

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA

L'ALBUFERA D'ELX: EVOLUCIÓN CUATERNARIA Y
RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL A PARTIR DEL
ESTUDIO DE LOS FORAMINÍFEROS FÓSILES

ANA MARÍA BLÁZQUEZ MORILLA

UNIVERSITAT DE VALENCIA
Servei de Publicacions
2003

Aquesta Tesi Doctoral va ser presentada a València el dia 3 d'
Abril de 2001 davant un tribunal format per:

- Dr. D. Vicenç Maria Rosselló
- Dr. D. Leopoldo Márquez Sanz
- Dr. D. Guillem Mateu Mateu
- Dr. D. Jorge Rey Salgado
- Dr. D. Julio Martínez Gallego

Va ser dirigida per:
Dr. Juan Usera Mata

©Copyright: Servei de Publicacions
Ana María Blázquez Morilla

Depòsit legal:

I.S.B.N.:84-370-5753-1

Edita: Universitat de València
Servei de Publicacions
C/ Artes Gráficas, 13 bajo
46010 València
Spain
Telèfon: 963864115

**UNIVERSITAT DE VALÈNCIA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA**

**L'ALBUFERA D'ELX: EVOLUCIÓN CUATERNARIA Y
RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL A PARTIR
DEL ESTUDIO DE LOS FORAMINÍFEROS FÓSILES**

TESIS DOCTORAL

2001

Ana María Blázquez Morilla

**UNIVERSITAT DE VALÈNCIA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA**

**L'ALBUFERA D'ELX: EVOLUCIÓN CUATERNARIA Y
RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL A PARTIR
DEL ESTUDIO DE LOS FORAMINÍFEROS FÓSILES**

**Memoria presentada por Dña. Ana
María Blázquez Morilla para optar al
grado de Doctor**

**Dirigida por el Dr. Juan Usera Mata,
Catedrático de Paleontología del
Departamento de Geología de la
Universitat de València**

2001

*No existe la muerte en la naturaleza,
Allí ninguna tumba está esperando*

G. Khalil Gibrán

A María Pilar Fumanal,
con todo mi cariño y gratitud

INDICE

Agradecimientos

1.- INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.....	6
2.- ÁREA DE ESTUDIO	9
3.- ANTECEDENTES	26
3.1.- L'ALBUFERA D'ELX EN EL MARCO DEL PROYECTO LA NAO	27
3.1.1.- El litoral	28
3.1.2.- La plataforma continental interna	37
3.2.- ESTUDIOS PREVIOS EN EL CONTEXTO CUATERNARIO DE L'ALBUFERA D'ELX.....	42
3.3.- ESTUDIOS SOBRE FORAMINÍFEROS CUATERNARIOS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA Y BALEARES.....	44
4.- MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL.....	47
5.- RASGOS NEOTECTÓNICOS.....	57
6.- CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO.....	64
6.1.- L'ALBUFERA D'ELX: UN ESPACIO DE TRANSICIÓN.....	72
6.2.- LOS NIVELES MARINOS CUATERNARIOS DE LAS SIERRAS DEL MOLAR Y SANTA POLA.....	87
6.3.- DEPÓSITOS CONTINENTALES: EL ABANICO DEL VINALOPÓ.....	90
6.4.- LA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA.....	95
7.- MATERIAL, MÉTODOS Y TÉCNICAS.....	102
7.1.- ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO.....	103
7.2.- SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (S.E.V.).....	104
7.3.- TOMA DE MUESTRAS: CAMPAÑA DE SONDEOS MECÁNICOS.....	106
7.4.- ANÁLISIS DE LABORATORIO.....	109
7.4.1.- Análisis Micropaleontológico.....	109
7.4.2.- Análisis Sedimentológico.....	112
7.4.2.1.- <i>Materiales no consolidados</i>	113
7.4.2.2.- <i>Materiales consolidados</i>	114
7.4.3.- Susceptibilidad magnética.....	116
7.5.- CÁLCULOS ESTADÍSTICOS.....	117

8.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	120
8.1.- ESTUDIO SISTEMÁTICO DE LOS FORAMINÍFEROS.....	121
8.2.- CONTENIDO MICROPALAEONTOLÓGICO Y CARACTERÍSTICAS DEPOSICIONALES DE LOS MATERIALES OBTENIDOS EN LOS SONDEOS REALIZADOS EN L'ALBUFERA D'ELX.....	206
8.2.1.- Sondeo Pinet	213
8.2.1.1.- <i>Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos</i>	214
8.2.1.2.- <i>Interpretación paleoambiental</i>	227
8.2.1.3.- <i>Figuras</i>	233
8.2.2.- Sondeo Picola.....	272
8.2.2.1.- <i>Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos</i>	272
8.2.2.2.- <i>Interpretación paleoambiental</i>	281
8.2.2.3.- <i>Figuras</i>	285
8.2.3.- Sondeo Mórtoles	308
8.2.3.1.- <i>Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos</i>	308
8.2.3.2.- <i>Interpretación paleoambiental</i>	320
8.2.3.3.- <i>Figuras</i>	328
8.2.4.- Sondeo Salinas	339
8.2.4.1.- <i>Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos</i>	339
8.2.4.2.- <i>Interpretación paleoambiental</i>	352
8.2.4.3.- <i>Figuras</i>	359
8.2.5.- Sondeo Fondo	381
8.2.5.1.- <i>Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos</i>	381
8.2.5.2.- <i>Interpretación paleoambiental</i>	384
8.2.5.3.- <i>Figuras</i>	387
8.2.6.- Sondeo Riegos	393
8.2.6.1.- <i>Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos</i>	393
8.2.6.2.- <i>Interpretación paleoambiental</i>	395
8.2.6.3.- <i>Figuras</i>	397
8.3.- RESULTADOS E IMPLICACIONES SEDIMENTARIAS DEDUCIDAS A PARTIR DE LOS SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (S.E.V.)	401
8.3.1.- Alineación N	401
8.3.2.- Alineación S	403
8.4.- RESULTADOS DE LAS SECUENCIAS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	410
8.4.1.- Sondeo Pinet	410
8.4.2.- Sondeo Picola	411
8.4.3.- Sondeo Mórtoles	412

8.4.4.- Sondeo Salinas	413
8.4.5.- Sondeo Fondo	413
8.4.6.- Sondeo Riegos	414
8.5.- ANÁLISIS DE LA SECUENCIA DE SONDEOS MECÁNICOS LOCALIZADOS EN EL BAJO SEGURA Y EN EL ABANICO DEL VINALOPÓ	421
8.5.1.- Secuencia del abanico del Vinalopó	422
8.5.2.- Secuencia del Bajo Segura	423
8.5.3.- Secuencia de Guardamar del Segura	435
8.5.4.- Secuencia de la costa	440
8.6.- DEPÓSITOS PLIOCENOS Y CUATERNARIOS DEL CAP DE SANTA POLA Y DE LA SERRA DEL MOLAR Y SU RELACIÓN CON L'ALBUFERA D'ELX. CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS ACTUALES	450
8.6.1.- Niveles pliocenos de las sierras adyacentes	450
8.6.1.1.- <i>Serra de Santa Pola y base del sondeo Picola</i>	450
8.6.1.2.- <i>Serra del Molar y base del sondeo Pinet</i>	454
8.6.2.- Niveles cuaternarios de las sierras adyacentes	456
8.6.2.1.- <i>Serra de Santa Pola</i>	457
8.6.2.2.- <i>Serra del Molar</i>	461
8.6.3.- Caracterización de los depósitos actuales	467
8.7.- EVOLUCIÓN CUATERNARIA DE L'ALBUFERA D'ELX: RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL	471
8.7.1.- Correlación de los sondeos de l'Albufera d'Elx y su relación con los depositos litorales superficiales	472
8.7.2.- Evolución paleoambiental de l'Albufera d'Elx durante el Cuaternario ..	505
8.7.2.1.- <i>El Pleistoceno medio</i>	506
8.7.2.2.- <i>El Pleistoceno superior</i>	508
8.7.2.3.- <i>El Holoceno</i>	514
9.- CONCLUSIONES	521
10.- BIBLIOGRAFÍA	526

LÁMINAS

INDICE DE LÁMINAS

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero hacer constar que este trabajo no habría sido posible sin la presencia de mis directores. La Dra. María Pilar Fumanal ha sido la principal impulsora de esta investigación, amparada en un proyecto que ella dirigía desde 1990; su desafortunada desaparición física, en junio de 1998, impidió que finalizara su labor de dirección. A su lado fui desarrollando una vocación investigadora conforme aprendía de su saber científico y, sobre todo, de su enorme riqueza personal, a la vez que disfrutaba de su compañía en momentos inolvidables; por estas y por muchas otras razones le dedico especialmente esta Tesis. El Dr. Juan Usera Mata ha puesto a mi disposición sus conocimientos micropaleontológicos durante la elaboración de esta memoria; agradezco de la forma más sincera su incondicional apoyo y disponibilidad para cuanto le pedí a lo largo de la realización de la misma y, sobre todo su generoso y entrañable trato. De su mano me ha sido ofrecida, con la mayor hospitalidad, la infraestructura del Departamento de Geología de la Universitat de València.

De un modo muy especial quiero agradecer al profesor Alfonso Yébenes, del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Alicante, su inestimable ayuda en la culminación de este trabajo, sobre todo en la correlación de los sondeos mecánicos estudiados.

Al Dr. Vicenc Rosselló, del Departamento de Geografía, expreso mi gratitud por sus gestiones y orientaciones, que facilitaron el desarrollo de algunas partes de esta tesis.

Al Dr. Jorge Rey, Director de la empresa ESGEMAR, le reitero mi más sincero reconocimiento por el constante apoyo durante todos los años de mi labor de investigación; su valiosa amistad y su incondicional ayuda han impulsado en gran medida la realización de este trabajo.

Al Dr. Julio Martínez, del Departamento de Biología Vegetal de la Facultad de Farmacia, le agradezco sus inestimables orientaciones geológicas y sus frecuentes palabras de ánimo.

De forma muy especial quiero expresar mi gratitud al resto del equipo de investigación de la Dra. María Pilar Fumanal, mis compañeros Carlos Ferrer, Jesús Olmo y Santiago Máñez, quienes me han apoyado en la realización de esta memoria de la manera más desinteresada.

Manifiesto mi reconocimiento a la totalidad de los miembros del Departamento de Geología de la Universitat de València por las muestras de soporte que me ofrecieron en todo momento. Entre ellos quiero destacar al Dr. Carlos Santisteban, por sus enseñanzas en estratigrafía y sedimentología y por aquellas jornadas de campo tan agradables; al Dr. Fernando Robles por la clasificación de los gasterópodos continentales y por su constante y simpática disposición a lo largo de la elaboración de este trabajo; al Dr. Leopoldo Márquez por su asistencia en la interpretación y fotografía de las láminas delgadas y, finalmente, a la Dra. Ana Márquez por el cariñoso ánimo que siempre muestra a los incipientes investigadores. De modo especial quiero resaltar la inestimable colaboración de la Dra. Ana García Forner, Técnico del Museo del Departamento de Geología, que

me dedicó tiempo y trabajo de la forma más desinteresada. Mi gratitud es mayor, si cabe, para mis compañeros doctorandos de este Departamento quienes me brindaron desde el primer momento una cálida acogida; entre los cuales quiero destacar a Jordi Guillem por su valiosa amistad y porque sin su ayuda muchos de los aspectos de esta tesis hubieran sido irrealizables. Por último, a la Dra. Carmen Alberola por sus sinceros ánimos a lo largo de estos años.

Al Dr. Francesc Mezquita, del Departamento de Ecología de la Universitat de València, le agradezco la clasificación de los ostrácodos y la información que me proporcionó sobre la ecología de estos organismos.

Expreso mi gratitud al Dr. Pedro Alfaro y al Dr. José Delgado, del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Alicante, por sus interesantes orientaciones geológicas sobre el área de estudio.

Quiero agradecer al Dr. Fernando Díaz del Olmo, del Departamento de Geografía Física de la Universidad de Sevilla, la asistencia prestada en la elaboración de las dataciones absolutas por Th/U, y al Dr. Ellwood Brooks, de la Universidad de Lousiana, por la cortesía en la realización de las medidas de susceptibilidad magnética.

