*, 4: 598-604.
- DROSER, M.L. y BOTTJER, D.J. (1993): Trends and patterns of Phanerozoic ichnofabrics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 21: 205-225.
- DURAND-DELGA, M. y FONTBOTE, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, 115: 67-85.
- DYER, M.F.; FRY, W.G.; FRY, P.D. y CRANMER, G.J. (1982): A series of North Sea benthos surveys with trawl and headline camera. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 62: 297-313.
- EDYVEAN, R.G.J. y FORD, H. (1984): Population biology of the crustose red algae *Lithophyllum incrustans* Phil. 2. A comparison of populations from three areas of Britain. *Biol. J. Linn. Soc.*, 23: 353-363.
- EDYVEAN, R.G.J. y FORD, H. (1986): Population structure of *Lithophyllum incrustans* (Philippi). (Corallinales Rhodophyta) from south-west Wales. *Field Studies*, 6: 397-405.
- EINSELE, G. (1991): Submarine mass flow deposits and turbidites. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 313-339.

- EINSELE, G. y BAYER, U. (1991): Asymmetry in transgressive-regressive cycles in shallow seas and passive continental margin settings. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 660-681.
- EINSELE, G. y RICKEN, W. (1991): Limestone-marl alternation - an overview. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 23-47.
- EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (1991): Cycles and events in stratigraphy. Basic concepts and terms. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 1-19.
- EINSELE, G. y SEILACHER, A. (1991): Distinction of tempestites and turbidites. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 377-382.
- EKDALE, A.A. (1985): Paleocology of the marine endobenthos. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 50: 63-81.
- EKDALE, A.A. (1988): Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossils assemblages. *Palaïos*, 3: 464-472.
- EKDALE, A.A.; BROWN, F.H. y FEIBEL, C.S. (1989): Nonmarine macroborings in early Pleistocene algal biolithites (stromatolites) of the Turkana Basin, Northern Kenya. *Palaïos*, 4: 389-396.
- EMIG, C.C. (1990): Examples of post-mortality alteration in recent braquiopod shells and (paleo)ecological consequences. *Mar. Biol.*, 104: 233-238.
- EMIG, C.C. y ALVAREZ, F. (1990): Procesos tafonómicos de alteración en braquiópodos actuales. *Com. I Reun. Tafonomía y Fosilización*, Madrid. 81-86.
- ESTEVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, (1980): La neotectonique des environs de la Sierra Arana (prov. de Grenade). *Cuad. Geol.*, 11: 7-29.
- EVANS, J.W. (1970): Palaeontological implications of a biological study of rock-boring clams (Family Pholadidae). En CRIMES, T.P. y HARPPER, J.C. (eds.): *Trace Fossils*. See House Press, Liverpool. 127-140.
- FERNANDEZ, J. y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1991): Facies evolution of nearshore marine clastic deposits during the Tortonian transgression - Granada Basin, Betic Cordilleras, Spain. *Sedimentary Geology*, 71: 5-21.
- FERRIZ, F.J. (1991): *El Plio-Pleistoceno de la Bahía de Cádiz entre Puerto Real, Cádiz y El Puerto de Santa María*. Tesis de Licenciatura (inédita). Univ. Granada, 10 pp.
- FERRIZ, F.J. Y AGUIRRE, J. (1992): Sedimentary evolution of the Atlantic coast of Cadiz (southwestern Spain) during the late Pliocene. *Actas III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano Geol.*, Tomo I: 118-122.
- FLEMING, N. (1993): Calcium carbonate cementation of sandstones. *Geol. Today*, Nov.-Decemb., 223-226.

- FLESSA, K.W. y BROWN, T.J. (1983): Selective solution of macroinvertebrate calcareous hard parts: A laboratory study. *Lethaia*, 16: 193-205.
- FLESSA, K.W.; CUTLER, A.L. y MELDAHL, K.H. (1993): Time and taphonomy: Quantitative estimates of time-averaging and stratigraphic disorder in a shallow marine habitat. *Paleobiology*, 19: 266-286.
- FORD, H.; HARDY, F.G. y EDYVEAN, R.G.J. (1983): Population biology of the crustose red algae *Lithophyllum incrustans* Phil. Three populations on the east coast of Britain. *Biol. J. Linn. Soc.*, 19: 211-220.
- FOURNIGUET, J. y LE CALVEZ, Y. (1975): Sur le Pliocène de la côte d'Andalousie (Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, 17: 604-611.
- FRANCES, G.; CIVIS, J y SIERRA, F.J. (1992): Efectos de la glaciación pliocena sobre las asociaciones de foraminíferos bentónicos del sondeo DSDP 606 (Atlántico norte). Interpretación paleoceanográfica. *Actas III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano Geol.*, Tomo I: 506-510.
- FREY, R.W. (1990): Trace fossils and hummocky cross-stratification, upper Cretaceous of Utah. *Palaios*, 5: 203-218.
- FREY, R.W.; BASAN, P.B. y SMITH, J.M. (1987): Rheotaxis and distribution of oysters and mussels, Georgia tidal creeks and salt marshes, U.S.A. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 61: 1-16..
- FREY, R.W.; HOWARD, J.D. y PRYOR, W.A. (1978): *Ophiomorpha*: Its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 23: 199-229.
- FREY, R.W.; PEMBERTON, S.G. y SAUNDERS, T.D.A. (1990): Ichnofacies and bathymetry: A passive relationship. *J. Paleontol.*, 64: 155-158.
- FREY, R.W. y SEILACHER, A. (1980): Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13: 183-207.
- FÜRSICH, F.T. y ABERHAN, M. (1990): Significance of time-averaging for paleocommunity analysis. *Lethaia*, 23: 143-152.
- FÜRSICH, F.T.; OSCHMANN, W.; JAITLY, A.K. y SINGH, I.B. (1991): Faunal response to transgressive-regressive cycles: Examples from the Jurassic of western India. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 85: 149-159.
- GARCES, M. (1993): *Magnetoestratigrafía de los Sedimentos Lacustres Pliocenos de la Sección de Galera (Cuenca de Guadix-Baza)*. Tesis de Licenciatura (inédita).
- GARCES, M.; PARES, J.M. y AGUSTI, J. (1992): Magnetic polarity stratigraphy of the upper Pliocene lacustrine deposits from Guadix-Baza basin, Betics (Spain). *Terra Abstracts*, 2.
- GARCIA DUEÑAS, V.; BALANYA, J.C. y MARTINEZ-MARTINEZ, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.

- GARCIA DUEÑAS, V.; MARTINEZ-MARTINEZ, J.M.; OROZCO, M. y SOTO, J.I. (1988): Plisnappes, cisaillement syn- à post-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307 (Sér. II): 1389-1395.
- GARCIA-LAFUENTE, J.M. y CANO, N. (1993): Tidal dynamics and associated features of the northwestern shelf of the Alboran Sea. *Contin. Shelf Res.*, ???
- GUATIER, F.; CLAUZON, G.; SUC, J.P.; CRAVATE, J. y VIOLANTI, D. (1994): Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 318: 1103-1109.
- GAVALA, J. (1916): Regiones petrolíferas de Andalucía. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 37: 1-185.
- GAVALA, J. (1921): Alumbramientos de aguas subterráneas en las manchas terciarias que rodean la Bahía de Cádiz. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 42: 1-35.
- GAVALA, J. (1924): *Mapa Geológica de la Provincia de Cádiz*. Inst. Geol. y Min., Madrid.
- GAVALA, J. (1927): Cádiz y su bahía en el transcurso de los tiempos geológicos. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 49: 1-29.
- GAVALA, J. (1959): *Geología de la Costa y Bahía de Cádiz y el Poema "Ora Maritima", de Avieno*. Edición Facsimil del Serv. Publ. Diputación de Cádiz, 139 + 80 pp.
- GEOCISA (1978): Informe geotécnico de los sondeos realizados por Geocisa en 1978 para la ampliación del muelle de Reina. *Junta del Puerto de Cádiz, Puerto de Santa María*. 86 pags.
- GEOTECNIA Y CIMENTOS, S.A. (1978): Reconocimiento geofísico submarino en el Puerto de Cádiz. *Junta del Puerto de la Bahía de Cádiz*: 1-9.
- GIGNOUX, M. y FALLOT, P. (1922): Le Pliocène marin sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 175: 281-283.
- GLEMAREC, M. (1988): Les facteurs déterminant la distribution des bivalves actuels sur les plates-formes nord-east atlantiques. *Géol. Méditerran.*, 15: 73-81.
- GLENN, C.R. y KELTS, K. (1991): Sedimentary rhythms in lake deposits. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 188-221.
- GLOVER, C.P. y KIDWELL, S.M. (1993): Influence of organic matrix on the post-mortem destruction of molluscan shells. *J. Geol.*, 101: 729-747.
- GONZALEZ-DELGADO, J.A. (1987): Tafonomía y paleoecología en diferentes yacimientos de la Formación Arenas de Huelva. En *Paleontología del Neógeno de Huelva*. Ed. Dpto. de Paleontología, Univ. Salamanca. 89-125.
- GONZALEZ-DELGADO, J.A.; SIERRA, F.J. y CIVIS, J. (1993): Cambios globales del nivel del mar y concentraciones de megafaunas marinas someras en el Neógeno del oeste de la Península Ibérica. *IX. Jor. Paleontol.*, Málaga. 33-36.
- GONZALEZ DONOSO, J.M. y PORTA, J. (1977): Datos preliminares sobre un afloramiento de materiales pliocénicos en Estepona (provincia de Málaga). *Studia Geol.*, 13: 31-57.