Manifiesto mi gratitud a los técnicos de los laboratorios de los Departamento de Geografía y Geología, por sus enseñanzas y colaboración en el tratamiento de las muestras, así como al personal administrativo de ambos departamentos por su disposición en todo momento.

Expreso mi agradecimiento a Plinio Montoya quien, además de sus orientaciones científicas y la elaboración de algunas partes gráficas de la memoria, ha volcado en mi la comprensión necesaria para la consecución de la misma, a pesar del tiempo que no podría dedicarle.

De forma muy especial quiero agradecer a toda mi familia, sobre todo a mis padres, a mi hermano Carlos y a Yoli, el apoyo prestado durante todos estos años, que los convierte en colaboradores anónimos de este trabajo.

Finalmente, agradezco a mis amigos Cristina, Juani, María José, Salva, Fermín y Carlos la paciencia demostrada, y a Julia Capel, Directora de Infocreaciones, la realización de las partes gráficas más bonitas.

Este trabajo ha sido financiado por una beca del Plan Nacional de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico llevada a cabo en la empresa Sondeos, Estructuras y Geotecnia S.A. Quiero destacar la ayuda prestada por Jorge Obradó y por mis compañeros de laboratorio Celia, Patricia, Amparo, Vicente y Lope, a quienes me une una sincera amistad.

1.- INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Este trabajo forma parte de un proyecto de investigación más amplio, denominado “La Nao”, que fue dirigido desde 1990 hasta su fallecimiento en 1998 por la Dra. María Pilar Fumanal, del Departamento de Geografía de la Universitat de València, y que se desarrolló en colaboración con los Departamentos de Geología y Biología Vegetal de la Universitat de València y el Instituto Español de Oceanografía (Fumanal *et al.*, 1997). En el marco de este proyecto se pretendía estudiar la evolución cuaternaria del litoral meridional valenciano a partir de la interpretación de los aspectos estructurales, geomorfológicos, sedimentológicos, micropaleontológicos y cronoestratigráficos del espacio costero situado entre Cullera y Guardamar del Segura y su relación con la plataforma continental adyacente. Para ello se utilizaron las secuencias sedimentarias que se conservan en esta zona, que comprenden ambientes aluviales, sistemas de restinga-albufera, complejos dunares, etc., procedentes tanto de sondeos mecánicos (Pego, Xàbia y Moraira) como de series estratigráficas aéreas localizadas en costas bajas o tramos acantilados (Cap de Sant Antoni, Cap de la Nau, Serra Gelada, etc.). Los resultados de estos estudios y su correlación cronoestratigráfica han sido relacionados con los depósitos de la plataforma continental inmediata, cuya topografía y formas tridimensionales de diferente naturaleza han sido obtenidas a partir de perfiles ecosísmicos perpendiculares a la costa, llevados a cabo entre la marjal de Oliva-Pego y el Cap de Santa Pola.

El estudio de la evolución durante el Cuaternario de l’Albufera d’Elx, es hasta la actualidad la última actuación de este proyecto. Fue en este punto donde se realizó el último despliegue de medios del Proyecto “La Nao”, a partir de dos campañas: una de sondeos geoelectrónicos y otra de sondeos mecánicos, ambas a principios de 1996.

L’Albufera d’Elx y su entorno ha sido objeto del interés de numerosos especialistas, a causa de la excepcional conservación de niveles litorales cuaternarios, algunos de ellos muy ricos desde el punto de vista paleontológico. La contribución de este trabajo reside en el análisis de los testigos subsuperficiales obtenidos en una serie de sondeos mecánicos llevados a cabo en el contexto de la laguna del Fondo d’Elx-Crevillent y de las Salinas de Santa Pola, con el objeto de completar los modelos previos.

El objetivo principal de este trabajo es estudiar los distintos episodios paleoambientales que han acaecido en esta área durante el Cuaternario. Para ello, los testigos de los sondeos mecánicos se han analizado desde el punto de vista micropaleontológico y sedimentológico; el primero de ellos basado sobre todo en el estudio de los foraminíferos bentónicos y de otros organismos como ostrácodos, ya que ambos son muy sensibles a los cambios ambientales. La perspectiva sedimentológica completará la información micropaleontológica y será determinante en aquellos niveles donde no se registren estos fósiles. Los resultados de los depósitos subsuperficiales serán relacionados con las distintas formaciones litorales superficiales que se localizan en las Serras de Santa Pola y el Molar, con el fin de establecer su evolución cuaternaria desde una perspectiva integral.

Los objetivos concretos son los siguientes:

- a) El estudio taxonómico de los foraminíferos cuaternarios, extraídos de las muestras obtenidas a partir de los testigos de sondeo y de niveles superficiales.
- b) El análisis del estado de conservación de los fósiles a partir del reconocimiento del grado de deterioro de los caparazones y de la tendencia observable del tipo de composición química dominante, compatible con los diferentes ambientes analizados.
- c) El análisis sedimentológico de los distintos niveles (superficiales y profundos) que permita la interpretación de los principales agentes de la dinámica deposicional que condicionaron su formación.
- d) Establecer la correlación cronológica entre las columnas estratigráficas. Las relaciones entre paleobiofacies y paleolitofacies, tanto subsuperficiales como superficiales, ofrece la posibilidad de establecer un modelo de evolución paleoambiental en este sector del litoral valenciano.
- e) La reconstrucción paleoambiental de esta zona durante las últimas fases del Cuaternario, a partir de la relación entre los resultados subsuperficiales con el estudio de los depósitos subaéreos que se conservan en esta franja litoral adyacente.

2.- ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está situada en la Depresión de Elx, dentro de la cuenca del Bajo Segura, en el S de la provincia de Alicante (fig. 2.1). En concreto, se trata de l'Albufera d'Elx, que ocupa parte de la depresión y que, como sistema de restinga-albufera, tiene una génesis y una evolución muy peculiar dentro del comportamiento que presentan las costas bajas. Esta zona forma parte de las Hojas a escala 1:50.000 del Mapa Topográfico de Elche (28-35), Guardamar del Segura (28-36) y Santa Pola (29-35), cuyos equivalentes en las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 del IGME son 893, 894 y 914, respectivamente.

Desde el punto de vista morfológico, en el marco del área de estudio destacan las elevaciones de la Serra de Crevillent al NW, con una cota máxima de 835 m, al NE, la Serra del Colmenar que alcanza 85 m en el límite con el término de Alacant, y cercanas al mar Mediterráneo se localizan las sierras de Santa Pola (144 m) y el Molar (84 m). Entre estos relieves se desarrollan depresiones que son parcialmente ocupadas por zonas lagunares, entre las que destacan las Salinas de Santa Pola, el Fondo d'Elx-Crevillent, el Clot de Galvany, el Fondo de la Senieta y las Salinas de l'Aigua Amarga.

Las Salinas de Santa Pola y el Fondo d'Elx-Crevillent, constituyen el reducto de l'Albufera d'Elx, adosada a los depósitos distales del abanico del río Vinalopó y a los procedentes de las sierras del Molar y Santa Pola. La riqueza paleontológica y la variedad de niveles cuaternarios localizados en esta zona permiten considerar este tramo litoral como uno de los enclaves más interesantes de toda nuestra costa. Para algunos autores (Gozálvez, 1977), es muy probable que ambos espacios húmedos estuvieran comunicados antes de las obras de colonización del siglo XVIII, ya que el desnivel de Los Saladares, o zona de separación entre las dos lagunas, no supera los dos metros. Estas obras, cuyos principales objetivos fueron convertir las áreas lagunares en tierras cultivables, se inician en el siglo XIII pero alcanzan su mayor intensidad en el siglo XVIII, debido al impulso del Cardenal Belluga. Según el Plan Rector de Uso y Gestión de los Parajes Naturales de las Salinas de Santa Pola y Fondo d'Elx-Crevillent, esta colonización se llevó a cabo en la zona situada por debajo de la cota de los 10 m, es decir, en el sector que incluye l'Albufera d'Elx hasta la Huerta de Orihuela y el margen izquierdo de la Vega Baja del Segura.

Por tanto, afectó sobre todo las poblaciones de Santa Pola, Catral, Dolores, Almoradí, Daya Nueva, Benijófar, San Fulgencio, Rojales, Formentera del Segura, etc. El Realengo de Crevillente y San Isidro de Albatera son de mediados del presente siglo.

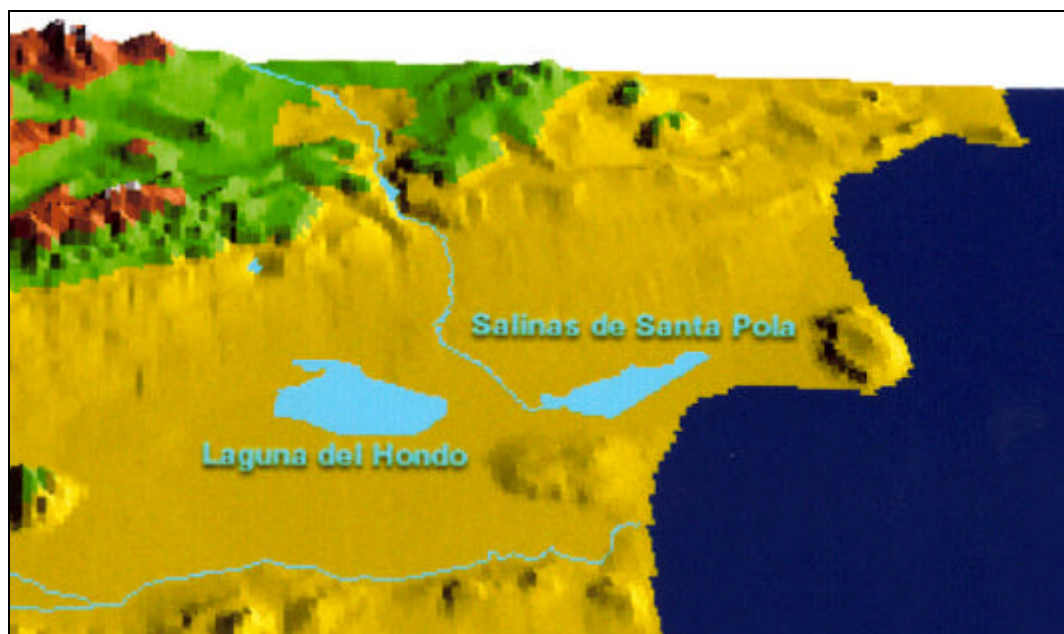


Fig. 2.1.- Localización geográfica del área de estudio

También han contribuido a la alteración del paisaje las obras de saneamiento del Instituto Nacional de Colonización (I.N.C.) entre los años cuarenta y cincuenta de esta centuria, que afectaron al borde interno de las salinas. Estuvieron centradas en las inmediaciones de Dolores y San Felipe pero la falta prolongada de agua suficiente y de buena calidad y la alta salinidad del sector, motivó en gran medida el abandono del uso agrícola y la regeneración del saladar. Finalmente, las transformaciones realizadas a partir de los años setenta con fines cinegéticos acabaron de configurar el paisaje actual.

Desde una perspectiva hidrográfica los ríos más importantes son el Vinalopó y el Segura. El río Vinalopó nace en la Serra de Mariola y aprovecha un corredor de orientación NNO-SSE que atraviesa casi perpendicularmente la sucesión de sierras de dirección bética, entre las cuales se sitúan depresiones estrechas y alargadas en las que se encajan los barrancos afluentes. El valle es amplio a lo largo de casi todo el

recorrido, y en ocasiones sufre discontinuidades donde es frecuente encontrar zonas lacustres como la laguna de Villena o la de Salinas. Estas características morfológicas cambian al salir de la Serra de Crevillent, entre cuyas estribaciones y las de la Serra del Tabaià se construyó en 1640 el embalse de Elx. A partir de la ciudad, construye un amplio abanico aluvial a medida que se dirige al mar en dirección SE, cuyas facies distales se entremezclan con los depósitos del río Segura, por lo que las divisorias de ambas cuencas no están muy definidas. El río Vinalopó actual no llega a desembocar en el mar, ya que afluye a las Salinas de Santa Pola; no obstante, el punto de conexión del assarb de Dalt con el mar, encauzado mediante cortos espigones, coincide con una posible antigua desembocadura, por lo que podría considerarse ésta última como su desagüe artificial. El río Vinalopó discurre a lo largo de su curso por diferentes materiales que influyen en su caudal y en la calidad de las aguas, tanto superficiales como subterráneas. Los materiales calizos presentan altas permeabilidades y, por tanto, constituyen un mecanismo regulador de sus caudales ya que permiten la infiltración de parte de las aguas que transporta; éstas pasan a embalses subterráneos y su descarga paulatina a través de fuentes y manantiales permite su funcionamiento durante el estiaje. Su circulación por depósitos triásicos facilita el enriquecimiento de sólidos disueltos, debido a su alta erosionabilidad.