- GOOD, S.C. (1987): Mollusc-based interpretations of lacustrine paleoenvironments of the Sheep Pass Formation (latest Cretaceous to Eocene) of east Central Nevada. *Palaios*, 2: 467-478.
- GOODWIN, P.W. y ANDERSON, E.J. (1985): Punctuated aggradational cycles: A general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, 93: 515-533.
- GOULD, S.J. (1971): Muscular mechanics and the ontogeny of swimming in scallops. *Paleontol.*, 14: 61-94.
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1982): Niveles marinos cuaternarios y su relación con la tectónica en el litoral de Almería (España). *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*, 80: 171-184.
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1986): Synthesis of the Quaternary in the Almeria littoral neotectonic activity and its morphologic features, western Betics, Spain. *Tectonophysics*, 130: 259-270.
- GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJI, T. y SOMOZA, L. (1986): Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia t Almería (España): El control de la neotectónica en la deposición y número de las mismas. *Est. Geol.*, 42: 439-443.
- GREESTEIN, B.J. (1990): Taphonomic biasing of subfossil echinoid populations adjacent to St. Croix, U.S. Virgin Islands. En LARVE, D.K. y DRAYER, G. (eds.): *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference*, 290-300.
- GREESTEIN, B.J. (1991): An integrated study of echinoid taphonomy: Predictions for the fossil record of four echinoid families. *Palaios*, 6: 519-540.
- GREESTEIN, B.J. (1992): Taphonomic bias and the evolutionary history of the family Cidaridae (Echinodermata: Echinoidea). *Paleobiology*, 18: 50-79.
- GRIVEAUD, P.; COPPIER, G.; MONTENAT, C. y OTT d'STEVOU, P. (1991): Le Néogène des Sierras d'Aguilas. *Doc. et Trav. IGAL.*, 12-13: 221-238.
- GRINNELL, R.S., Jr. (1974): Vertical orientation of shells on some Florida oyster reefs. *J. Sed. Petrol.*, 44: 116-122.
- GROUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977): L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. Géol. France*, 19: 575-614.
- GUERRA-MERCHAN, A.; LOZANO FRANCISCO, M.C. y VERA PELAEZ, J.L. (1993): Estudio preliminar de la malacofauna pliocénica de la región de Nerja (provincia de Málaga). *Com. IX Jor. Paleontol.*, Málaga. 29-32.
- GUERRA-MERCHAN, A. y SERRANO, F. (1993): Análisis estratigráfico de los materiales Neógeno-Cuaternarios de la región de Nerja. En CARRASCO, F. (ed.): *Geología de Cueva de Nerja*. Patronato de la Cueva de Nerja. *Trabajos Sobre la Cueva de Nerja*, 3: 55-90.
- GUILLEMOT, E. y ARRIBA SANCHEZ, J.A. (1987): El medio físico litoral y los impactos medio-ambientales. En Junta de Andalucía y Casa de Velázquez (eds.): *Evolución de los Paisajes y Ordenación el Territorio en Andalucía Occidental*. Diputación de Cádiz, 50-86.

- GUIMERA, J. (1984): Paleogene evolution of the deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- GUTIERREZ MAS, J.M.; MARTIN ALGARRA, A.; DOMINGUEZ BELLA, S. y MORAL CARDONA, J.P. (1991): *Introducción a la Geología de Cádiz*. Serv. Publ. Univ. Cádiz, 315 pp.
- HALLAM, A. (1965): Environmental causes of stunting in living and fossil marine benthonic invertebrates. *Paleontol.*, 8: 132-155.
- HALLAM, A. (1972): Models involving population dynamics. En SCHOPF, T.J.M. (ed.): *Models in Paleobiology*. Freeman, Cooper and Co., San Francisco. 62-80.
- HALLAM, A. (1981): *Facies Interpretation in the Stratigraphic Record*. Freeman & Co. Oxford. 291 pags.
- HALLAM, A. (1984): Pre-Quaternary sea-level changes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 12: 205-243.
- HAMEL, G. y LEMOINE, M.P. (1952): Corallinacées de France et d'Afrique du nord. *Arch. Mus. Natl. Hist. Nat. Paris*, 7: 15-136.
- HANLEY, J.H. y FLORES, R.M. (1987): Taphonomy and paleoecology of nonmarine mollusca: Indicators of alluvial plain lacustrine sedimentation, upper part of the Tongue River Member, Fort Union Formation (Paleocene), northern Powder River Basin, Wyoming and Montana. *Palaíos*, 2: 479: 496.
- HANNOR, J.S. (1978): Precipitation of beach rock cements: Mixing of marine and meteoric waters vs CO₂-degassing. *J. Sed. Petrol.*, 48: 489-501.
- HAQ, B.V. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level, and significance for the deep sea. *Spec. Publ. int. Ass. Sedimentol.*, 12: 3-39.
- HAQ, B.V.; HARDENBOL, J. y VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- HAQ, B.V.; HARDENBOL, J. y VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.K.; POSAMENTIER, H.; VAN WAGONER, J.; ROSS, C.A. y KENDALL, C.G.St.C. (eds): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publ., 42: 71-108.
- HARMELIN, J.G. (1988): Les bryozoaires, de bons indicateur bathymétriques en paléoécologie? *Géol. Méditerran.*, 15: 49-63.
- HARRIS, V.A. (1990): *Sessile Animals of the Sea Shore*. Chapman and Hall, London. 379 pags.
- HARRY, H.W. (1985): Synopsis of the supraspecific classification of living oysters (Bivalvia: Gryphaeidae and Ostreidae). *The Veliger*, 28: 121-158.
- HATZFELD, D.; FROGNEUX, M. y GIRARDIN, N. (1977): Etude de sismicité dans la région de l'Arc de Gibraltar et l'Algérie du Nord. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 19: 741-747.
- HAYAMI, I. (1991): Living and fossil scallop shells as airfoils: An experimental study. *Paleobiology*, 17: 1-18.

- HAYES, M.O. y BOOTHROYD, J.C. (1969): Strom as modifying in the coastal environment. *Coastal Environments, NE Massachusetts and New Hampshire, Eastern Section, SEPM, Field Guide*.
- HERB, R. (1984): Récifs à huîtres recents et Miocènes. En GEISTER, J. y HERB, R. (eds.): *Géologie et Paléoécologie des Récifs*. Institut de Géologie de l'Université de Berne, 22.1-22.12.
- HERNANDEZ-MOLINA, F.J.; VAZQUEZ, J.T.; DE LA CRUZ, J.A.; REY, J.; SOMOZA, L.; MEDIALDA, T.; SAN GIL, C. y DIAZ DEL RIO, V. (1992): Rasgos neotectónicos en el margen septentrional del Mar de Alborán, entre Fuengirola y Torres del Mar (Málaga). Control de la sedimentación reciente. *III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano Geol.*, Simposios, Tomo 2: 510-514.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y AMOR, I. (1964): Materiales areniscosos del frente litoral de la Barrosa, Chiclana de la Frontera (Cádiz). *Est. Geol.*, 20: 175-182.
- HERRING, S.A., Ingenieros Consultores (1977): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. Lebrija. 1034 (12-43)*. I.G.M.E. 18 pags.
- HICKMAN, C.S. (1984): Composition, structure, ecology, and evolution of six Cenozoic deep-water mollusk communities. *J. Paleontol.*, 58: 1215-1234.
- HILGEN, F.J. (1991a): Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 107: 349-368.
- HILGEN, F.J. (1991b): Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 226-244.
- HILGEN, F.J. y LANGEREIS, C.G. (1988): The age of the Miocene-Pliocene boundary in Capo Rossello area (Sicily). *Earth and Planetary Science Letters*, 91: 214-222.
- HILGEN, F.J. y LANGEREIS, C.G. (1993): A critical re-evaluation of the Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 118: 167-179.
- HILL, G.W. (1985): Ichnofacies of a modern size-graded shelf, northwestern Gulf of Mexico. En CURRAN, H.A. (ed.): *Biogenic Structures: Their Use in Interpreting Depositional Environments*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Publ., 35: 195-210.
- HODELL, D.A.; MEAD, G.A. y MUELLER, P.A. (1990): Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans. *Chemical Geol. (Isotope Geosc. Sect.)*, 80: 291-307.
- HOLLAND, S.M. (1988): Taphonomic effects of sea-floor exposure in an Ordovician brachiopod assemblage. *Palaios*, 3: 588-597.
- HOLLINGWORTH, N.T.J. y BARKER, M.J. (1991): Color pattern preservation in the fossil record: Taphonomy and diagenetic significance. En DONOVAN, S.K. (ed.): *The Processes of Fossilization*. Belhaven Press. 105-119.

- HSÜ, K.J. y BERNOULLI, D. (1977): Genesis of the Tethys and the Mediterranean. *Init. Repts. DSDP*, 42: 943-949.
- HSÜ, K.J.; CITA, M.B. y RYAN, W.B.F. (1973): Origin of the Mediterranean evaporites. *Init. Repts. DSDP.*, 42: 1203-1231.
- HUBBARD, R.J. (1988): Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and early Cretaceous rifted continental margins. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72: 49-72.
- HUDSON, J.D. (1963a): The recognition of salinity-controlled mollusc assemblages in the Great Estuarine series (middle Jurassic) of the Inner Hebrides. *Paleontology*, 6: 318-326.
- HUDSON, J.D. (1963b): The ecology and stratigraphical distribution of the invertebrate fauna of the Great Estuarine series. *Paleontology*, 6: 327-348.
- HUNT, D y TUCKER, M.E. (1992): Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: Deposition during base-level fall. *Sediment. Geol.* 81: 1-9.
- IACCARINO, S. (1987): Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. En BOLLI, H. M.; SAUNDERS, J.B. y PERCH-NIELSEN, K. (eds.): *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 283-314.
- IACCARINO, S.; MORLOTTI, E.; PAPANI, G.; PELOSIO, G. y RAFFI, S. (1975): Litostratigrafia e biostratigrafia di alcune serie neogeniche della provincia di Almeria (Andalusia orientale - Spagna). *Acta Nat. Ateneo Parmense*, 11: 237-313.
- INSTITUTO HIDROGRAFICO DE LA MARINA (1991): *Derrotero De Las Costas Del Mediterráneo Que Comprende Costas N y S Del Estrecho De Gibraltar Y La Costa Oriental De España Desde Punta Europa Hasta La Frontera Con Francia*. Serv. Publ. de la Armada. Talleres del Inst. Hidrográf. Marina. 371 pags.
- JAMES, N.P. (1972): Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: Criteria for subaerial exposure. *J. Sediment. Petrol.*, 42: 817-836.
- JAMES, N.P. y BONE, Y. (1991): Origen of a cool-water Oligo-Miocene deep shelf limestones, Eucla Platform, southern Australia. *Sedimentology*, 38: 323-342.
- JAMES, N.P. y BONE, Y. (1992): Synsedimentary cemented calcarenite layers in Oligo-Miocene cool-water shelf limestones, Eucla Platform, southern Australia. *J. Sediment. Petrol.*, 62: 860-872.
- JANSSEN, M.E.; TORNE, M.; CLOETINGH, S. y BANDA, E. (1993): Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Inferences from quantitative modelling of the Valencia trough. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 119: 585-597.
- JIMENEZ, A.P. y BRAGA, J.C. (1993): Occurrence and taphonomy of bivalves from the Níjar reef (Messinian, late Miocene, SE Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 102: 239-251.
- JIMENEZ, A.P.; BRAGA, J.C. y MARTIN, J.M. (1991): Oyster distribution in the upper Tortonian of the Almanzora Corridor (Almería, S.E. Spain). *Geobios*, 24: 725-734.