El río Segura se localiza al S de Depresión de Elx y, aunque fuera del área de estudio, ejerce un papel fundamental en el aprovisionamiento de materiales tanto para la depresión, donde han contribuido al relleno de l'Albufera d'Elx, como para el área marina inmediata. Abarca una cuenca de unos 15.000 km², de los cuales más de 3.000 km² corresponden al afluente principal, el Guadalentín. Tras recorrer 348 km. desemboca en el mar entre la Serra del Molar al N y las sierras del Moncayo y las Atalayas al S. Estos relieves provocan un estrechamiento orográfico que dificulta el desagüe de las avenidas, lo que unido a la escasez de pendiente del terreno (entre 0 y 1%, según Cortés, 1988), favorece los procesos de estancamiento en la Vega Baja del Segura. La dirección bética va a marcar su recorrido y a partir de la confluencia con el Guadalentín, sigue la dirección del tributario que mantiene hasta llegar a la provincia de Alicante, donde a partir de la ciudad de Orihuela muestra una dirección E-W hasta su desembocadura. Este río ha sufrido importantes cambios en su curso bajo derivados de la propia dinámica fluvial y de la acción antrópica (Cortés, 1988).

Debido a la baja pendiente se desarrolla un sistema de meandros aguas abajo de la población de Orihuela; en el último tramo, cerca de la desembocadura, el cauce se implantó artificialmente.

En segundo plano, destacan un conjunto de barrancos periféricos que descienden de las sierras marginales, entre los que tendríamos: los barrancos de la Rambla, San Antón, Amorós, San Cayetano, Catarra, Fondo, etc. A pesar de su escasa relevancia, los caudales que pueden concentrar alimentan las zonas húmedas que ocupan las depresiones y, debido a su condición de rambla, son una fuente significativa de aporte de sedimentos a las áreas más bajas.

Finalmente, hay que destacar la red de canales y azarbes que atraviesan este espacio, que conectan con el mar y con el río Segura. En las Salinas de Santa Pola hay que mencionar el assarb de Dalt, assarb del Robatorio y assarb Ancha, que bordean el Fondo d'Elx-Crevillent por su extremo S, atraviesan las Salinas de Santa Pola y desembocan en la Gola del Vinalopó. A éstos hay que añadir los azarbes específicos de la explotación salinera. En el Fondo d'Elx-Crevillent destaca el Canal Principal de Riegos de Levante que divide la laguna en dos embalses, y son significativos el assarb del Riatxo que discurre por el margen derecho del Fondo d'Elx-Crevillent y se encuentra con el río Segura cerca de su desembocadura y, el assarb de la Partición que enlaza con el anterior hacia el SW de la laguna.

Desde el punto de vista climático, los observatorios más cercanos que ofrecen series continuas son el de la Marina y el de la ciudad de Elx; además también se cuenta con los datos de las estaciones de Santa Pola y el Fondo. Todos los datos muestran valores de temperaturas y precipitaciones que permiten clasificar el clima de este sector, según Köpen, en Csa (subtipo mediterráneo) y como árido, mesotérmico, con poco o nada de superávit en invierno, según del índice de Thornthwaite. A partir de los valores del observatorio de Elx se obtiene 99,8 mm de evapotranspiración potencial al año, 23,8 mm de evapotranspiración real y valores de 0 mm, 76 mm y -45,6 mm para los índices de humedad, aridez e índice global, respectivamente (Pérez Cueva, 1994).

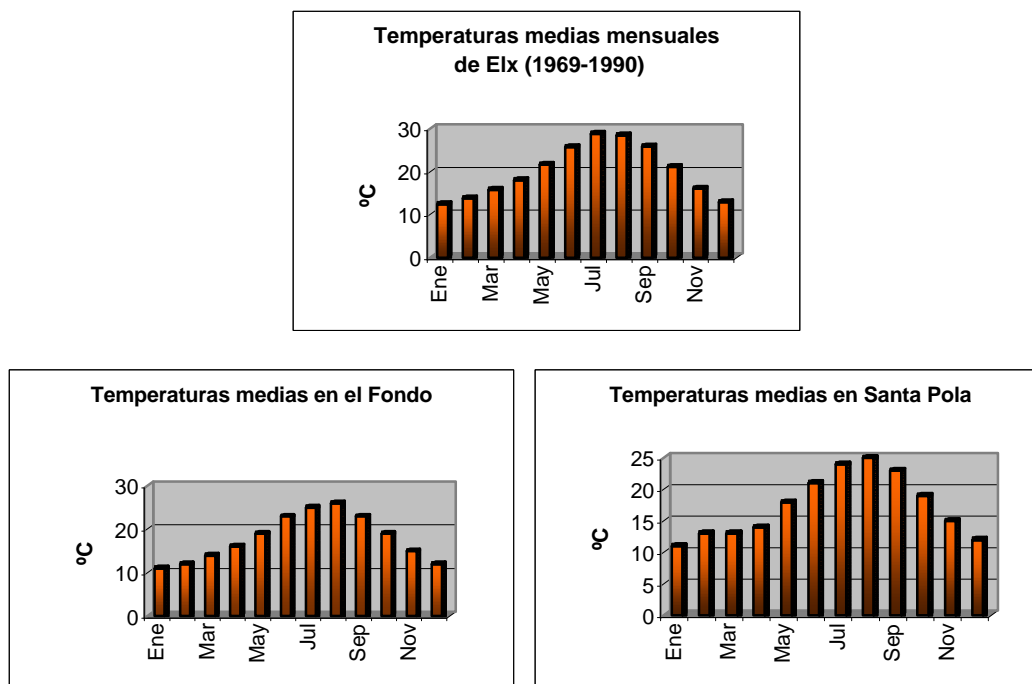


Fig. 2.2.- Temperaturas medias en el área de estudio a partir de las estaciones de Elx, el Fondo y Santa Pola. Los datos han sido extraídos del Plan Rector de Uso y Gestión de los Parajes Naturales de las Salinas de Santa Pola y del Fondo d'Elx-Crevillent.

La temperatura media anual está situada en torno a los 20 °C, según los datos del observatorio de Elx (fig. 2.2). La distribución mensual de las temperaturas indica un máximo localizado en el mes de julio (29 °C), seguido por agosto, con 28,5 °C; no obstante, las estaciones del Fondo y Santa Pola, ofrecen el máximo ascenso de las temperaturas en el mes de agosto, con 26°C y 25 °C, respectivamente. Las temperaturas invernales son suaves, siendo el mes de enero el más frío, entre 10°C y 11°C. Por tanto, y debido a la proximidad del mar, la amplitud térmica es baja a lo largo del año ya que, aunque las máximas son elevadas durante el verano, en invierno las mínimas no son acusadas. La dinámica de las temperaturas muestra un ascenso progresivo de los valores térmicos hasta julio, que se mantiene en agosto hasta comenzar la dinámica de descenso a partir del mes de septiembre.

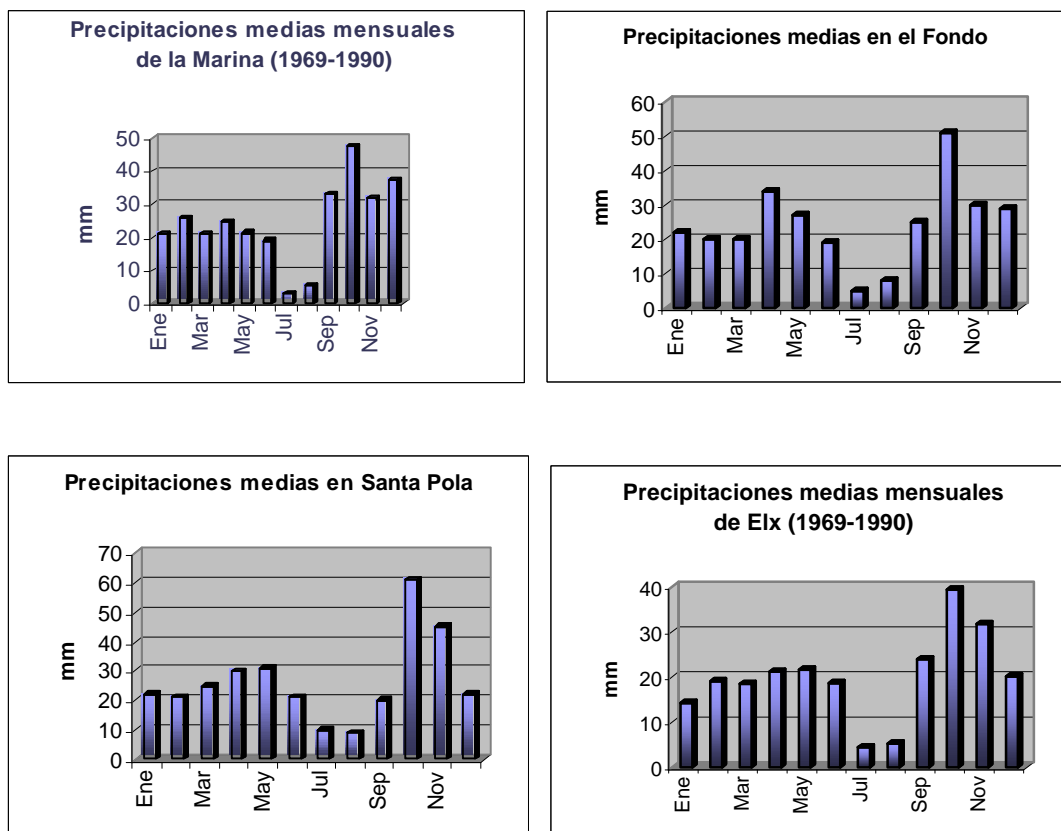


Fig. 2.3.- Precipitaciones medias del área de estudio a partir de las estaciones de la Marina, Elx, el Fondo y Santa Pola. Los datos han sido extraídos del Plan Rector de Uso y Gestión de los Parajes Naturales de las Salinas de Santa Pola y Fondo d’Elx-Crevillent.

Desde el punto de vista pluviométrico, las precipitaciones son escasas e irregulares a lo largo del año, según los datos de los observatorios de la Marina, Elx y las estaciones de Santa Pola y el Fondo (fig. 2.3). Las medias anuales oscilan entre los 238 mm de Elx y los 290 mm de las estaciones del Fondo y la Marina. La distribución mensual de las precipitaciones medias muestra un valor destacado en otoño, donde las máximas se observan en el mes de octubre (60 mm en Santa Pola, 50 mm en el Fondo, 40 mm en Elx y 45 mm en La Marina), con un segundo pico en los meses de primavera, especialmente entre abril y mayo, que registra unos 20 mm de media en todas las estaciones con la excepción del Fondo donde se observa un incremento importante de las precipitaciones en el mes de abril (35 mm). A diferencia de las temperaturas, desde el punto de vista pluviométrico se constata un régimen muy contrastado, con mínimas precipitaciones entre los meses de julio y agosto (4 mm/año de media, en todos los observatorios). Según el índice de Thornthwaite, el balance hídrico es muy deficitario ya que se sitúa en torno a 650 mm/año, con déficit

de humedad en los períodos marzo-noviembre en el observatorio de Elx y febrero-noviembre en el Fondo. En la estación de Santa Pola, pese a que las precipitaciones son más elevadas, el déficit hídrico asciende a cerca de 730 mm durante todo el año. Las altas temperaturas estivales, la escasez de precipitaciones y su irregularidad interanual explican las altas tasas de aridez del sector.

En definitiva, las precipitaciones en este sector son escasas y presentan un régimen muy contrastado, con momentos de sequía durante los meses estivales y máximas en los meses equinocciales, especialmente en el período otoñal; ya que la temperatura de la superficie del mar Mediterráneo ofrece mayor diferencia, tras el verano, con las borrascas del frente polar que discurren por esta zona en otoño y primavera (Pérez Cueva, 1994). El factor climático controla el régimen de los ríos, cuyos cursos presentan un ritmo estacional que sigue la curva de precipitaciones, por lo que se registra en todos ellos variaciones que dependen de la distribución mensual de las lluvias. Este máximo otoñal, más o menos acusado, suele ser el principal coincidente con las avenidas extraordinarias. En este sentido, puede concluirse que los ríos descritos son claros exponentes de las ramblas mediterráneas, de corto recorrido, fuerte pendiente y régimen esporádico, en los cuales se produce una inoperancia temporal, más o menos prolongada, de los mecanismos de la escorrentía superficial (Segura, 1990). Como es evidente, el río Segura no pertenece a esta categoría.

A partir de lo expuesto, el mantenimiento en la actualidad del Fondo d'Elx-Crevillent y las Salinas de Santa Pola como zonas húmedas se ve favorecido por una serie de factores, entre los que podríamos destacar: a) la situación topográfica de menor cota respecto a la cuenca vertiente, donde afluyen las aguas superficiales y subterráneas y donde se depositan los materiales más finos, que impiden la infiltración del agua y favorecen la instalación del acuífero superficial, b) el emplazamiento equinoccial de las precipitaciones, que coincide con cierta suavidad térmica, supone menos pérdidas por evaporación y permite la presencia de la masa de agua por un período de tiempo más largo, c) las características estructurales de la cuenca que propician la subsidencia y, por tanto, la instalación de cuencas endorreicas, y finalmente d) los bombeos antrópicos desde el mar que se realizan para la explotación salinera, en el caso de las Salinas de Santa Pola, y desde la

desembocadura del río Segura, para el caso del Fondo d'Elx-Crevillent. No obstante, la merma de caudales de los ríos Segura y Vinalopó, debido a las múltiples captaciones río arriba y a las canalizaciones, ponen en peligro la futura continuidad de estas zonas como espacios húmedos.

Entre los principales usos del suelo en el área de estudio hay que mencionar la explotación salinera, en las Salinas de Santa Pola y la agricultura, que aprovecha los cinturones de marjal que se establecen en los alrededores de los acuíferos superficiales, cuyas aguas de riego son extraídas sobre todo de los embalses artificiales del Fondo d'Elx-Crevillent. Entre otras actividades económicas desarrolladas en la zona destacan la pesca y la caza.

La explotación salinera se realiza en las Salinas de Santa Pola a partir de las Salinas de Bonmatí y las Salinas de Braç del Port y una serie de charcas de agua salobre con mayor o menor grado de salinidad. Estas salinas fueron creadas artificialmente hacia finales del siglo pasado y su funcionamiento ha sido constante hasta la actualidad (fig. 2.4.).

La agricultura se desarrolla sobre todo en los alrededores del Fondo d'Elx-Crevillent y en el abanico del río Vinalopó. Debido a la escasa fertilidad de los suelos del área, por el contenido en sales, los principales cultivos son la palmera datilera, el algodón, el granado, la alfalfa y los cereales, es decir, resistentes a la salinidad del medio.

Las actividades de la caza y la pesca se practican en el Fondo d'Elx-Crevillent y en las Salinas de Santa Pola; aunque en esta última en menor medida. Esta área era reconocida ya desde la Edad Media como un importante cazadero de aves acuáticas. Las considerables extensiones de agua, la abundante vegetación palustre y una comunicación directa con el río Segura a través del Canal Principal de Riegos de Levante, hacen que esta zona tenga un importante valor piscícola. Según el Plan Rector de Uso y Gestión del Paraje Natural del Fondo d'Elx-Crevillent, las especies más capturadas son la carpa (*Cyprinus carpius*), anguila (*Anguilla anguilla*), mújoles (*Mugil* sp.) y chirrete (*Atherina* sp.).



Fig. 2.4.- Ejemplo de la explotación salinera de las Salinas de Santa Pola

Según Rosselló (1993), antes de la instalación de las salinas l'Albufera d'Elx fue utilizada también para la obtención de junco y barrilla, al menos desde el siglo XIII. El junco se utilizaba sobre todo en Crevillent para la fabricación de esteras (Gozálvez, 1975) y la barrilla se empleó de forma abundante en la industria jabonera de Elx del siglo XIV, y desde el siglo XVIII fue un cultivo comercial hasta los años treinta de la pasada centuria (Gozálvez, 1977).

El desarrollo de actividades de los sectores primario y secundario han transformado de forma notable el entorno paisajístico de este sector, pero sin duda las máximas agresiones al paisaje han sido propiciadas por la progresiva terciarización que se ha registrado en el área de estudio desde el siglo XIX. En la pasada centuria ya está documentada la atracción turística de esta zona, aunque de ámbito comarcal y es a partir de 1960, en Platja Lisa, cuando se constata el inicio de las urbanizaciones modernas, que posteriormente se extienden al litoral inmediato de Santa Pola (Gozálvez, 1977).

Las Salinas de Santa Pola y el Fondo d'Elx-Crevillent son dos lagunas separadas por 3 km en sus puntos más cercanos. Ambas fueron declarados Parajes Naturales en 1988, debido a su importancia como zonas húmedas.

Los Parajes Naturales del Fondo d'Elx-Crevillent y las Salinas de Santa Pola: Situación actual

Las zonas húmedas de las Salinas de Santa Pola y el Fondo d'Elx-Crevillent fueron declaradas Paraje Natural mediante los Decretos 190/1988 y 187/1988, respectivamente, a partir de los cuales se establece un régimen especial de protección de acuerdo con las normas básicas contenidas en la Ley 5/1988, de 24 de junio, por la que se regulan los Parajes Naturales de la Comunidad Valenciana. Las Salinas de Santa Pola y el Fondo d'Elx-Crevillent están incluidos en la lista de Zonas Húmedas de Europa y N de Africa del Proyecto Internacional MAR (1965) y ratificado en la Convención Internacional sobre Zonas Húmedas y Aves Acuáticas de Ramsar (Irán) 1971, para la protección de humedales de importancia internacional. Asimismo, se encuentra declarada como "Zona de Especial Importancia para las Aves" (ZEPA), a partir de lo dispuesto en la Directiva 79/409 de la CEE.

A) Paraje Natural de Las Salinas de Santa Pola

El Paraje Natural de las Salinas de Santa Pola presenta una superficie natural de 2.470 ha. Esta formación litoral, situada en el término municipal de Santa Pola, está limitada hacia el interior por el abanico aluvial del Vinalopó y por los depósitos aluviales de los barrancos de las sierras de Santa Pola y el Molar. La separa del mar una restinga arenosa situada entre las sierras del Molar y Santa Pola, que aumenta su extensión de forma considerable hacia el N (fig. 2.5).

No se conoce con exactitud la fecha de instalación de las salinas, pero tanto la del Braç del Port como la de Bonmatí parecen datar de principios de siglo. En el caso de las salinas del Braç del Port, su instalación completa probablemente llevó varias décadas, debido a su gran tamaño. La configuración final de los circuitos, de los canales de distribución de agua y los de drenaje periféricos tal como se conoce en la actualidad, pudo quedar concluida en la década de los cuarenta.



2.5.- Vista aérea del Paraje Natural de las Salinas de Santa Pola. Extraída del Apéndice a la Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana (1989).

El agua de las Salinas de Santa Pola presenta una alta concentración de sales, sobre todo en el emplazamiento de la explotación salinera y muestra una fuerte gradación de salinidad desde el mar hacia el interior. Además, según el Plan Rector de Uso y Gestión del Paraje Natural de las Salinas de Santa Pola, está muy contaminada debido a varias causas, entre las cuales podríamos mencionar: a) las aguas de retorno de riego procedentes de la cuenca del Vinalopó, que llegan sobre todo a las balsas de agua dulce en el Braç del Port, ya que esta salina no está protegida de las entradas de agua continental por el azarbe que la rodea, b) la acción antrópica que contribuye a la contaminación a través de vertidos a los azarbes, filtraciones del agua de riego de cotas superiores, etc. Esta actividad humana provoca procesos de eutrofización debido a la concentración de fosfatos, que se observa sobre todo en los azarbes. Son también aguas muy mineralizadas, por el enriquecimiento en sulfatos y cloruros que ocasionan sobre todo tres factores: los aportes del río Vinalopó, que atraviesan materiales evaporíticos, la cercanía del mar y la influencia del retorno del riego.

Según el Apéndice a la Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana (1989), pueden distinguirse varios biotopos en esta zona húmeda:

a) En la zona litoral, entre la Torre del Tamarit y las Casas de las Salinas, se desarrollan sobre el cordón arenoso las comunidades vegetales de barrón (*Ammophiletea*), con *Ammophila arenaria*, *Agropyrum junceum*, *Lotus creticus*, etc. y detrás de esta formación aparece el pino piñonero y el pino carrasco. La fauna más característica de esta barra litoral son comunidades de coleópteros, lacértidos (lagartija colirroja –*Acanthodactylus erythrurus*-, colilarga –*Psammodromus algirus*- y cenicienta –*Psammodromus hispanicus*-, lagarto ocelado –*Lacerta lepida*-, etc.), culebra bastarda (*Malpolon monspessulanus*), culebra de escalera (*Elaphe scalaris*) y culebra bordelesa (*Coronella girondica*). Las aves constituyen la fauna más vistosa, representadas por: el chorlitejo patinegro (*Charadrius alexandrinus*); los mamíferos: la rata común y campestre, el ratón de campo y casero, etc.; y otros grupos como las musarañas, el zorro, la comadreja, el conejo, la liebre, etc.

b) En la explotación salinera, donde el agua es salobre, se desarrollan comunidades de plantas que enraizan en el fondo y que pertenecen a la clase de *Rupietea maritimae*. Entre las balsas se instalan comunidades típicas de saladar y bandas de carrizos en los bordes de los azarbes. La alta concentración de nutrientes permite elevadas densidades de organismos planctónicos que son la base para la sustentación de la fauna íctica y ornítica. A medida que la salinidad aumenta, la diversidad biológica se va reduciendo hasta los dominios de bacterias halófilas, donde se desarrollan comunidades que otorgan al agua tonalidades rosadas. En general, en las salinas es muy común el crustáceo *Artemia* salina, el pez *Aphanius iberus*, endémico de esta zona, así como algunas especies marinas, entre las que destacan: lubina, lenguado, dorada, etc. Otra fauna representada es la culebra viperina (*Natrix natrix*) en azarbes y canales, y otros grupos como murciélagos, musarañas, zorros, ratas, etc. Las aves son el grupo más importante de este sector, entre las que tenemos durante todo el año: las aves nidificantes como la limícola *Recurvirostra avosseta*, la cigüeñuela (*Himantopus himantopus*), chortilejo patinegro (*Charadrius alexandrinus*), charrancito (*Sterna albifrons*), charrán común (*Sterna hirundo*), gaviota reidora (*Larus ridibundus*) y gaviota patiamarilla (*Larus cachinnans*). Durante el invierno se registran las máximas concentraciones de aves, que acuden a este espacio en busca de alimento. En esta estación además abundan las anátidas, como el pato cuchara (*Anas clypeata*), ánade rabudo (*Anas acuta*), ánade silbón (*Anas*

penelope), cerceta común (*Anas crecca*), pato colorado (*Netta rufina*) y porrón común; así como los limícolas: avoceta, cigüeñuela, chortilejo patinegro, correlimos común (*Calidris alpina*), correlimos menudo (*Calidris minuta*) y aguja colinegra (*Limosa limosa*), así como la garza real (*Egretta cinerea*), garceta común (*Egretta garzetta*) y cormorán grande (*Phalacrocorax carbo*). Entre las aves migratorias destacan por su vistoso colorido y su gran abundancia (hasta 8.000 individuos) los flamencos (*Phoenicopterus ruber*), cuya principal fuente de alimentación son los crustáceos.

c) En los bordes occidentales del Paraje existen terrenos de saladar, transformados y degradados por la acción antrópica. Hay que destacar la fuerte presión urbanística que existe en el entorno inmediato al Paraje Natural, con fines fundamentalmente turísticos. Su localización en primera línea de costa, la buena accesibilidad que presenta y su proximidad al núcleo de Santa Pola, son factores explicativos de esta atracción.