- JONES, B. y PEMBERTON, S.G. (1989): Sedimentology and ichnology of a Pleistocene unconformity-bounded, shallowing-upward carbonate sequence: The Ironshore Formation, Salt Creek, Grand Cayman. *Palaios*, 4: 343-355.
- JULSON, P.A. y RACK, F.R. (1992): The relationship between sediment fabric and planktonic microfossil taphonomy: How do plankton skeletons become pelagic ooze? *Palaios*, 7: 167-177.
- JURADO, M.J. y COMAS, M.C. (1992): Well log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12: 129-136.
- KAUFFMAN, E.G. (1988): Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 16: 605-654.
- KEIGWIN, L.D. (1982): Neogene planktonic foraminifers from Deep-Sea Drilling Project Sites 502 and 503. En PRELL, W.L.; GARDNER, J.V.; *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 68: 269-288.
- KENNETT, J.P. y SRINIVASAN, M.S. (1975): Stratigraphic occurrences of the Miocene planktonic foraminifer *Globoquadrina dehiscens* in Early Pliocene sediments of the Indian Ocean. *Rev. Española Micropal.*, 7: 5-14.
- KENNETT, J.P. y SRINIVASAN, M.S. (1983): *Neogene Planktonic Foraminifera. A Phylogenetic Atlas*. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg. 265 pages.
- KENTER, J.A.M.; REYMER, J.J.G.; VAN DER STRAATEN, H.C. y PEPPER, T. (1990): Facies patterns and subsidence history of the Jumilla-Cieza region (southern Spain). *Sediment. Geol.*, 67: 263-280.
- KIDWELL, S.M. (1985): Paleobiological and sedimentological implications of fossil concentrations. *Nature*, 318: 457-460.
- KIDWELL, S.M. (1986a): Models for fossil concentrations: Paleobiological implications. *Paleobiology*, 12: 6-24.
- KIDWELL, S.M. (1986b): Taphonomic feedback in Miocene assemblages: Testing the role of dead hardparts in benthic communities. *Palaios*, 1: 239-255.
- KIDWELL, S.M. (1988): Reciprocal sedimentation and noncorrelative hiatuses in marine-paralic siliciclastics: Miocene outcrop evidence. *Geology*, 16: 609-612.
- KIDWELL, S.M. (1989): Stratigraphic condensation of marine transgressive records: Origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland. *J. Geol.*, 97: 1-24.
- KIDWELL, S.M. (1991a): The stratigraphy of shell concentrations. En ALLISON, P.A. y BRIGGS, D.E.G. (Eds.): *Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum Press, New York. 211-290.
- KIDWELL, S. M. (1991b): Taphonomic feedback (live/dead interactions) in the genesis of bioclastic beds: Reconstructing sedimentary dynamics. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 268-282.

- KIDWELL, S. M. (1991c): Condensed deposits in siliciclastic sequences: Expected and observed features. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 682-695.
- KIDWELL, S.M. (1993a): Patterns of time-averaging in the shallow marine fossil record. En KIDWELL, S.M. y BEHRENSMEYER, A.K. (Eds.): *Taphonomic Approaches of Time Resolution in Fossil Assemblages. Paleontol. Soc. Short Courses in Paleontology.*, 6: 275-300.
- KIDWELL, S.M. (1993b): Taphonomic expressions of sedimentary hiatuses: Field observations on bioclastic concentrations and sequence anatomy in low, moderate and high subsidence settings. *Geol. Rundsh.*, 82: 189-202.
- KIDWELL, S.M. y BAUMILLER, T. (1990): Experimental desintegration of regular echinoids: Role of temperatures, oxygen, and decay thresholds. *Paleobiology*, 16: 247-271.
- KIDWELL, S.M. y BOSENCE, D.W.J. (1991): Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. En ALLISON, P.A. y BRIGGS, D.E.G. (Eds.): *Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum Press, New York. 115-209.
- KIDWELL, S.M.; FURSICH, F.T. y AIGNER, T. (1986): Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1: 228-238.
- KIDWELL, S.M. y HOLLAND, S.M. (1991): Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaios*, 6: 426-434.
- KIDWELL, S.M. y JABLONSKI, D. (1983): Taphonomic feedback: Ecological consequences of shell accumulation. En TEVESZ, M.J.S. y McCALL, P.L. (eds.): *Biotic Interactions in Recent and Fossil Benthic Communities*. Plenum Press, New York. 195-248.
- KIER, P.M. (1977): The poor fossil record of the regular echinoid. *Paleobiology*, 3: 168-147.
- KIMBELL, T.N. y HUMPHREY, J.D. (1994): Geochemistry and crystal morphology of aragonite cements of mixing-zone origin, Barbados, West Indies. *J. Sediment. Petrol.*, A64: 604-613.
- KINDLER, P. y BAIN, R.J. (1993): Submerged upper Holocene beachrock on San Salvador Island, Bahamas: Implications for recent sea-level history. *Geol. Rundsch.*, 28: 241-247.
- KRANZ, P.M. (1974a): The anastrophical burial of bivalves and its paleoecological significance. *J. Geol.*, 82: 237-265.
- KRANZ, P.M. (1974b): Computer simulation of fossil assemblage formation under conditions of anastrophical burial. *J. Paleontol.*, 48: 800-808.
- LA CHAPELLE, M.A. (1991): Le couloir de Pulpi. *Doc. et Trav. IGAL.*, 12-13: 195-206.
- LAGAAIJ, R. (1963): *Cupuladria canariensis* (Busk) - Portrait of a bryozoan. *Paleontology*, 6: 172-217.
- LAGAAIJ, R. y GAUTIER, Y.V. (1965): Bryozoan assemblages from marine sediments of the Rhône delta, France. *Micropaleontol.*, 11: 39-58.

- LANG, J.; MAHDOUDI, M.L. y PASCAL, A. (1990): Sedimentation-calcrete cycles in the Mesozoic Red Formations in the central High Atlas (Telouet area), Morocco. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 81: 79-93.
- LANGEREIS, C.G. y HILGEN, F.J. (1991): The Rossello composite: a Mediterranean and global reference section for the early Late Pliocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 211-225.
- LARIO, J.; ZAZO, C.; SOMOZA, L.; GOY, J.L.; HOYOS, M.; SILVA, P.G. y HERNANDEZ-MOLINA, F.J. (1993): Los episodios marinos cuaternarios de la costa de Málaga (España). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 41-46.
- LAURAIN, M. (1984): Structure et évolution spatio-temporelle d'une population de *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim): La crassat Langhien de la carrière du Mas Cambelliès à Loupain (Hérault). *Géol. Méditerranéenne*, 11: 295-301.
- LAWRENCE, D.R. (1971): Shell orientation in recent and fossil oyster communities from the Carolinas. *J. Paleontol.*, 45: 347-349.
- LEEDER, M.R. (1982): *Sedimentology. Process and Product*. George Allen & Unwin, London. 344 p.
- LESCINSKY, H.L.; LEDESMA-VAZQUEZ, J. y JOHNSON, M.E. (1991): Dynamics of late Cretaceous rocky shores (Rosario Formation) from Baja California, Mexico. *Palaios*, 6: 126-141.
- LEWIS, D.W. y EKDALE, A.A. (1992): Composite ichnofabric of a mid-Tertiary unconformity on a pelagic limestone. *Palaios*, 7: 222-235.
- LEWY, Z. (1985): Paleoecological significance of Cretaceous bivalve borings from Israel. *J. Paleontol.*, 59: 643-648.
- LI, M.Z. y KOMAR, P.D. (1992): Longshore grain sorting and beach placer formation adjacent to the Columbia River. *J. Sed. Petrol.*, 62: 429-441.
- LITTLEWOOD, T.J. y DONOVAN, S.K. (1988): Variation of recent and fossil *Crassostrea* in Jamaica. *Palaeontology*, 31: 1013-1028.
- LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J. y VAIL, P.R. (1988): Condensed sections: The key to age determination and correlation of continental margin sequences. En WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.K.; POSAMENTIER, H.; VAN WAGONER, J.; ROSS, C.A. y KENDALL, C.G.St.C. (eds): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publ., 42: 183-213.
- LOUBERE, P. y JACKIEL, R. (1985): A sedimentological, faunal, and isotopic record of the middle-to-late Pliocene transition in the northeastern Atlantic, Deep Sea Drilling Project Site 548. *Init. Repts. DSDP*, 80: 473-488.
- LOUBERE, P. y MOSS, K. (1986): Late Pliocene climatic change and the onset of Northern Hemispheric glaciation as recorded in the northeast Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 818-828.
- LOUW, G.N. y SEELY, M.K. (1990): *Ecology of desert Organisms*. (Reimpresión de la 2ª edición) Logman Scientific & Technical, New York. 194 pags.