Desde el punto de vista edáfico, según el Plan Rector de Uso y Gestión del Paraje Natural de las Salinas de Santa Pola, los suelos que caracterizan este espacio tienen dos características principales: alta salinidad y un nivel freático muy próximo a la superficie. En conjunto, los suelos más representativos son los hidromorfos o gleysoles (con exceso de agua), haloformos o Solonchack (con contenido elevado de sales), intermedios entre solonchak y solonetz (con cierto contenido en sal) y los arenosoles. También se constata la existencia de cambisoles en un pequeño polígono en el interior del paraje. No obstante, las formaciones edáficas dominantes en toda la zona húmeda son los suelos halomorfos.

B) Paraje Natural del Fondo

Unos 10 km hacia el interior de la línea de costa actual y a unos 3 km del extremo más occidental de las Salinas de Santa Pola se encuentra el Fondo d'Elx-Crevillent, que tiene una extensión de 2.387 ha. Se trata de una laguna interior parcialmente cerrada por sucesivos conos de acumulación ocasionados por varias

fases de difluencia de la desembocadura del río Vinalopó (Sanjaume, 1985), que en la actualidad está embalsada a partir de los embalses de Poniente y Levante y cuyas aguas sirven para el riego de los cultivos de los alrededores (fig. 2.6.).



Fig. 2.6. Vista del Paraje Natural del Fondo d'Elx-Crevillent desde la Serra de Crevillent

El Canal Principal de Riegos de Levante, de 21,5 km de longitud y unos 2,5 m de profundidad, conduce las aguas desde las proximidades de la desembocadura del río Segura y alimenta los embalses de regulación de riego del Fondo d'Elx-Crevillent que se instalaron aprovechando la depresión natural que ocupaba la laguna. Según el Apéndice a la Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana (1989), el embalse de Levante, con 450 ha de extensión, tiene una capacidad de 5 millones de m³ y el de Poniente, de 650 ha de superficie, puede almacenar hasta 11 millones de m³ de agua.

También en este paraje se registran una elevada temperatura media del agua, que oscila unos 3 ó 4 °C a lo largo del día respecto a la temperatura ambiente, un alto grado de mineralización, por las concentraciones de sulfatos y cloruros, y un elevado nivel de eutrofia. Además, según el Plan Rector de Uso y Gestión del Paraje Natural del Fondo d'Elx-Crevillent, el agua que discurre por los azarbes procedentes de este espacio húmedo presentan un gran contenido en sólidos disueltos (a veces >3 g/l). Estos valores no incidirían en el agua de las lagunas si no se produjesen bombeos

para mantener los niveles hídricos de las mismas, lo que supone un deterioro que afecta al funcionamiento del ecosistema.

Según el Apéndice a la Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana (1989), entre la vegetación que caracteriza los embalses tenemos la flotante, como las lentejas de agua (clase *Lemnetea*) y la enraizada (clases *Ruppiaetea* y *Potamotea*), mientras que en el borde se desarrolla la flora típica de los ambientes palustres: *Phragmites*, *Typha* y *Scirpus*, donde destacan los juncales (*Scirpus*) que se instalan en el contacto con el saladar. Entre los invertebrados están la pulga de agua (*Daphnia*) y la gambeta (*Palaeomonetes zariquieyi*). La fauna ictícola está muy mermada por la contaminación, pero tradicionalmente se han desarrollado anguilas, mújoles, chirrete, etc. Entre los anfibios más habituales contamos con la rana común, el sapo, etc. y entre los reptiles más abundantes tenemos: lagartija colilarga, lagartija colirroja, lagartija ibérica, lagarto ocelado, salamanquesa común (*Tarentola mauritanica*), salamanquesa rosada (*Hemidactylus turcicus*), culebra de escalera (*Elaphe scalaris*), culebra de cogulla (*Macroprotodon cucullatus*), culebra bastarda (*Malpolon monspesulanus*) y las dos *Natrix*. La fauna de mamíferos es muy parecida a la de las Salinas de Santa Pola. La avifauna es también semejante a la de aquel Paraje, aunque aquí condicionada por la menor salinidad del agua. En este Paraje las aves alcanzan un gran desarrollo, sobre todo en invierno, tanto en número de individuos como de especies. Entre las nidificantes destacan: garceta común (*Egretta garzetta*), garcilla bueyera (*Bubulcus ibis*), martinete (*Nycticorax nycticorax*), garza imperial (*Ardea purpurea*), garcilla cangrejera (*Ardeola ralloides*), zampullín chico (*Tachybaptus ruficollis*) y zampullín cuellinegro (*Podiceps nigricollis*); y entre las ánatidas tenemos el pato colorado (*Netta rufina*), el porrón común (*Aythya ferina*), la cerceta pardilla (*Marmaronetta angustirostris*), el tarro blanco (*Tadorna tadorna*), etc.

El cinturón de marjal circundante está muy degradado como consecuencia directa de construcciones antrópicas, por tanto las comunidades avícolas son escasas, entre las que destacan sobre todo las colonias de limícolas, especialmente avoceta y canastera. La vegetación más común son las formaciones de *Arthrocnemetea*.

Desde el punto de vista edáfico, según el Plan Rector de Uso y Gestión del Paraje Natural del Fondo d'Elx-Crevillent, en este espacio húmedo los suelos más

representativos son los gleysoles, solonchak, fluviosoles y cambisoles, con la siguiente secuencia de formación: a) se desarrollan gleysoles en las zonas topográficamente más bajas, con oscilaciones del nivel freático y material arcilloso, y con ausencia de alta salinidad, b) aparecen los solonchaks también en cotas bajas pero cuando el contenido en sales es mayor, c) los suelos cambisoles se sitúan en cotas más altas, en áreas con mejor drenaje y por tanto, con el nivel freático más profundo y, finalmente, d) los fluviosoles que se localizan en los abanicos aluviales, a cotas superiores a +10 m s.n.m.

3.- ANTECEDENTES

En este capítulo se pretende ofrecer, en primer lugar, una visión general de los resultados alcanzados por el proyecto “La Nao”, donde se incluye esta investigación; en segundo lugar, un resumen de los principales trabajos que se han llevado a cabo en el contexto cuaternario de l’Albufera d’Elx, tanto desde el punto de vista evolutivo como deposicional. Por último, se completa la revisión bibliográfica a partir de las publicaciones sobre foraminíferos cuaternarios en el marco de la Península Ibérica y Baleares.

3.1.- L’Albufera d’Elx en el marco del proyecto “La Nao”

El proyecto “La Nao” viene estudiando, desde 1990 y con una perspectiva integral, la evolución del litoral valenciano entre Dénia y la desembocadura del río Segura, teniendo en cuenta criterios geológicos, geomorfológicos, sedimentológicos, micropaleontológicos y cronoestratigráficos. En 1990 se realizó la primera campaña marina que tuvo por objeto analizar la plataforma continental interna entre la marjal de Oliva-Pego y la rada de Moraira, desde el punto de vista morfoestratigráfico y deposicional. En 1992 y 1994 se repitieron estas campañas en tramos más al S, entre la rada de Moraira y la Vila Joiosa y entre la Vila Joiosa y el Cap de Santa Pola, respectivamente. Este proyecto era dirigido por la Dra. María Pilar Fumanal, del Departamento de Geografía de la Universitat de València, en colaboración con los Departamentos de Geología y Biología Vegetal, de la misma universidad, y con el Instituto Español de Oceanografía.

Los resultados de este proyecto han producido un gran número de trabajos y publicaciones en revistas nacionales e internacionales, en dos de los cuales se han realizado síntesis sobre la evolución cuaternaria del litoral de la provincia de Alicante (Rey y Fumanal, 1996a, Fumanal *et al.*, 1997). Se ofrece a continuación un resumen de las principales interpretaciones obtenidas, tanto en el continente como en la plataforma submarina, por dos razones fundamentales: en primer lugar, los datos tectónicos, estratigráficos, sedimentológicos y, sobre todo, micropaleontológicos y cronoestratigráfico que aporta este proyecto son de gran interés para este trabajo ya que las áreas estudiadas con anterioridad están muy próximas a la que nos ocupa y es

posible contrastar nuestros resultados. En segundo lugar, porque esta investigación está enmarcada en este proyecto y ha sido posible en gran medida gracias a él.

3.1.1.- EL LITORAL

En el litoral valenciano se alcanza la máxima representación de las costas acantiladas en el Mediterráneo español, debido al avance de los sistemas béticos. Se inician al sur de la provincia de Valencia en los contrafuertes del Montgó, con el Cap de Sant Antoni que marca el límite meridional del óvalo valenciano. Después de la bahía de Xàbia, la costa se escarpa de nuevo hasta el Puntal de Moraira, seguida por tramos de acantilados bajos hasta el Morro de Toix, con la única excepción del mogote calcáreo del Penyal d'Ifac. La Serra Gelada marca la separación entre las ensenadas de Altea y Benidorm; al sur de esta última la costa se eleva nuevamente pero en acantilados medios, constituidos en facies flysch, que adquieren mayor envergadura a partir de la Vila Joiosa. Hacia el S del Campello se desarrollan de forma continua costas bajas de acumulación, con la excepción del Cap de les Hortes; Santa Pola y el Molar son acantilados fósiles, pero en la actualidad funcionan como litorales de morfología baja.

En las proximidades del Puntal de Moraira se produce un cambio litológico donde las calizas septentrionales dejan paso a una serie cenomanense formada por calizas, calizas margosas y margas (IGME, 1975). Este factor tiene una doble repercusión en la forma del acantilado: por una lado explica la diferencia de altura y suaves morfologías respecto a los escarpes septentrionales, y por otro, según Sanjaume (1985), la disposición de las calizas en el techo y margas en la parte basal se traduce en la aparición de una estrecha plataforma de abrasión en la que abundan los escollos.

Intercaladas entre estos frentes acantilados se sitúan las bahías de Xàbia, Moraira, Calp, Altea, Benidorm, Alicante y Santa Pola, aprovechando llanuras aluviales o depresiones morfoestructurales. Como contraste a los litorales escarpados, en este tipo de costas predominan las formas de acumulación donde, en algunas de ellas, debido al constante suministro sedimentario y las altas o moderadas tasas de subsidencia, se registran sistemas de restinga-albufera. La extensión de estos llanos

costeros se amplía o se reduce en función de la proximidad de las formaciones orográficas y entre las acumulaciones sedimentarias más importantes destacan la Playa de Sant Joan, los Arenales del Sol y la Playa de la Marina.

Las secuencias estratigráficas cuaternarias han sido estudiadas en las costas bajas, dominadas por los procesos de sedimentación en sistemas de restinga-albufera y, en ocasiones, en aquellas áreas de morfología actual acantilada que conserva restos de depósitos litorales acumulados en momentos de regresiones del nivel marino.

a) Los sistemas de restinga-albufera son muy abundantes en todas nuestras costas (Rosselló, 1982, Fumanal *et al.*, 1990a, Fumanal *et al.*, 1990b), a diferencia de otras zonas de la Península Ibérica donde debido al efecto mareal son más frecuentes el desarrollo de restinga-marisma intermareal (Blázquez y Usera, 1996b, Cano *et al.*, 1997, 1999). Los registros cuaternarios estudiados en el marco del proyecto “La Nao” son, de N a S: la marjal de Oliva-Pego, la albufera de Xàbia y la albufera de Moraira; los tres han sido estudiados a partir de sondeos mecánicos localizados en función de las características geomorfológicas propias de cada espacio.

La marjal de Oliva-Pego es un exponente de la morfología costera que caracteriza el óvalo de Valencia, formado por costas bajas del tipo restinga-albufera que se suceden hacia el sur sin interrupción desde el N de la ciudad de Valencia.

Según varios autores (Dupré *et al.*, 1988, Fumanal *et al.*, 1989, Mateu, 1989, Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1991a, 1991b, Usera y Mateu, 1995, Viñals, 1996, García-Forner, 1997), el depósito más antiguo estudiado en esta zona se atribuye a la fase positiva marina del estadio isotópico 5e, y se corresponde con una arenisca calcárea localizada a -50 m. Dentro de este mismo interglacial, otras pulsaciones similares (5c y 5a), aparecen a -45 m y -25 m, respectivamente. A continuación se produce la desecación de las antiguas lagunas, así como procesos de construcción eólica, formación de suelos y erosión a partir de arroyadas concentradas de origen continental; todo ello como consecuencia de la regresión marina del Pleistoceno superior (estadios 4 al 2). La transgresión Flandriense se caracteriza de nuevo por facies litorales con abundante fauna marina y foraminíferos estenohalinos: *Haynesina depressula* (Walker & Jacob), *Miliolinella sidebottomi* (Martinotti), etc., además de

otras especies relacionadas con el medio marino. Durante el Holoceno superior la estabilización del nivel marino permitió el desarrollo de sistemas de restinga-albufera que culminan su formación en época romana (Carmona, 1990, 1995, Ferrer, 1997). Durante los últimos milenios las fases de progradación o retroceso que se registran en esta área parecen responder más a cambios en la dinámica marina que a variaciones climáticas (Ferrer, 1993, 1997). En el litoral del Golfo de Valencia los cambios postflandrienses también parecen tener un origen dinámico (Sanjaume *et al.*, 1996).

La bahía de Xàbia es una depresión tectónica intercalada entre el Cap de Sant Antoni y el Cap de la Nau, en las cordilleras Béticas; en ella el río Gorgos construye un amplio llano aluvial que, en fases anteriores, se desarrolló bajo las características morfosedimentarias de un abanico, en el que posteriormente se encaja y forma un sistema de terrazas distribuidas a tres cotas distintas (Martínez Gallego *et al.*, 1992). En la costa destaca un conjunto de cuerpos arenosos consolidados (els Muntanyars), que pertenecen al sistema dunar de una restinga de edad pleistocena. A su resguardo persisten pequeñas áreas marjaleñas (el Salobre y el Saladar), hoy prácticamente colmatadas. La playa de l'Arenal constituye la única acumulación arenosa formada por la actual dinámica marina, que aprovecha un entrante estructural producto de la activa neotectónica.

Según varios autores (Rosselló, 1977, Fumanal y Viñals, 1989b, Fumanal *et al.*, 1991, 1993b, 1994, 1995, Usera *et al.*, 1990a, Usera y Mateu, 1995, García Forner, 1997), este antiguo sistema de restinga albufera, ahora colmatado, ha sufrido varias fases en su evolución a lo largo del Cuaternario. El depósito más antiguo se localiza en la base del sondeo más continental (entre 32 y 25 m de profundidad); se trata de un conglomerado fluvial propio de una regresión marina. Entre -27 y -25 m se observan facies sedimentarias infralitorales formadas por cantos aplanados con perforaciones de *Lithophaga* sp. y una biofacies rica en fragmentos de briozoos, algas y foraminíferos bentónicos: *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob), *Eponides repandus* (Fishtel & Moll) y *Nonion commune* (D'Orbigny). Este episodio transgresivo representa un máximo eustático anterior al estadio isotópico 7. Tras una fase regresiva, con procesos sedimentarios de origen continental, en los perfiles más próximos al mar, entre -18 y -16 m, se registra una nueva etapa positiva del nivel del mar atribuida al estadio isotópico 7, donde son frecuentes las especies de

foraminíferos estenohalinos: *Lobatula lobatula*, *Cibicides refulgens* Montfort, *Elphidium crispum* (Linné), etc. Después de la regresión costera del estadio isotópico 6, y también en los sondeos más litorales, entre -8 y -6 m, se detecta el estadio isotópico 5e en una playa de arena oolítica con *Glycymeris violascens* (Lamarck) y *Pecten* sp., foraminíferos planctónicos: *Globorotalia truncatulinoides* (D'Orbigny), *Globoquadrina dehiscens* y bentónicos: *Ammonia beccarii* (Linné), *Triloculina trigonula* (Lamarck), etc. Este episodio culmina con areniscas calcáreas compuestas por foraminíferos y algas rodoíceas: *Lithothamnium* sp., *Melobesia* sp. y *Amphiroa* sp. Finalmente, durante el Holoceno se instaura un ambiente lacustre que comienza con un depósito palustre de origen fluvial que va aumentando de salinidad de forma progresiva a medida que se acerca el nivel del mar flandriense. Este último ambiente se refleja en la presencia de foraminíferos de aguas salobres: *Haynesina germanica* (Ehremberg), *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez), *Ammonia beccarii tepida* (Cushman) y *Elphidium excavatum* (Terquem).

En la bahía de Moraira también se desarrolla un pequeño sistema de restinga albufera de edad pleistocena, que ha sido rellenado casi por completo a partir de los aluviones procedentes de los barrancos que drenan las sierras más próximas (Fumanal y Viñals, 1989a, Viñals y Fumanal, 1990, 1991, Fumanal *et al.*, 1993c). En esta costa el sustrato mesozoico aparece a -10 m y sobre él se registran niveles de cantos y gravas con matriz de limoarena sin organización interna hasta los -6 m; a partir de esta cota la secuencia continúa con arcillas oscuras de facies lagunares. En superficie se observa un cuerpo arenoso cementado que corresponde a las dunas que conformaban la antigua restinga, constituido por dos niveles: el de la base, oolítico, es atribuido al estadio 5e y el del techo está formado por granos de cuarzo y calcita. En la actualidad esta restinga aparece rota por su extremo SW, donde se instala la barra holocena constituida por arenas sueltas.

b) En los sectores acantilados se han localizado una serie de secuencias alojadas en abrigos y cuevas que dan testimonio de algunos de los episodios morfogenéticos acaecidos durante las fases pleistocenas de retroceso del nivel marino. Su conservación también depende de la tectónica de subsidencia o de elevación que se desarrolla localmente.

El tramo costero situado entre la población de Dénia y el Cap de Sant Antoni (160 m), se caracteriza por la existencia de un microacantilado detrítico, de unos 2 m de altura máxima, formado por materiales pleistocenos. El abrupto paisaje de este saliente estructural interrumpe la persistente morfología de costas bajas y arenosas septentrionales para dar paso al tramo de acantilados altos más notable de las costas valencianas. Enmarcado por relieves de alineación prebética y litología calcárea, este espacio se articula a favor de un extenso glacis de poca pendiente que permite la instalación de ambientes de marjal, alimentados por la escorrentía del río Girona (Costa, 1977). En este sentido, la Punta de l'Almadrava, situada en el extremo del abanico aluvial de este río, está constituida por una serie de mantos aluviales que se remontan al menos al Pleistoceno medio y que ha sufrido el desmantelamiento de la parte distal durante el máximo flandriense como consecuencia de la erosión del agente marino (Ferrer y Gisbert, 1991, Ferrer, 1997).

Los registros sedimentarios conservados son escasos debido a la marcada subsidencia que acusa este sector, aunque se reconocen playas fósiles situadas hoy a +2 m en la costa meridional de Dénia (Ferrer, 1993, 1997), con anterioridad reconocida por Dumas (1977a) y Goy (1977). La secuencia más completa se localiza entre las series de Cova Foradada, Cova Tallada, les Arenetes y la Raconada (Fumanal *et al.*, 1993a, Fumanal *et al.*, 1997). Cova Tallada representa en la base un ciclo transgresivo-regresivo que es atribuido al Pleistoceno medio, formado por dos niveles de playa, a + 1 m s.n.m., en contacto discordante; sobre ellos se superpone un coluvión brechificado. Al Pleistoceno superior corresponde un tercer depósito de playa que presenta abundantes bioclastos, restos de *Glycimeris* sp. y perforaciones de *Lithophaga* sp., situada a + 0,5 m s.n.m. (la Raconada, Cova Tallada, Foradada). Con este último nivel de playa se asocia cronológicamente una eolianita rampante (Cova Tallada) sobre la que se deposita otro potente coluvión, también del Pleistoceno superior.

Entre el Cap de la Nau y el Puntal de Moraira se desarrollan los acantilados más altos de nuestras costas. Pertencen al Prebético y están formados en calizas del Cretácico, que forman parte del anticlinal de la Llorença (Vera, 1983). Entre Cap Negre y l'Illa del Descobridor se abre una costa recortada, esculpida sobre flysch y calizas oligocenas, que culmina en las inmediaciones del faro del Cap de la Nau (120

m). Este acantilado subvertical presenta una reciente fracturación de dirección próxima a la N-S, que también afectó al Oligoceno y Burdigaliense del sur de Cap Martí (IGME, 1975). El sector litoral al sur del Cap de la Nau constituye un tramo acantilado edificado sobre unidades litoestratigráficas de materiales béticos en los que se intercalan ensenadas, calas y playas (Rosselló, 1980). Allí, se desarrolla una amplia representación de afloramientos continentales afectados por la actividad neotectónica de dirección NE-SW, que a su vez controla la sedimentación de la plataforma y da lugar a procesos de subsidencia con escalonamiento de bloques (Fumanal *et al.*, 1993b). Estas costas erosivas alternan con entrantes estructurales marinos, donde se desarrollan las playas y se conservan los depósitos continentales pleistocenos remanentes (Fumanal *et al.*, 1992). Abundantes depósitos sedimentarios se han acumulado al pie de estos relieves que, a tenor de las oscilaciones de la línea de costa, reflejan sistemáticamente una secuencia estratigráfica en la que alternan niveles de coluviones de cantos y bloques con matriz arcillosa y materiales de origen fluvial, con formaciones eólicas que en ocasiones la recubren (Fumanal y Viñals, 1989d).

La secuencia más completa de este sector se conserva en vaguadas y al pie de los acantilados, cuya base está erosionada por la acción del oleaje; la forman la combinación de las series de Granadella, Testos, Cala del Barranc de la Viuda, y Cendres (Rosselló, 1980, Fumanal y Viñals, 1989c, 1989d, Badal *et al.*, 1989, Viñals y Fumanal, 1990, Badal *et al.*, 1991, 1993, Fumanal *et al.*, 1993a, Rey y Fumanal, 1996a, Fumanal *et al.*, 1997). En la base se observan dos episodios de coluvionamiento en contacto erosivo, que alcanzan un espesor de 4,5 m, y son el resultado de la progradación continental consecuente a un bajo nivel eustático, producido en el Pleistoceno medio (series Granadella y Cala del Barranc de la Viuda). Una transgresión marina posterior se refleja en la serie Testos, a partir de un depósito infralitoral con abundantes bioclastos, localizado a +45 m s.n.m y asimilado al estadio isotópico 9. Este ciclo culmina con un coluvión detectado en la serie Granadella. El estadio isotópico 5 está representado por playas adosadas al borde acantilado y por eolianitas rampantes conservadas en Cendres; la más antigua es oolítica y la más reciente está formada por arenas calcáreas y silíceas. La oscilación negativa del mar durante los estadios siguientes (4-2), permite la construcción de un

último coluvión, presente en Cendres y Granadella, hoy parcialmente destruido por la transgresión flandriense.



Fig. 3.1. Frente acantilado del Penyal d'Ifach. Foto tomada durante la campaña marina La Nao'92

Entre el Puntal de Moraira y la Serra Gelada afloran materiales neógenos poco consistentes (calizas, margas y areniscas), que en ciertos tramos forman acantilados medios (50 m), muy vulnerables a la acción del oleaje. Entre ellos se intercalan frentes abruptos y elevados (150 m) como Ifac (fig. 3.1), Morro de Toix o Serra Gelada (fig. 3.2), modelados sobre roca calcárea, que presentan acantilados altos en sus tres vertientes marinas (Yébenes, 2000). La tectónica de fractura es la responsable de que el área de Benissa esté regida por una red de drenaje vergente al sur, a partir de un resalte morfológico marcado por la cota de 300 m que funciona como divisoria de aguas respecto a los barrancos afluentes del río Gorgos (Banyuls, 1990, Martínez Gallego *et al.*, 1995). Esta zona se caracteriza por sus formas y contornos derivados de la red fluvial (Bru, 1983), cuyo encajamiento activo forma un sistema de dos niveles de terrazas. Un conjunto de ramblas cortas y de acusado gradiente recorre una franja estrecha entre el Puntal de Moraira y la Serra de Toix. En la costa, el modelado hoy responde principalmente a la acción erosiva marina y las playas arenosas quedan

reducidas al fondo de las calas (el Canyaret, el Baladrar, la Fustera, de l'Alga, etc.); la playa de l'Ampolla, en Moraira, y la playa de la Fosa, situada al norte del Penyal d'Ifac, consiguen la mayor amplitud (Sanjaume, 1985).