- LYELL, C. (1833): *Principles of Geology. Vol. III.* (Facsímil 1ª edición) Chicago University Press. Chicago. 398 + 109 pags.
- MABESOONE, J.M. (1963): Les sédiments pré-Quaternaires et Villafranchiens du bassin fluvial de la Guadalete (prov. de Cadix). *Est. Geol.*, 19: 143-159.
- MAC-PHERSON, J. (1873): Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz. *Imprenta de la Revista Médica*, 10: 1-156.
- MACK, G.H. (1992): Paleosols as an indicator of climatic change at the early-late Cretaceous boundary, southwestern New Mexico. *J. Sed. Petrol.*, 62: 483-494.
- MAGNE, J. y VIGUIER, C. (1970): Stratigraphie du Néogène de la bordure méridionale de la Sierra Morena entre Huelva et Carmona (Espagne du sud-ouest). *Bull. Soc. géol. France*, 12: 200-209.
- MAHDOUDI, M.L.; LANG, J. y PASCAL, A. (1989): Petrographie et signification des encroutements carbonates dans les series rouges Mesozoiques du Haut-Atlas central (secteur de Telouet-Ighrem, Maroc). *Sci. Géol. Mém.*, 83: 143-156.
- MALDONADO, A. (1989): Evolución de las cuencas mediterráneas y reconstrucción detallada de la paleoceanografía cenozoica. En MARGALEF, R. (ed.): *El Mediterráneo Occidental*. Omega. 18-61.
- MALDONADO, A. (1992): El Mar de Alborán y el Golfo de Cádiz: Conexiones Atlántico-Mediterráneas. Una introducción. *III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano Geol.*, Simposios, Tomo 2: 459-466.
- MALDONADO, A. y COMAS, M.C. (1992): Geology and geophysics of the Alboran Sea: An introduction. *Geo-Marine Letters*, 12: 61-65.
- MALDONADO, A. y NELSON, C.H. (1988): Dos ejemplos de márgenas continentales de la Península Ibérica: El margen del Ebro y el Golfo de Cádiz. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 317-325.
- MALDONADO, A. y ZAMARREÑO, I. (1983): Modelo sedimentario en las plataformas continentales del Mediterráneo español: Factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo. En CASTELLVI, J. (ed.): *Estudio Oceanográfico De La Plataforma Continental Española*. Seminario Científico. Cádiz. 15-52.
- MALOD, J.A. y DIDON, J. (1975): Etude géologique par sismique réflexion et carottages de roches du plateau continental de la baie de Cadix (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 208: 149-152.
- MALOD, J.A. y MOUGENOT, D. (1979): L'histoire géologique néogène du golfe de Cadix. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 21: 603-611.
- MANKINEN, E.A. y DALRYMPLE, G.B. (1979): Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B.P. *J. Geophys. Res.*, 84: 615-626.
- MARTIN, J.M. y BRAGA, J.C. (1994): Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. *Sediment. Geol.*, 90: 257-268.

- MARTIN ALGARRA, A. (1987): *Evolución Geológica Alpina del Contacto Entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Univ. Granada, (2 vol.), 1171 pp.
- MARTIN PEREZ, J.A. (1992): Estudio micropaleontológico (nannoplancton calcáreo y foraminíferos planctónicos) de los sedimentos marinos del Plioceno de Almería. *Inst. Est. Almerienses*, 75 pp.
- MARTIN PEREZ, J.A. y MARTINEZ GALLEGO, J. (1989): Datos preliminares sobre la bioestratigrafía de los sedimentos marinos pliocenos del litoral almeriense. *1^{er} Coll. du Néogène Atlantico-Méditerranéen*. Tetouan, 63-67.
- MARTINELL, J. (1988): An overview of the marine Pliocene of N.E. Spain. *Géol. Méditerran.*, 15: 227-233.
- MARTINELL, J. y DOMENECH, R. (1990): Las conchas de bivalvos como trampas pasivas en el registro fósil. *Com. I. Reun. Tafonomía y Fosilización*, Madrid. 179-194.
- MARTINEZ DIAZ, C. (1973): El corte de Véjer de la Frontera. *XIII Coloquio Europeo Micropaleontol.*: 271-273.
- McKINNEY, F. y JACKSON, J. (1989): *Bryozoan Evolution*. Unwin Hyman, London. 238 pags.
- MEGIAS, A.G.; LERET, G.; MARTINEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R. (1983): La sedimentación neógena en las Béticas: análisis tectosedimentario. *Mediterránea, Serie Geológica*, 1: 81-103.
- MEIN, P.; MOISSENET, E. y ADROVER, R. (1989-90): Biostratigraphie du Néogène supérieur du bassin de Teruel. *Paleontol. i Evol.*, 23: 121-139.
- MELDAHL, K.H. (1987): Sedimentologic and taphonomic implications of biogenic stratification. *Palaios*, 2: 350-358.
- MELDAHL, K.H. y CUTLER, A.H. (1992): Neotectonics and taphonomy: Pleistocene molluscan shell accumulations in the northern Gulf of California. *Palaios*, 7: 187-197.
- MELDAHL, K.H. y FLESSA, K.W. (1990): Taphonomic pathways and comparative biofacies and taphofacies in a recent intertidal/shallow shelf environment. *Lethaia*, 23: 43-60.
- MENDEZ CECILIA, M.A. (1971a): Nota sobre el Plioceno de la costa de Almería. *Acta Geol. Hispánica*, 6: 147-148.
- MENDEZ CECILIA, M.A. (1971b): Pectínidos pliocenos de Almería. *Est. Geol.*, 27: 487-495.
- MEULENKAMP, J.E. (1985): Aspects of the late Cenozoic evolution of the Aegean region. En STANLEY, D. J. y WEZEL, F. C. (eds.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag 307-321.
- MIALL, A.D. (1984): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York. 490 pags.
- MIALL, A.D. (1986): Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: A critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 70: 131-137.

- MIALL, A.D. (1990): Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *J. Sed. Petrol.*, 61: 497-505.
- MIALL, A.D. (1992): EXXON global cycle chart: An event for every occasion? *Geology*, 20: 787-790.
- MIDDLETON, G.V. (1967): The orientation of concave-convex particles deposited from experimental turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, 37: 229-232.
- MILLER, H.W. y SWINEFORD, A. (1957): Paleoecology of nodulose zone at top of Haskell Limestone (upper Pennsylvanian) in Kansas. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 41: 2012-2036.
- MILLER, K.B.; BRETT, C.E. y PARSONS, K.M. (1988): The paleoecologic significance of storm-generated disturbance within a middle Devonian muddy epeiric sea. *Palaios*, 3: 35-52.
- MILLER, P.R. y ORR, W.N. (1988): Mid-Tertiary transgressive rocky coast sedimentation: Central Western Cascade range, Oregon. *J. Sed. Petrol.*, 58: 959-968.
- MILLIMAN, J.D. (1977): Role of calcareous algae in atlantic continental margin sedimentation. En FLÜGEL, E. (ed.): *Fossil Algae, Recent Results and Developments*. Springer-Verlag. 232-247.
- MINNERY, G.A. (1990): Crustose coralline algae from the Flower Garden Banks, northwestern Gulf of Mexico and growth morphology. *J. Sediment. Petrol.*, 60: 992-1007.
- MINNERY, G.A.; REZAK, R. y BRIGHT, T.J. (1985): Depth zonation and growth form of crustose coralline algae: Flower Banks, northwestern Gulf of Mexico. En TOOMEY, D.F. y NITECKI, M.H. (eds.): *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications*. Springer-Verlag, Berlín. 237-246.
- MITCHUM, R.M., Jr. y VAN WAGONER, J.C. (1991): High-frequency and their stacking patterns: Sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sediment. Geol.*, 70: 131-160.
- MOSENENET, E.; LINDSAY, E.; MEIN, P.; OPDYKE, N. y PEREZ-GONZALEZ, A. (1990): The Alfambrian: A new continental stage for the Pliocene formations of Teruel basin. Biostratigraphy, magnetostratigraphy, referenced sections. *IX R.C.M.N.S. Congress*, Barcelona. 245-247.
- MONTAGGIONI, L.F. (1979): Environmental significance of rhodolites from the Mascarene Reef Province, western Indian Ocean. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 3: 713-723.
- MONTENAT, C. (1970): Sur l'importance des mouvements orogéniques récents dans le Sud-Est de l'Espagne (Provinces d'Alicante et de Murcia). *Compte Rendu Academie Sciences Paris*, 270 (Sér. D): 3194-3197.

- MONTENAT, C. (1977): *Les Bassins Néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques Orientales - Espagne). Stratigraphie, Paleogeographie et Evolution Dynamique.* Documents des Laboratoires de Geologie de la Faculte des Sciences de Lyon, 69: 345 pp.
- MONTENAT, C. (ed.) (1990a): *Les Bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne).* Documents et Travaux IGAL., 12-13: 392 pp.
- MONTENAT, C. (1990b): Foraminifères et biostratigraphie du Néogène bétique. *Doc. et Trav. IGAL.*, 12-13: 33-34.
- MONTENAT, C. y OTT d'ESTEVOU, Ph. (1977): Présence du Pliocène marin dans le bassin de Sorbas (Espagne méridionale). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4: 209-211.
- MONTENAT, C.; OTT d'ESTEVOU, Ph. y COPPIER, G. (1990a): Les bassins Néogènes entre Alicante et Cartagena. *Doc. et Trav. IGAL.*, 12-13: 313-368.
- MONTENAT, C.; OTT d'ESTEVOU, Ph. y LA CHAPELLE, G. (1990b): Le bassin de Nijar-Carboneras et le couloir du bas-Andarax. *Doc. et Trav. IGAL.*, 12-13: 129-164.
- MONTENAT, C.; OTT d'ESTEVOU, Ph.; LAROUZIERE, F.D. y BEDU, P. (1989): Originalité géodynamique des bassins neogènes du domaine Bétique oriental (Espagne). *Etude réalisée dans la cadre du G. S. GENEBASS*, 11-49.
- MONTENAT, C.; OTT d'ESTEVOU, Ph. y MASSE, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Pod. Elf-Aquitaine*, 11: 1-22.
- MOREL, J.L. (1989): Etats de contrainte et cinématique de la chaîne rifaina (Maroc) du Tortonien à l'actuel. *Geodinamica Acta*, 3: 283-294.
- MOUSSA, A.; BRAHIM, A. y CHOTIN, P. (1989): Association des régimens de crochant et normal par permutation des axes de contraintes s1-s2 dans la Bassin Néogène de Melilla-Nador-Kert (Rif Oriental). *I Col. du Néog. Atl.-Médit.*, Tetouan (Moroc), 9-10.
- MÜLLER, C. (1985): Late Miocene to Recent Mediterranean biostratigraphy and paleoenvironments based on calcareous nannoplankton. En STANLEY, D. J. y WEZEL, F. C. (eds.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin.* Springer-Verlag, 471-485.
- MÜLLER, D.W. (1993): Pliocene transgression on the western Mediterranean Sea: Strontium isotopes from Cuevas del Almanzora (SE Spain). *Paleoceanography*, 8: 127-134.
- MYROW, P.M. (1992): Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *J. Sed. Petrol.*, 62: 99-115.
- NEMEC, W. y STEEL, R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significance features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En KOSTER, E.M. y STEEL, R.J. (eds.): *Sedimentology od Gravels and Conglomerates.* Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 10: 1-31.
- NESTEROFF, W.D.; RYAN, W.B.F.; HSÜ, K.J.; PAUTOT, G.; WEZEL, F.C.; LORT, J.M.; CITA, M.B.; MAYNC, W.; STRADNER, H. y DUMITRICA, P. (1972): Evolution de la sédimentation

- pendant le Néogène en Méditerranée d'après les forages JOIDES-DSDP. In Stanley, D. J. (Ed.): *The Mediterranean Sea*. Hutchinson & Ross. 47: 62.
- NIO, S.D. y YANG, C.S. (199??): Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: A review. En SMITH, D.G.; REINSON, G.E.; ZAITLIN, B.A. y RAHMANI, R.A. (eds.): *Clastic Tidal Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir 16: 3-28.
- NORRIS, R.M. (1953): Buried oyster reefs in some Texas bays. *J. Paleontol.*, 27: 569-576.
- NUMMEDAL, D. (1991): Shallow marine storm sedimentation - the oceanographic perspective. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 227-248.
- OLIVET, J.L.; BONNIN, J.; BOUZART, P. y AUZEENDE, J.M. (1984): Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Report Soc. C.N.E.X.O.*
- OSCHMANN, W. (1991): Anaerobic-poikiloaerobic-aerobic: A new facies zonation for modern and ancient neritic redox facies. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 565-571.
- OTT d'ESTEVOU, P. y MONTENAT, C. (1990): La bassin de Sorbas-Tabernas. *Doc. et Trav. IGAL.*, 12-13: 101-128.
- OTT d'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. y LA CHAPELLE, G. (1990): La bassin de Vera-Garrucha. *Doc. et Trav. IGAL.*, 12-13: 165-188.
- PALMQUIST, P. (1990): Influencia del género de vida de las especies de bivalvos y gasterópodos sobre su potencial de fosilización. En FERNANDEZ-LOPEZ, S. (coord.): *Comunicaciones de la Reunión de Tafonomía y Fosilización*. 253-262.
- PALMQUIST, P. (1991): Difference in the fossilization potential of bivalve and gastropod species related to their life sites and trophic resources. *Lethaia*, 24: 287-288.
- PARKER, F.L. (1962): Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments. *Micropaleontol.*, 8: 219-254.
- PARKER, F.L. (1967): Late Tertiary biostratigraphy (planktonic foraminifer) of tropical Indo-Pacific deep-sea cores. *Bull. Am. Paleontol.*, 52: 115-208.
- PARKER, F.L. (1973): Late Cenozoic biostratigraphy (planktonic foraminifer) of tropical Atlantic deep-sea sections. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, 5: 253-289.
- PARKINSON, N. y SUMMERHAYES, C. (1985): Synchronous global sequence boundaries. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69: 685-687.
- PARRILLA, G. y KINDER, T.H. (1987): Oceanografía física del mar de Alborán. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 4: 133-165.
- PARSONS, K.M. y BRETT, C.E. (1991): Taphonomic processes and biases in modern marine environments: An actualistic perspective on fossil assemblage preservation. En DONOVAN, S. K. (ed.): *The Processes of Fossilization*. Belhaven Press. 22-65.
- PATTISON, S.A.J. y WALKER, R.G. (1992): Deposition and interpretation of long, narrow sandbodies underlain by a basinwide erosion surface: Cardium Formation, Cretaceous Western Interior Seaway, Alberta, Canada. *J. Sed. Petrol.*, 62: 292-309.

- PARSONS, K.M.; BRETT, C.E. y MILLER, K.B. (1988): Taphonomy and depositional dynamics of Devonian shell-rich mudstone. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 63: 109-139.
- PEMBERTON, S.G. y FREY, R.W. (1985): The Glossifungites ichnofacies: Modern examples from the Georgia coast, U.S.A. En CURRAN, H.A. (ed.): *Biogenic Structures: Their Use in Interpreting Depositional Environments*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Publ., 35: 237-259.
- PENDLEBURY, D.C. y DOBSON, M.R. (1976): Sediment and macrofaunal distributions in the eastern Malin Sea, as determined by side-scan sonar and sampling. *Scott. J. Geol.*, 11: 315-332.
- PERCONIG, E. (1973): El Andaluciense. *XIII Congr. Eur. Micropaleont. España*, Madrid. 3-25.
- PERCONIG, E. (1976): Estudio de algunos cortes del Neógeno de Sierra de Gador y del Campo de Dalías (Almería, España). *Rev. Esp. Micropaleont.* 8: 141-178.
- PERCONIG, E. y GRANADOS, L.F. (1973): El estratotipo del Andaluciense. *XIII Congr. Eur. Micropaleont. España*, Madrid. 27-53.
- PERCONIG, E. y MARTINEZ DIAZ, C. (1977): Perspectivas petrolíferas de Andalucía occidental. *Bol. Inst. Geol. Min.*, 88: 417-433.
- PERES, J.M. (1989): Historia de la biota mediterránea y la colonización de las profundidades. En MARGALEFF, R. (ed.): *El Mediterráneo Occidental*. Omega. 200-234.
- PETERSON, C.H. (1985): Patterns of lagoonal bivalve mortality after heavy sedimentation and their paleoecological significance. *Paleobiology*, 11: 139-153.
- PINEDA VELASCO, A.; GINER SANCHEZ, J.; ZAZO, C. y GOY, J.L. (1983): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. Carboneras 1046 (24-43)*. I.G.M.E. 79 pags.
- PIP, E. (1988): Differential attrition of molluscan shells in freshwater sediments. *Can. J. Earth Sci.*, 25: 68-73.
- PITMAN, W.C. (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequence of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1389-1403.
- PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17: 540-543.
- PLATT, N.H. y WRIGHT, V.P. (1992): Palustrine carbonates and the Florida Everglades: Towards an exposure index for the fresh-water environment?. *J. Sed. Petrol.*, 62: 1058-1071.
- PLATZMAN, E.S. (1992): Paleomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar Arc. *Geology*, 20: 311-314.
- PLINT, A.G. (1988): Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta: Their relationship to relative changes in sea level. En WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.K.; POSAMENTIER, H.; VAN WAGONER, J.; ROSS, C.A. y KENDALL, C.G.St.C. (eds): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publ., 42: 357-370.

- PORTA, J. (1982): Distribución geográfica y cronoestratigráfica de *Palliolum (Lissochlamys) excisum* (Mollusca, Pectinidae) en España. *Acta Geol. Hispánica.*, 14: 370-374.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. y VAIL, P.R. (1988): Eutatic controls on clastic deposition: I - Conceptual framework. En WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.K.; POSAMENTIER, H.; VAN WAGONER, J.; ROSS, C.A. y KENDALL, C.G.St.C. (eds): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publ., 42: 109-124.
- POSAMENTIER, H.W. y VAIL, P.R. (1988): Eutatic controls on clastic deposition: II - Sequence and systems tract models. En WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.K.; POSAMENTIER, H.; VAN WAGONER, J.; ROSS, C.A. y KENDALL, C.G.St.C. (eds): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publ., 42: 125-154.
- POSTMAN, G. (1979): Preliminary neto on a significant sequence in conglomeratic flows of a mass-transport dominated fan-delta (lower Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. van Wet., Ser. B*, 82: 465-471.
- POSTMAN, G. (1983): Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrija Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology*, 30: 91-103.
- POSTMAN, G. (1984): Slumps and their deposits in fan delta front and slope. *Geology*, 12: 27-30.
- POWELL, E.N.; STAFF, G.M.; DAVIES, D.J. y CALLENDER, W.R. (1989): Macrobenthic death assemblages in modern marine environments: Formation, interpretation, and application. *Aquatic Sciences*, 1: 555-589.
- PRAGER, E.J. (1987): *The Growth and Structure of Calcareous Nodules (For-Algaliths) on Florida's Outer Shelf*. Tesis, Univ. of Miami. 65 pags.
- PRAGER, E.J. y GINSBURG, R.N. (1989): Carbonate nodule growth on Florida's outer shelf and its implications for fossil interpretations. *Palaios*, 4: 310-317.
- QUEROL, M.A. y SANTONJA, M. (1983): *El Yacimiento de Cantos Trabajados de El Aculadero (Puerto de Santa María, Cádiz)*. Ministerio de Cultura. 270 pags.
- QUINN, T.M. (1991): Meteoric diagenesis of Plio-Plesitocene limestones at Enewetack Atoll. *J. Sediment. Petrol.*, 61: 681-703.
- RAFFI, I.; RIO, D.; SPROVIERI, R. y DI ESTEFANO, E. (1990): Calcareous plankton integrated biostratigraphy in the Mediterranean Pliocene-Pleistocene marine record. *IX R.C.M.N.S. Congr.*, Barcelona. 277-278.
- RAFFI, I.; RIO, D.; SPROVIERI, R.; VALLERI, G.; MONEGATTI, P.; RAFFI, I. y BARRIER, P. (1989): New stratigraphic data on the Piacenzian stratotype. *Boll. Soc. Geol. It.*, 108: 183-196.
- RAFFI, I. y SPROVIERI, R. (1985): Calcareous plankton in the DSDP Hole 125 - Leg 13 (Ionian Sea, Eastern Mediterranean): a review. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 23: 53-73.