Fig. 3.2. Acantilado de la Serra Gelada donde se observan las eolianitas rampantes que caracterizan su frente oriental. Foto tomada durante la campaña marina La Nao'92

La secuencia más completa de este sector resulta de la combinación de cuatro perfiles: Cala Fustera, Cala Bassetes, Puerto Ifac y Serra Gelada (Rey *et al.*, 1993, Fumanal *et al.*, 1993a, Martínez *et al.*, 1995, Rosselló *et al.*, 1995, Blázquez y Usera, 1996a, Fumanal y Yébenes, 1996, Rey y Fumanal, 1996a, 1996b, Rosselló, 1996, Rosselló y Fumanal, 1996, Fumanal *et al.*, 1997, Rosselló y Fumanal, 1999). Comienza con dos coluviones que corresponden a fases de descenso eustático asociadas al Pleistoceno inferior y medio: uno en Serra Gelada, que arranca desde unos 220 m de altitud y recubre la ladera, y otro, más generalizado, que se correlaciona con los depósitos del mismo origen que forman la base de los registros anteriores (tramos Dénia-Cap de Sant Antoni y Cap la Nau-Puntal de Moraira). Los estadios isotópicos 5, 4, 3 y 2 están representados por cuatro sistemas de dunas rampantes en la serie Serra Gelada, coetáneas con el hemicycle transgresivo-regresivo asociado a la playa tirreniense de Altea, y por un coluvión encontrado en la serie Puerto Ifac, cuyo techo está a + 5 m s.n.m. Otros restos de eolianitas rampantes se

localizan en Cala Fustera (20 m de altura) y en la serie de Puerto Ifac, donde se distinguen dos niveles. Por último, el estadio isotópico 1 está relacionado con coluvios, dunas recientes y una playa flandriense en la Serra Gelada; las formas erosivas propias de altos niveles marinos también caracterizan toda esta costa.

A partir de Benidorm se observan nuevamente acantilados medios en facies flysch hasta las inmediaciones del Campello, donde comienzan a ser dominantes las costas de acumulación que se desarrollan de forma continua hasta Torrevieja, con la interrupción del Cap de les Hortes. En este cabo y en la Illeta dels Banyets en Campello han sido descritas dos terrazas cuaternarias, una del Pleistoceno medio entre 15 y 30 m de altitud y la más reciente de edad tirreniense entre -2 y +3 m datada en 91.000 BP por Dumas (1977a), en 85.000 BP por Stearns & Thurber (1965) y en 85.000 BP por Goy y Zazo (1988). En la Albufereta se han identificado dos niveles marinos: uno del Pleistoceno medio y otro del Tirreniense datado por Dumas (1981) en 85.000 BP. Desde el punto de vista tectónico en las inmediaciones del Cap de les Hortes se registra ya la clara influencia del accidente Cádiz-Alicante cuyos efectos se constatan hacia el S, hasta Torrevieja.

En definitiva, y a partir de los datos extraídos de las referencias anteriores, la cronoestratigrafía cuaternaria del dominio continental objeto del proyecto “La Nao” puede sintetizarse de la siguiente manera:

El Pleistoceno inferior está representado por el potente coluvión carstificado de la Serra Gelada (Fumanal y Yébenes, 1996); es probable que se conserve también sumergido en la plataforma continental adyacente del área de estudio y a bastante profundidad en el óvalo de Valencia (± 100 m). Después de su sedimentación se observa en esta área un episodio de gran erosión. La base del Pleistoceno medio está formada por depósitos continentales en facies fluviales y aluviales (Xàbia, Promontorios de la Nau y Serra Gelada). Un depósito litoral se conserva superpuesto en la bahía de Xàbia y la serie Testos. El estadio isotópico 8 aparece en sedimentos continentales de índole fluvial y aluvial, que progradan sobre la plataforma continental entonces emergida; esta sedimentación continental se registra en muchos puntos: Xàbia (-30-20 m), Cap de la Nau (Cala Granadella, Cala de les Cendres) y rada de Moraira. A continuación, el estadio isotópico 7 de Emiliani es erosivo en el

sector acantilado y deposicional en la bahía de Xàbia y en Cova Tallada. El estadio 6, que coincide con el final del Pleistoceno medio, supone un episodio regresivo indicado por la instalación y consolidación de las importantes estructuras eólicas en Xàbia y Cova Tallada y un importante coluvionamiento entre la Nau y Moraira (Cendres y Granadella). El estadio isotópico 5 de Emiliani, ya del Pleistoceno superior, se manifiesta en todas las serie en facies eólicas e infralitorales. En Pego se observa una potente sedimentación litoral asociada a los estadios 5e, 5c y 5a. Se desarrollan construcciones eólicas en: Xàbia, Cova Tallada, la Nau, Moraira, Ifac y Serra Gelada. Tras el cordón dunar de Xàbia se formaron áreas lagunares con biocenosis de influencia marina, cuya conexión con el mar se establecería por el entrante de l'Arenal. En sectores más meridionales se encuentran los afloramientos con fauna senegalesa: Cap Negret (Altea), Cap de les Hortes, l'Albufereta y los afloramientos ligados a l'Albufera d'Elx. Los estadios 4, 3 y 2 corresponden a una regresión marina que se manifiesta en la progradación de sedimentos continentales: desarrollo edáfico en Pego, eolianitas en Cova Tallada, Xàbia, la Nau, Ifac y Serra Gelada, lagunares en Xàbia y Pego, y coluviales que coronan casi todas las series descritas. El Holoceno inferior está representado por episodios lagunares que se desarrollan en Xàbia y Pego durante el ascenso marino, cuya estabilidad en el máximo flandriense conlleva la formación de playas de cantos, que se localizan en Pego y Serra Gelada, a -2 y $+0,5$ m, respectivamente. Durante el máximo marino se instala una tendencia erosiva en las costas acantiladas, incluido el acantilado detrítico de Dénia y un arrasamiento que hoy encontramos a $+ 2$ m en las costas bajas. En Xàbia, en l'Arenal se forma una pequeña playa de acumulación favorecida por la subsidencia del sector. El Holoceno superior se presenta con una tendencia progradante del continente, aunque discontinua, que se refleja en niveles arenosos productos de la dinámica marina (Ferrer, 1993, 1997, Fumanal y Ferrer, 1998).

3.1.2.- LA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA

La plataforma continental interna se localiza a continuación de la zona infralitoral distal o del *shoreface* y se extiende hasta la batimétrica de unos 40 m. Se trata por tanto, de una franja sumergida sometida en la actualidad a procesos de erosión, transporte y sedimentación en el ambiente marino, donde la influencia

continental y la fuerte dinámica costera disminuyen rápidamente mar adentro (Rey *et al.*, 1982, Zamarreño *et al.*, 1983).

La plataforma continental estudiada en el marco del proyecto “La Nao” pertenece al sector litoral extendido entre la marjal de Oliva-Pego y el Cap de Santa Pola (fig. 3.3).



Fig. 3.3. Estudio geosísmico de la plataforma continental interna durante la campaña La Nao'90

Desde el punto de vista estructural, la morfología de la plataforma valenciana ha estado subordinada a las direcciones convergentes de las cordilleras Bética e Ibérica y a la existencia de la cuenca profunda entre el litoral de la provincia de Valencia y el archipiélago balear. En este marco se han desarrollado dos tipos de plataforma: al N del Cap de Sant Antoni se observa un sistema de fracturas distensivas que han producido *grabens* en graderío y que ha determinado en gran parte la forma general del frente litoral y marino, condicionados por una plataforma de tipo progradante. Al S de este accidente geográfico se desarrolla una plataforma de tipo intermedio, donde los movimientos y basculamientos diferenciales de bloques han sido muy activos durante el Cuaternario; su acción es decisiva en la sedimentación, tanto en la distribución espacial como en el espesor (Fumanal *et al.*, 1993a, Rey y Fumanal, 1996a).

Este contexto estructural incide en la morfología y extensión de la plataforma continental interna, que en la provincia de Valencia presenta una batimetría muy regular y de forma convexa, debido a dos factores fundamentales (Díaz del Río *et al.*, 1986): la importancia de los aportes detríticos y al carácter generalizado de la subsidencia. Esto explica que la plataforma del óvalo de Valencia sea la más desarrollada de la Península Ibérica (Rey y Medialdea, 1989). Según Somoza y Rey (1991), hacia el S, en los alrededores de Dénia, la amplitud de la plataforma y el espesor de los sedimentos pliocuaternarios disminuyen progresivamente a causa de la morfoestructura del contexto bético. Desde el punto de vista morfológico, también aquí se trata de una superficie con poca irregularidad topográfica, salvo pequeñas elevaciones o afloramientos superficiales de sedimentos consolidados como es el caso de un cuerpo litoral alargado y paralelo a la costa, situado a -34 m de profundidad en el sector Oliva-Dénia (Somoza y Rey, 1991). En el tramo meridional del Golfo de Valencia, ya en las inmediaciones de l'Almadrava se generalizan este tipo de depósitos.

Como corresponde a un margen de tipo intermedio, hacia el sur del Cap de Sant Antoni las unidades deposicionales cuaternarias aparecen con un desarrollo muy desigual, tanto en lo que se refiere a su potencia como a su trazado horizontal, no sólo debido al comportamiento diferencial de la sedimentación, sino también a la fracturación que afecta a los niveles cuaternarios, incluso a los del Holoceno reciente (Fumanal *et al.*, 1993a). Respecto a los rasgos morfológicos, las unidades sedimentarias se depositan en una plataforma que sigue progresivamente reduciendo su amplitud a medida que alcanza posiciones más meridionales (Rey y Díaz del Río, 1983).

En este marco, a partir de los resultados del proyecto “La Nao” se pueden distinguir tres sectores en la plataforma continental valenciana desde el punto de vista sedimentario (Fumanal *et al.*, 1997). Al N del Cap de Sant Antoni la plataforma se caracteriza por presentar acumulaciones sedimentarias plio-cuaternarias de muy elevada potencia como consecuencia de la subsidencia generalizada que presenta este sector. Las morfologías más frecuentes son barras de arena, prodeltas, abanicos aluviales y prismas litorales (Goy *et al.*, 1987a, Rey y Fumanal, 1996a). Entre el Cap de Sant Antoni y el Puntal de Moraira se constata la influencia de las Cordilleras

Béticas que se manifiesta sobre todo en la existencia de fallas ortogonales que producen la subsidencia diferencial, muy acusada en este sector (Somoza y Rey, 1991, Fumanal *et al.*, 1992, Fumanal *et al.*, 1993a, Martínez Gallego *et al.*, 1995, Rey y Fumanal, 1996a, Fumanal *et al.*, 1997). Estos fenómenos tectónicos acaecidos desde el Pleistoceno medio son los responsables de que la costa de Moraira se haya transformado desde un litoral de baja pendiente en otro con morfología acantilada. Por último, desde el S de Moraira hasta el Cap de Santa Pola, la plataforma de poca pendiente está dominada por superficies de no deposición, aunque en algunos puntos se han formado prismas litorales, debido sobre todo a los cambios eustáticos, a los efectos de la neotectónica y a los fenómenos halocinéticos de los materiales plásticos triásicos, que inciden en las unidades neógeno-cuaternarias submarinas (Rey *et al.*, 1993, Fumanal *et al.*, 1995, Rey y Fumanal, 1996a, 1996b, Fumanal *et al.*, 1997).