- RAYMO, M.E. (1991): Geochemical evidence supporting T. C. Chamberlain's theory of glaciation. *Geology*, 19: 344-347.
- RAYMO, M.E.; RUDDIMAN, W.F. y FROELICH, P.N. (1988): Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, 16: 649-653.
- REHAULT, J.P.; BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1985): The western Mediterranean basin. En STANLEY, D.J. y WEZEL, F.C. (eds.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, Berlín. 101-129.
- REINECK, E.H. y SINGH, I.B. (1986): *Depositional Sedimentary Environments*. 2nd. Ed. Springer-Verlag, Berlín. 551 pags.
- REY, J.; HERNANDEZ-MOLINA, F.J.; SOMOZA, L. y DIAZ DEL RIO, V. (1992): Evolución reciente (Pleistoceno terminal-Holoceno) del margen septentrional del mar de Alborán. *III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano Geol.*, Simposios, Tomo 2: 536-540.
- RICKEN, W. y EDER, W. (1991): Diagenetic modification of calcareous beds - an overview. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 430-449.
- RIDING, R.; MARTIN, J.M. y BRAGA, J.C. (1991): Coral-stromatolites reef framework, upper Miocene, Almeria, Spain. *Sedimentol.*, 38: 799-818.
- RIO, D.; RAFFI, I. y VILLA, G. (1990a): Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean. *Proc. ODP, Scient. Res.*, 107: 513-533.
- RIO, D.; SPROVIERI, R. y RAFFI, I. (1984): Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene-lower Pleistocene succession in Capo Rossello area, Sicily. *Mar. Micropaleont.*, 9: 135-180.
- RIO, D.; SPROVIERI, R.; RAFFI, I. y VALLERI, G. (1988): Biostratigrafia e paleoecologia della sezione stratotipica del Piacenziano. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 28: 213-238.
- RIO, D.; SPROVIERI, R. y THUNELL, R. (1991): Pliocene-lower Pleistocene chronostratigraphy: a re-evaluation of Mediterranean type sections. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103: 1049-1058.
- RIO, D.; SPROVIERI, R.; THUNELL, R.; VERGNAUD GRAZZINI, C. y GLAÇON, G. (1990b): Pliocene-Pleistocene paleoenvironmental history of the western Mediterranean: a synthesis of ODP Site 653 Results. *Proc. ODP, Scient. Res.*, 107: 695-704.
- RIO, D.; THUNELL, R.; SPROVIERI, R.; BUKRY, D.; DESTEFANO, E.; HOWELL, M.; RAFFI, I.; SANCETTA, C. y SANFILIPPO, A. (1989): Stratigraphy and depositional history of the Pliocene Bianco section, Calabria, southern Italy. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 76: 85-105.
- ROBERTS, D.C. (1970): The Rif-Betic orogen in the Gulf of Cadiz. *Mar. Geol.*, 9: 31-37.
- RODRIGUEZ-CAÑERO, R. (1993): Presencia del evento de extinción Frasnense en el Complejo Maláguide (Cordiller Bética), detectado mediante fauna de conodontos. *IX Jor. Paleont.*, 13-17.

- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. y MARTIN-PENELA, A. (1993): Neogene evolution of the Campo de Dalias and surrounding offshore areas - (northeastern Alboran Sea). *Geodin. Acta*, 6: 255-270.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1992): Onshore Neogene stratigraphy in the north of the Alboran Sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic implications. *Geo-Mar. Letters*, 12: 123-128.
- ROLDAN GARCIA, F.J. y GARCIA CORTES, A. (1988): Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (provincias de Córdoba y Jaen). *I Congr. Geol. España*, vol. 1: 189-192.
- ROS, J.D.; RONERO, J.; BALLESTEROS, E. y GILI, J.M. (1989): Buceando en aguas azules. El bentos. En MARGALEFF, R. (ed.): *El Mediterráneo Occidental*. Omega. 235-297.
- ROSSINSKY, V., Jr. y WANLESS, H.R. (1992): Topographic and vegetative controls on calcrete formation, Turks and Caicos Islands, British West Indies. *J. Sediment. Petrol.*, 62: 84-98.
- ROUSSEAU, D.D.; TAOUFIQ, N.B.; PETIT, C.; FARJANEL, G.; MEON, H. y PUISSEGUER, J.J. (1992): Continental late Pliocene paleoclimatic history recorded in the Bresse basin (France). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 95: 253-261.
- RUDDIMAN, W.F.; BACKMAN, J.; BALDAUF, J.; HOOPER, P.; KEIGWIN, K.; MILLER, K.; RAYMO, M. y THOMAS, E. (1987): Leg 94 paleoenvironmental synthesis. *Init. Repts. DSDP*, 94: 1207-1215.
- RUDDIMAN, W.F. y KUTZBACH, J.E. (1991): Plateau uplift and climatic change. *Scientific American*, 264: 66-75.
- RUDDIMAN, W.F. y RAYMO, M.E. (1988): Northern Hemispheric climate regimes during the past 3 Ma: Possible tectonic connections. *Phil. Trans. R. Soc. London*, B 318: 411-430.
- RUDDIMAN, W.F. y WRIGHT, E.H., Jr. (1987): Introduction. En RUDDIMAN, W.F. y WRIGHT, E.H., Jr. (Eds.): *North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation*. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am., The Geology of America. v. K-3: 1-12.
- RYAN, W.B.F. (1976): Qualitative evaluation of the depth of western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. *Sedimentol.*, 23: 791-813.
- RYAN, W.B.F.; CITA, M.B.; RAWSON, M.D.; BURKLE, L.H. y SAITO, T. (1974): A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean <<salinity crisis>>. *Riv. Ital. Paleont.*, 80: 631-688.
- RYAN, W.B.F.; HSÜ, K.J.; CITA, M.B.; DUMITRICA, P.; LORT, J.; MAYNC, W.; NESTEROFF, W.D.; PAUTOT, G.; STRADNER, H. y WEZEL, F.C. (1973): Western Alboran basin. Site 121. *Init. Repts. DSDP*, 13. 43-89.
- SAGEMAN, B.B.; WIGNALL, P.B. y KAUFFMAN, E.G. (1991): Biofacies models for oxygen-deficient facies in epicontinental seas: Tool for paleoenvironmental analysis. En EINSELE,

- G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 542-564.
- SAHAGIAN, D. (1987): Epeirogeny and eustatic sea level changes as inferred from Cretaceous shoreline deposits: Applications to the central and western United States. *J. Geophys. Res.*, 92: 4895-4904.
- SAITO, T.; BURCKLE, L.H. y HAYS, J.D. (1975): Late Miocene to Pleistocene biostratigraphy of equatorial Pacific sediments. En SAITO, T. y BURCKLE, L.H. (eds.) *Late Neogene Epoch Boundaries. Micropal.*, Spc. Publ. 1: New York Micropal. Press: (Am. Mus. Nat. Hist.), 226-244.
- SALAZAR-JIMENEZ, A.; FREY, R.W. y HOWARD, J.D. (1982): Concavity orientations of bivalve shells in estuarine and nearshore shelf sediments, Georgia. *J. Sed. Petrol.*, 52: 565-586.
- SANCETA, C.; HEUSSER, L. y HALL, M.A. (1992): Late Pliocene climate in the southeast Atlantic: Preliminary results from a multi-disciplinary study of DSDP Site 532. *Mar. Micropaleontol.*, 20: 59-75.
- SANTISTEBAN, E.F. (1968): Investigación hidrológica por el método eléctrico en Chipiona y Jerez de la Frontera (Cádiz). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 79: 380-287.
- SANTISTEBAN, E.F. (1969): Aportaciones geofísicas al conocimiento de los acuíferos existentes en las proximidades de Chiclana de la Frontera, Puerto Real y El Puerto de Santa María (Cádiz). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 80: 252-261.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the Present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1993a): Principal geological characteristics of the Betic Cordillera. En PULIDO-BOSCH, A. (ed.): *Some Spanish Karstic Aquifers*. Univ. Granada, 1-17.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1993b): La fracturación en el entorno de la Cueva de Nerja. En CARRASCO, F. (ed.): *Geología de Cueva de Nerja*. Patronato de la Cueva de Nerja. *Trabajos Sobre la Cueva de Nerja*, 3: 95-114.
- SANZ DE GALDEANO, C. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1991): Tectonic evolution of the Malaga basins (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodinamica Acta*. 5: 173-186.
- SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.
- SCHÄFER, W. (1972): *Ecology and Paleoecology of Marine Environments*. The Univ. Chicago Press, Chicago. (editado por G.Y. Craig y traducido por I. Oertel). 568 pags.
- SCHILLER, C. (1993): Ecology of the symbiotic coral *Cladocora caespitosa* (L.) (*Faviidae*, *Scleractinia*) in the Bay of Pirn (Adriatic Sea): I Distribution and biometry. *Marine Ecology*, 14: 205-219.
- SCHOPF, T.J.M. (1969): Paleocology of ectoprocts (Bryozoans). *J. Paleontol.*, 43: 234-244.

- SEED, R. (1980): Shell growth and form in the Bivalvia. En RHOADS, D.C. y LUTZ, R.A. (Eds.): *Skeletal Growth of Aquatic Organisms. Biological Records of Environmental Change*. Plenum Press, New York. 24-67.
- SEIBOL, E. y BERGER, W.H. (1993): *The Sea Floor. An Introduction to Marine Geology*. (2ª Edición). Springer-Verlag, Berlín. 356 pags.
- SEILACHER, A. (1967): Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5: 413-428.
- SEILACHER, A. (1984): Constructional morphology of bivalves: Evolutionary pathways in primary versus secondary soft-bottom dwellers. *Paleontology*, 27: 207-237.
- SEILACHER, A. (1991): Events and their signatures. An overview. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 283-297.
- SEILACHER, A. (1992): Taphonomy of fossil-lagerstätten. Overview. En BRIGGS, D.G.S. y CROWTHER, P.R. (eds.): *Paleobiology. A Synthesis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 266-270.
- SEILACHER, A. y AIGNER, T. (1991): Storm deposition at the bed, facies and basin scale: The geologic perspective. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 294-267.
- SEILACHER, A.; REIF, W.E. y WESTPHAL, F. (1985): Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil Lagerstaetten. *Philos. Trans. R. Soc. London*, B 311: 5-23.
- SELLI, R. (1968) (Ed.): Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Proceedings of the Fourth Session. *Giornale di Geologia*, vol. 35
- SERRANO, F. (1979): *Los Foraminíferos Planctónicos de la Cuenca de Ronda y su Comparación con los de Otras Areas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Málaga. 272 pp.
- SERRANO, F. (1993): Generalidades sobre la geología de la provincia de Málaga. *IX Jor. Paleont.*, xvi-xxvii.
- SERRANO, F. y GUERRA-MERCHAN, A. (1994): Precisiones cronológicas sobre la sedimentación y la tectónica en las cuencas orientales de la Cordillera Bética durante el Mioceno superior-Plioceno inferior. *Com. II Congr. G.E.T.*, Jaca: 217-220.
- SHACKLETON, N.J.; BACKMAN, J.; ZIMMERMAN, H.; KENT, D.V.; HALL, M.A.; ROBERTS, D.G.; SCHNITKER, D.; BALDAUF, J.G.; DESPRAIRIES, A.; HOMRIGHAUSEN, R.; HUDDLESTUN, P.; KEENE, J.B.; KALTENBACK, A.J.; KRUMSIEK, K.A.O.; MORTON, A.C.; MURRAY, J.V. y WESTBERG-SMITH, J. (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the north Atlantic region. *Nature*, 307: 620-623.
- SHACKLETON, N.J.; BERGER, A. y PELTIER, W.R. (1990): An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 667. *Trans. R. Soc. Edinburg Earth Sci.*, 81: 251-261.
- SHINN, E.A. (1968): Burrowing in recent lime sediments of Florida and the Bahamas. *J. Paleontol.*, 42: 879-894.

- SIERRO, F.J.; GONZALEZ DELGADO, J.A.; DABRIO, C.J.; FLORES, J.A. y CIVIS, J. (1990): The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *Paleontol. Evolució, Mem. Espec.*, 2: 209-250.
- SIERRO, F.J.; GONZALEZ DELGADO, J.A.; DABRIO, C.J.; FLORES, J.A. y CIVIS, J. (1992): Excursion C (Spanish part). The Neogene of the western Guadalquivir Basin (SW Spain). *Ciências da Terra (U.N.I.)*, N^o Espec. II, 73-97.
- SRINGAN, F.P. y ANDERSON, J.B. (1994): Modern shoreface and inner-shelf storm deposits off the east Texas coast, Gulf of Mexico. *J. Sed. Research* B64: 99-110.
- SMITH, A.B. (1984): *Echinoid Paleobiology*. Allen & Unwin, London. 190 pages.
- SPAACK, P. (1983): Accuracy in correlation and ecological aspects of the planktonic foraminiferal zonation of the Mediterranean Pliocene. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, 28: 1-160.
- SPEYER, S.E. y BRET, C.E. (1986): Trilobite taphonomy and middle Devonian taphofacies. *Palaios*, 1: 312-327.
- SPEYER, S.E. y BRET, C.E. (1988): Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 63: 225-262.
- SPEYER, S.E. y BRET, C.E. (1991): Taphofacies controls. Background and episodic processes in fossil assemblage preservation. En ALLISON, P. A. y BRIGGS, D. E. G. (Eds.): *Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum Press, New York. 501-545.
- SPROVIERI, R. (1991): Plio-Pleistocene paleoclimatic evolution at ODP Leg 107 Site 653 (Tyrrhenian sea-western Mediterranean). *Mem. Soc. Geol. It.*, 44: 135-144.
- SPROVIERI, R. (1992): Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 98: 61-100.
- SPROVIERI, R. (1993): Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 99: 371-414.
- SQUIRES, D.F. (1964): Fossil coral thickets in Wairarapa, New Zealand. *J. Paleontol.*, 38: 904-915.
- STAFF, G.M. y POWELL, E.N. (1990a): Local variability of taphonomic attributes in a parautochthonous assemblage: Can taphonomic signatures distinguish a heterogeneous environment? *J. Paleontol.*, 64: 648-658.
- STAFF, G.M. y POWELL, E.N. (1990b): Taphonomic signature and the imprint of taphonomic history: Discriminating between taphofacies of the inner continental shelf and a microtidal inlet. En MILLER, W. III. (ed): *Paleocommunity Temporal Dynamics: The Long-Term Development of Multispecies Assemblages*. *Paleont. Spec. Publ.*, 5: 370-390.
- STAFF, G.M.; STANTON, R.J., Jr.; POWELL, E.N. y CUMMINS, H. (1986): Time-averaging, taphonomy and their impact on paleocommunity reconstruction: Death assemblages in Texas bays. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 428-443.

- STANLEY, D.J.; GEHIN, C.E. y BARTOLINI, C. (1970): Flysch-type sedimentation in the Alboran Sea, western Mediterranean. *Nature*, 228: 979-983.
- STANLEY, S.M. (1972): Functional morphology and evolution of byssally attached bivalve mollusks. *J. Paleontol.*, 46: 165-212.
- STANLEY, S.M. (1988): Adaptative morphology of the shell in bivalves and gastropods. En TRUEMAN, E.R. y CLARKE, M.R. (eds.): *The Mollusca. Vol. 11, Form and Function*. Academic Press. 105-140.
- STEININGER, F.F.; RABEDER, G. y RÖGL, F. (1985): Land mammal distribution in the Mediterranean Neogene: A consequence of geokinematic and climatic events. En STANLEY, D.J. y WEZEL, F.C. (eds.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, Berlín. 559-571.
- STENZEL, H.B. (1971): Oysters. En MOORE, R.C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N, vol. 3 (of 3). Mollusca. Bivalvia*. Geol. Soc. Am. & Univ. Kansas, Lawrence: 952-1224.
- STETSON, T.R.; SQUIRES, D.F. y PRATT, R.M. (1962): Coral banks occurring in deep water on the Blake Plateau. *Am. Mus. Nat. Hist. Novit.*, 2114: 1-39.
- STEVENSON, R.E. (1977): Huelva front and Malaga, Spain, eddy chain as defined by satellite and oceanographic data. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 2: 51-53.
- STUDENCKI, W. (1979): Sedimentation of algal limestones from Busko-Spa environs (middle Miocene, Central Poland). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 27: 155-165.
- STUDENCKI, W. (1988): Facies and sedimentary environments of the Pinczow Limestones (Middle Miocene; Holy Cross Mountain, central Poland). *Facies*, 18: 1-26.
- TAYLOR, J.D. (1973): The structural evolution of the bivalve shell. *Palaeontology*, 16: 519-534.
- TAYLOR, J.D. y LAYMAN, M. (1972): The mechanical properties of bivalve (Mollusca) shell structure. *Palaeontology*, 15: 73-87.
- TEICHERT, C. (1958): Cold- and deep-water coral banks. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 42: 1064-1082.
- TEN HOVE, H.A. y DEN HURK, P.V. (1993): A review of recent and fossil serpulid 'reefs'; actuopaleontology and the 'upper Malm' serpulid limestones in NW Germany. *Geol. Mijnbouw*, 72: 23-67.
- TEN HOVE, H.A. y SMITH, R.S. (1990): A re-description of *Ditrupa gracillima* Grube, 1878 (Plychaeta, Serpulidae) from the Indo-Pacific, with a discussion of the genus. *Records Australian Mus.*, 42: 101-118.
- THOMAS, R.D.K. (1975): Functional morphology, ecology, and evolutionary conservatism in the Glycymerididae (Bivalvia). *Paleontology.*, 18: 217-254.
- THORNE, J. y WATTS, A.B. (1984): Seismic reflectors and unconformities at passive margins. *Nature*, 311: 365-368.

- THUNELL, R.C. (1979a): Mediterranean Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy: quantitative results from DSDP Sites 125, 132 and 372. *Micropaleontology*, 25: 412-437.
- THUNELL, R.C. (1979b): Climatic evolution of the Mediterranean Sea during the last 5.0 million years. *Sed. Geol.*, 23: 67-79.
- THUNELL, R.C.; RIO, D.; SPROVIERI, R. y VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1991): An overview of the post-Messinian paleoenvironmental history of the western Mediterranean. *Paleoceanography*, 6: 143-164.
- THUNELL, R.C. y WILLIAMS, D.F. (1983): The stepwise development of Pliocene-Pleistocene paleoclimatic and paleoceanography conditions in the Mediterranean: Oxygen isotopic studies of DSDP Sites 125 and 132. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 30: 111-127.
- TREWIN, N.H. y WELSH, W. (1972): Transport, breakage and sorting of the bivalvia *Mactra corallina* on Aberdeen Beach, Scotland. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 12: 193-204.
- TUCKER, M.E. (1991): The diagenesis of fossils. En DONOVAN, S. K. (ed.): *The Processes of Fossilization*. Belhaven Press. 84-104.
- TURNER, B.R. (1993): Paleosols in Permo-Triassic continental sediments from Prydz Bay, East Antarctica. *J. Sed. Petrol.*, 63: 694-706.
- TURNER, B.R.; STANISTREET, I.G. y WHATELEY, M.K.G. (1981): Trace fossils and palaeoenvironments in the Ecca Group of the Nongoma Graben, northern Zululand, South Africa. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 36: 113-123.
- UCHUPI, E. (1988): The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonic link between Africa and Europe. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 257-294.
- UCHUPI, E. y SWIFT, S.A. (1991): Plio-Pleistocene slope construction off western Nova Scotia, Canada. En DABRIO, C.J.; ZAZO, C. y GOY, J.L. (eds.): *The Dynamics of Coarse-Grained Deltas*. Cuad. Geol. Ibérica, 15: 15-35.
- UDIAS, A.; LOPEZ-ARROYO, A. y MEZCUA, J. (1976): Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31: 259-289.
- UDIAS, A.; LOPEZ-ARROYO, A. y MEZCUA, J. (1978): Sismotectónica de la región de las Islas Azores a la Península Ibérica. *Reun. sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Granada. 47-58.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. y PEREZ-CRUZ, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 617-659.
- VAIL, P.R. y WORNARDT, W., Jr. (1991): An integrated approach to exploration and development in the 90s: Well log-seismic sequence stratigraphy analysis. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 41: 630-650.

- VALDES, J.M. (1944): Informe acerca de los sondeos efectuados en el puerto de Cádiz para el estudio de la prolongación del muelle de Cádiz num. 2 denominado Muelle Comercial o Muelle Victoria. *Obras Públicas. Jefatura de Sondeos, Cimentaciones e Informes Geológicos*: 1-5.
- VAN DER BEEK, P.A. y CLOETINGH, S. (1992): Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203: 335-344.
- VAN DER POEL, H.M. (1992): Foraminiferal biostratigraphy and palaeoenvironments of the Miocene-Pliocene Carboneras basin (SE Spain). *Scrip. Geol.*, 102: 1-32.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, J.V.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. y HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.K.; POSAMENTIER, H.; VAN WAGONER, J.; ROSS, C.A. y KENDALL, C.G.St.C. (eds): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publ., 42: 39-45.
- VAN WEES, J.D.; De JONG, K. y CLOETINGH, S. (1992): Two-dimensional P-T-t modelling and the dynamics of extension and inversion in the Betic Zone (SE Spain). *Tectonophysics*, 203: 305-324.
- VERA, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- VERA, J.A. (1994): *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Rueda, Madrid. 806 pags.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1985): Mediterranean late Cenozoic stable isotope record: Stratigraphic and paleoclimatic implications. En STANLEY, D.J. y WEZEL, F.C. (eds.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, Berlín. 413-450.
- VIGUIER, C. (1974): *Le Néogène de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne)*. *Histoire Géologique du <<Bassin du Bas Guadalquivir>>*. Thèse 3ème cycle. Univ. Bordeaux, 449 pp.
- VIGUIER, C. (1976): Individualisation et évolution structurale de la région de Cadix (Espagne du Sud-Ouest) au Néogène "post-nappe". *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 20: 107-112.
- VIGUIER, C. y MAGNE, J. (1972): Stratigraphie du Néogène de l'extrémité nord-occidentale de la zone subbétique dans la province de Cadix (Espagne du Sud-Ouest). *Bull. Soc. géol. France*, 14: 127-136.
- VILAPLANA, J.M.; SCHLÜCHTER, Ch. y VERDAGUER, A. (1983): Sedimentology and stratigraphy of the Pleistocene sediments in Lake Llauset (southern Pyrenees, Spain) a first approach. *Acta Geol. Hispánica*, 18: 235-248.
- VISERAS, C. (1991): *Estratigrafía y Sedimentología del Relleno Aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doct., Univ. Granada. 327 pp.
- VOGEL, K.; GOLUBIC, S. y BRETT, C.E. (1987): endolith associations and their relation to facies distribution in the middle Devonian of New York State, U.S.A. *Lethaia*, 20: 263-290.

- VOERMANS, F. y BAENA, J. (1983): *Mapa Geológico de España E 1:50.000, Almería 1045 (23-43)*. I.G.M.E. 53 pags.
- VOLLBRECHT, R. y MEISCHNER, D. (1993): Sea level and diagenesis: A case study on Pleistocene beaches, Whalebone Bay, Bermuda. *Geol. Rundsch.*, 28: 248-262.
- WALKER, K.R. y BAMBACH, R.K. (1971): The significance of fossil assemblages from fine grained sediments: Time-averaging communities. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, 3: 783-784.
- WALKER, R.G. y EYLES, C.H. (1991): Topography and significance of a basinwide sequence-bounding erosion surface in the Cretaceous Cardium Formation, Alberta, Canada. *J. Sed. Petrol.*, 61: 473-496.
- WALKER, S.E. y MILLER, W., III (1992): Organism-substrate relations: Toward a logical terminology. *Palaios*, 7: 236-238.
- WATKINS, R. (1974): Palaeobiology of and offshore molluscan fauna from the California Oligocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 15: 245-266.
- WATKINS, R. (1990a): Paleoecology of a Pliocene rocky shoreline, Salton Trough region, California. *Palaios*, 5: 167-175.
- WATKINS, R. (1990b): Pliocene channel deposits of oyster shells in the Salton Trough region, California. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 79: 249-262.
- WATKINS, R. (1992): Sedimentology and paleoecology of Pliocene shallow marine conglomerates, Salton Trough, California. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 95: 319-333.
- WATTS, A.B. (1982): Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level. *Nature*, 297: 469-474.
- WAUGH, B. (1970a): Petrology, provenance and silica diagenesis of the Penrith Sandstone (lower Permian) of northwest England. *J. Sed. Petrol.*, 40: 1226-1240.
- WAUGH, B. (1970b): Formation of quartz overgrowths in the Penrith Sandstone (lower Permian) of northwest England as revealed by scanning electron microscopy. *Sedimentology*, 14: 309-320.
- WEAVER, P.P.E. y CLEMENT, B.M. (1987): Magnetobiostratigraphy of planktonic foraminiferal datums: Deep Sea Drilling Project Leg 94, North Atlantic. *Init. Repts. DSDP*, 94: 815-829.
- WEIJERMARS, R. (1985): Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran diapir (W-Mediterranean). *Geol. in Mijnbouw*, 64: 349-356.
- WEIJERMARS, R. (1988): Neogene tectonics in the western Mediterranean may have caused the Messinian Salinity Crisis and an associated glacial event. *Tectonophysics*, 148: 211-219.
- WEIJERMARS, R. (1991): Geology and tectonic of the Betic Zone, SE Spain. *Earth-Science Reviews*, 31: 153-238.

- WEIJERMARS, R.; ROEP, Th.B.; VAN DEN EECKHOUT, B.; POSTMAN, G. y KLEVERLAAN, K. (1985): Uplift history of a betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. in Mijnbouw*, 64: 397-411.
- WEISSERT, H.J.; MCKENZIE, J.A.; WRIGHT, R.C.; CLARK, M.; OBERHÄNSLI, H. y CASEY, M. (1984): Paleoclimatic record of the Pliocene at Deep Sea Drilling Project Sites 519, 521, 522 and 523 (central south Atlantic). *Init. Repts. DSDP*, 73: 701-715.
- WETZEL, A. (1991): Stratification in black shales: Depositional models and timing - an overview. En EINSELE, G.; RICKEN, W. y SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlín. 508-523.
- WHITMAN, J.M. y BERGER, W.H. (1992): Pliocene-Pleistocene oxygen isotopic record Site 586, Ontong Java Plateau. *Marine Micropaleontol.*, 18: 171-198.
- WILSON, J.B. (1976): Attachment of the coral *Caryophyllia smithii* S. & B. to tubes of the polychaete *Ditrupa arietina* (Müller) and other substrates. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 56: 291-303.
- WILSON, M.A. y PALMER, T.J. (1990): A review of evolutionary trends in carbonate hardground communities. En MILLER, W., III (ed.): *Paleocommunity Temporal Dynamics: The Long-Term Development of Multispecies Assemblages*. The Paleontol. Soc. Sp. Publ., 5: 137-152.
- WOELKERLING, Wm.J. (1988): *The Coralline Red Algae: An Analysis of the Genera and Subfamily of Nongeniculate Corallinaceae*. British Museum (Natural History). Oxford Univ. Press, London. 268 pags.
- WOOSIDE, J. y MALDONADO, A. (1992): Styles of compressional neotectonics in the eastern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12: 111-116.
- WORNARDT, W.W. y VAIL, P.R. (1991): Revision of the Plio-Pleistocene cycles and their application to sequence stratigraphy and shelf and slope sediments in the Gulf of Mexico. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 41: 719-744.
- ZACHARIASSE, W.J. (1975): Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Neogene of Crete. *Utrecht Microp. Bull.*, 1-171.
- ZACHARIASSE, W.J. y SPAAK, P. (1983): Middle Miocene to Pliocene paleoenvironmental reconstruction of the Mediterranean and adjacent Atlantic Ocean: Planktonic foraminiferal record of southern Italy. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 30: 91-110.
- ZACHARIASSE, W.J.; ZIJDERVELD, J.D.A.; LANGEREIS, C.G.; HILGEN, F.J. y VERHALLEN, P.J.J.M. (1989): Early late Pliocene biochronology and surface water temperature variations in the Mediterranean. *Mar. Micropal.*, 14: 399-355.
- ZAMARREÑO, I.; VAZQUEZ, A. y MALDONADO, A. (1983): Sedimentación en la plataforma de Almería: Un ejemplo de sedimentación mixta silíceo-carbonatada en clima templado. En CASTELLVI, J. (ed.): *Estudio Oceanográfico De La Plataforma Continental Española*. Seminario Científico. Cádiz. 97-119.

- ZAZO, C. (1979): El problema del límite Plio-Pleistoceno en el litoral S y SE de España. *Trab. N/Q*, 9: 65-72.
- ZAZO, C. (1980): *El Cuaternario Marino-Continental y el Límite Plio/Pleistoceno en el Litoral de Cádiz*. Tesis Doctoral. Univ. Madrid, (2 vol.).
- ZAZO, C. y GOY, J.L. (1981a): Faro de Chipiona. *V Reun. Grupo Esp. Trab. Cuater.*, 16-19.
- ZAZO, C. y GOY, J.L. (1981b): Punta del Espíritu Santo. *V Reun. Grupo Esp. Trab. Cuater.*, 13-15.
- ZAZO, C.; GOY, J.L. y AGUIRRE, E. (1984): Did *Strombus* survive the last interglacial in the western Mediterranean Sea? *Mediterránea, Ser. Geol.*, 3: 131-137.
- ZAZO, C.; GOY, J.L. y DABRIO, C. (1983): Medios marinos y marinos-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno. *Mediterránea, Ser. Geol.*, 2: 29-52.
- ZAZO, C.; GOY, J.L. y DABRIO, C. (1986): Late Quaternary and Recent evolution of coastal morphology of the Gulf of Cádiz (Huelva-Cádiz), Southwestern Spain. *1st. Intern. Symp. "Harbours, Port Cities and Coastal Topography"*, 200-203.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.; CIVIS, J. y BAENA, J. (1985): Paleogeografía de la desembocadura del Guadalquivir al comienzo del Cuaternario (Provincia de Cádiz, España). *Actas I Reun. Cuatern. Ibérico*, 1: 461-472.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; HOYOS, M.; MECO, J.; USERA, J.; GARCIA VICENTE, J.; GALVAN, J. y AGUIRRE, E. (1977): El corte de Puerto Real y el problema del límite Plio-Pleistoceno en la Bahía de Cádiz. *Trab. N/Q.*, 6: 319-336.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; HOYOS, M.; QUEROL, M.A. y SANTONJA, M. (1981): El Aculadero. *V Reun. Grupo Esp. Trab. Cuater.*, 20-23.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; DABRIO, J.C.; BELLOUMINI, G.; IMPROTA, S.; LARIO, J.; BARDAJI, T. y SILVA, P.G. (1994): Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *J. Coastal Res.*, 10: 933-945.
- ZAZO, C. y OVEJERO, G. (1976): Niveles marinos Cuaternarios en el litoral de la provincia de Cádiz. *Trab. N/Q.*, 5: 141-145.
- ZIEGLER, B. (1983): *Introduction to Palaeobiology: General Palaeontology*. (Traducción por Muir, R. O.). Ellis Horwood Limited, England. 225 p.
- ZIEGLER, J. y MICHALIK, J. (1980): Late Triassic serpulids (Annelida, Polychaetia, Sedentaria) in the western Carpathians. *Geologicky Zbornik - Geologia Carpathica*, 31: 621-640.
- ZIJDERVELD, J.D.A.; HILGEN, F.J. LANGEREIS, C.G.; VERHALLEN, P.J.J.M. y ZACHARIASSE, W.J. (1991): Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper Pliocene-lower Pleistocene from the Monte Singa and Crotona areas in Calabria, Italy. *Earth and Plant. Sci. Lett.*, 107: 697-714.
- ZIJDERVELD, J.D.A.; ZACHARIASSE, W.J.; VERHALLEN, P.J.J.M. y HILGEN, F.J. (1986): The age of the Miocene-Pliocene boundary. *Newsl. Stratigr.*, 16: 169-181.

ZOETEMEIJER, R.; DESEGAULX, P.; CLOETINGH, S.; ROURE, F. y MORETTI, I. (1990):
Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro Basin. *J. Geophys.
Res.*, 95: 2701-2711.