Desde la perspectiva sismoestratigráfica, a partir de las campañas oceanográficas del proyecto “La Nao”, se han indentificado varias unidades sedimentarias que se depositan sobre una superficie erosiva cubierta de gravas y arenas gruesas, que forma un nivel de base generalizado para la sedimentación reciente. Esta discontinuidad se forma como consecuencia de la migración de los ambientes litorales hacia el continente durante la transgresión holocena, que desmantela la mayoría de las morfologías previas constituidas cuando el nivel del mar se situaba a -120 m, en el mínimo eustático del Pleistoceno superior. A partir de la interpretación de los perfiles ecosísmicos se deduce que la mayor potencia sedimentaria de la plataforma interna se forma con posterioridad al 18.000 BP (Fumanal *et al.*, 1995, Rey *et al.*, 1999). Se desarrollan en la vertical dos conjuntos sedimentarios: uno transgresivo en la base, asociado al episodio flandriense, y otro, en el techo, relacionado con la estabilización del nivel del mar durante el Holoceno superior.

En superficie, el espesor y las características de la cubierta sedimentaria más reciente y no consolidada están condicionados también por el factor tectónico, razón por la cual pueden diferenciarse dos sectores. Al N del Cap de Sant Antoni, la sedimentación superficial de la plataforma continental interna es de origen predominantemente fluvial, confirmado por otros trabajos previos realizados en áreas más septentrionales (Maldonado, 1975, Maldonado y Murray, 1975, Maldonado y

Nelson, 1988, Maldonado y Zamarreño, 1983, Maldonado *et al.*, 1983). El aporte proporcionado por los ríos Turia, Xúquer y Serpis, con un régimen relativamente continuo, son la principal fuente sedimentaria, junto a una red de pequeños barrancos con carácter de rambla que proporcionan gran cantidad de material en momentos de crecidas. La deriva litoral en dirección S, retoma los sedimentos y los distribuye formando un cinturón adosado a la costa de arena terrígena bien clasificada, transportada por un flujo de régimen constante y elevada energía (Blázquez, 1994, 1995, 1996, Blázquez *et al.*, 1996, Rey *et al.*, 1999), que disminuye de amplitud en dirección al Cap de Sant Antoni. Hacia el S de este accidente el suministro terrígeno de los ríos es mucho más restringido y se reduce a los momentos de avenida de los ríos Gorgos, Algar, Amadorio y Seco. Este hecho deriva en una sedimentación que tiende a alternarse a partir de los 15 m de profundidad media, de modo que las facies arenosas son pronto sustituidas por texturas más finas que en el sector norte aparecen a distancias más lejanas. El desarrollo de las granulometrías arenosas aparece muy reducido en extensión y espesor en las costas acantiladas, mientras que frente a los segmentos litorales bajos se registran las máximas acumulaciones (bahías de Xàbia, Moraira, Altea, Benidorm y Alicante). Por otra parte, a pesar de que la fracción arenosa es sobre todo terrígena se localizan concentraciones de detritos bioclásticos en las inmediaciones del Cap de Sant Antoni y de los promontorios de la Nau, hasta los 15-20 m de profundidad. (Blázquez, 1995, 1996, Blázquez *et al.*, 1996, Rey *et al.*, 1999). Los elementos más frecuentes del contenido biogénico, que aumenta su proporción aguas afuera, son moluscos y caparazones de foraminíferos bentónicos, con *Ammonia beccarii* (Linné) y *Elphidium crispum* (Linné) como especies ubicuas en todo el sector (Usera y Blázquez, 1997); las asociaciones de foraminíferos encontradas muestran una clara dependencia de la textura del fondo.

En resumen, el estudio de la plataforma valenciana pone de manifiesto una gran variedad de cuerpos morfodepositivos de diversa geometría y naturaleza. El primer factor está condicionado por la tectónica y el contexto morfoestructural y el segundo, sobre todo, por los aportes sedimentarios disponibles. Las oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario han modificado la estructura de los depósitos, de forma que se producen desplazamientos de los ambientes y se constituyen secuencias sismoestratigráficas muy similares en toda la plataforma interna valenciana.

3.2.- Estudios previos en el contexto cuaternario de l'Albufera d'Elx

En el estudio de la evolución geológica de la cuenca del Bajo Segura han intervenido una serie de autores que han aportado sus resultados a partir de tesis doctorales. Es el caso de Montenat (1973, publicada en 1977), donde se analizan los depósitos neógenos y cuaternarios de esta cuenca; Dumas (1977a), que realiza un estudio geomorfológico en el extremo E de la Península Ibérica, teniendo en cuenta la influencia de la neotectónica en los materiales cuaternarios; en el mismo año Gauyau estudia, desde el punto de vista geofísico, la problemática del sector entre Alicante y Totana. Más tarde, en 1989 Somoza propone un modelo sobre la evolución cuaternaria entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura, al S del área de estudio, que se publica en 1994. Más recientemente, De Ruig (1992), establece la evolución durante el Neógeno del Prebético de Alicante. Por último, Alfaro (1995), interpreta la neotectónica que afecta la cuenca del Bajo Segura, desde Tortoniense inferior hasta la actualidad, es decir, durante los últimos 11 millones de años.

Un modelo de evolución geológica de la cuenca del Bajo Segura es propuesto en la tesis doctoral de Montenat, cuyos resultados fueron revisados más tarde por este autor (Montenat *et al.*, 1990). Con posterioridad, Goy *et al.* (1990) y Bardají *et al.* (1995), modifican algunos aspectos referentes a los depósitos y a la edad atribuida a los mismos en aquellos trabajos. Finalmente, los resultados de un tercer grupo de investigadores (Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999, Soria *et al.*, 1996, 1999) contrastan en gran medida con los anteriores desde el punto de vista estratigráfico, cronológico y tectónico.

Numerosos especialistas han trabajado en los depósitos cuaternarios litorales del sector de estudio, debido a la abundancia de éstos en el contexto de l'Albufera d'Elx, que representa un área de gran importancia en el ámbito SE de la Península Ibérica. Estos niveles indican antiguas líneas de costa cuaternarias, algunos de los cuales son muy ricos desde el punto de vista paleontológico. En la mayor parte de las publicaciones se hace especial hincapié en los restos del penúltimo interglaciar (estadio isotópico 5 de Emiliani), dada su importancia en los afloramientos de la zona.

En los depósitos litorales cuaternarios localizados en los Arenales del Sol y en los yacimientos del Carabassí han realizado estudios de diversa índole autores como: Gaibar y Cuerda (1969), Montenat (1973, 1977), Échalier *et al.* (1978), Cuerda y Sanjaume (1978), Mateu y Cuerda (1978), Dumas (1981), Goy y Zazo (1987, 1988, 1989), Causse *et al.* (1993), Goy *et al.* (1993), Rosselló (1993), Zazo *et al.* (1993), Cuerda (1995), Fumanal *et al.* (1997).

Las playas cuaternarias adosadas a la Serra de Santa Pola han sido tratadas en varios trabajos: Gaibar y Cuerda (1969), Dumas (1977a, 1977b), Cuerda y Sanjaume (1978), Gozávez y Rosselló (1978), Mateu y Cuerda (1978), Brückner (1986), Causse *et al.* (1993), Goy *et al.* (1993), Rosselló (1993), Zazo *et al.* (1993), Fumanal *et al.* (1997).

Sobre los niveles cuaternarios de la Serra del Molar se realizaron las primeras publicaciones a principios de siglo (Jiménez de Cisneros, 1929), a partir del cual se fueron sucediendo, sobre todo en los últimos 25 años, numerosos estudios sobre la estratigrafía, sedimentología, paleontología y cronología de estos depósitos. Los trabajos que han sido recogidos son: Cuerda y Sanjaume (1978), Rosselló y Mateu (1978), Dumas (1981), Bernat *et al.* (1982), Hearty *et al.* (1986), Goy *et al.* (1987b), Goy y Zazo (1989), Causse *et al.* (1993), Goy *et al.* (1993), Rosselló (1993), Zazo *et al.* (1993), Zazo *et al.* (1994), Fumanal *et al.* (1997).

Las formaciones de restinga fósiles que afloran en la actualidad en l'Albufera d'Elx han sido tratadas en diversos trabajos, tales como: Cuerda y Sanjaume (1978), Sanjaume y Gozávez (1978), Rosselló y Mateu (1978), Rosselló (1982), Sanjaume (1985), Rosselló (1993), Fumanal *et al.* (1997), Fumanal *et al.* (1998). Además de estos autores, otros también han realizado estudios específicos sobre la génesis y evolución de la restinga actual de l'Albufera d'Elx (Esteban, 1987, Cortes, 1988, VV.AA. 1990, Fumanal y Ferrer, 1998, Esteban, 1999, VV.AA., 1999, etc.). Los aspectos morfológicos y sedimentológicos de la propia formación de albufera son analizados por Sanjaume (1985), VV.AA. (1990 y 1999), Rosselló (1993), etc.

Los depósitos holocenos que se conservan cerca de la costa en facies litorales, lagunares y de llanura de inundación han sido estudiados y datados por diversos

autores (Sanjaume, 1985, Brückner, 1986, Causse *et al.*, 1993, Goy *et al.*, 1996, Soria *et al.*, 1999).

Por último, la plataforma continental interna adyacente al área de estudio no ha sido estudiada específicamente, ya que la última campaña del proyecto “La Nao” sólo llegó hasta el N del Cap de Santa Pola; sin embargo, algunos autores han realizado síntesis desde el punto de vista evolutivo y sedimentario sobre la plataforma continental valenciana e ibérica, que incluyen esta zona (Rey *et al.*, 1982, Rey y Díaz del Río, 1984, Rey y Medialdea, 1989, Hernández Molina, 1994, ITGE, 1994, Somoza, 1994, Fumanal *et al.*, 1995, Rey y Fumanal, 1996a, Rey *et al.*, 1999).

Tanto los distintos ambientes sedimentarios como las características de los depósitos actuales y relictos serán tratados con más detalle a lo largo del capítulo 6.

3.3.- Estudios sobre foraminíferos cuaternarios en la Península Ibérica y Baleares

La influencia de las oscilaciones climáticas que han acaecido durante el Cuaternario ha quedado reflejada en la sucesión de faunas de foraminíferos, bentónicos y planctónicos, y de otros organismos muy sensibles a los cambios ambientales, que poblaron las costas de la Península Ibérica y de las Islas Baleares.

Los estudios más completos sobre foraminíferos se basan en su mayoría sobre testigos de sondeos mecánicos realizados en mar abierto o en tierra. En la Península destacan los trabajos efectuados en zonas ocupadas en algún momento del Cuaternario por lagunas costeras, rías o estuarios. En las costas septentrionales diversos autores muestran la relación de foraminíferos y sus implicaciones paleoambientales (Cearreta, 1992, 1993, 1994, 1998, Cearreta y Murray, 2000, Blázquez y Usera, 1996b, Cano *et al.*, 1997, 1999). En la costa mediterránea española, destacan los trabajos llevados a cabo en los materiales cuaternarios del Prat de Torreblanca (Usera *et al.*, 1996, Usera *et al.*, 2000), de la Marjal de Oliva-Pego (Dupré *et al.*, 1988, Viñals *et al.*, 1989, Mateu 1989, Mateu y Viñals, 1990, Viñals,

1991b, 1996, Usera *et al.*, 1991, García-Forner *et al.*, 1993, Usera y Mateu, 1995, Fumanal *et al.*, 1997, García-Forner, 1997, Usera *et al.*, 2000), de la marjal de Xàbia (Usera *et al.*, 1990c, Fumanal *et al.*, 1991, Fumanal *et al.*, 1993b, García-Forner *et al.*, 1993, Viñals *et al.*, 1993, Usera y Mateu, 1995, Fumanal *et al.*, 1997, García-Forner, 1997, Usera *et al.*, 2000), de l'Albufera d'Elx (Blázquez *et al.*, 1999, Blázquez y Usera, 2000a, 2000b), del Mar Menor (Mateu, 1972), del Mar de Alborán (Duprat, 1983, Caralp, 1988, Vergnaud Grazzinini *et al.*, 1986, Pujol & Vergnaud Grazzini, 1989, González Donoso *et al.*, 1991), así como de zonas lacustres del interior de la provincia de Valencia (Usera *et al.*, 1990c).

En las islas Baleares también es frecuente encontrar lagunas litorales que han sido colonizadas por foraminíferos bentónicos durante los momentos cuaternarios. Estas áreas húmedas han sido estudiadas a partir de sondeos mecánicos cuyos resultados han dado lugar a una serie de trabajos (Mateu 1982, 1985a, 1985b Vázquez *et al.*, 1991, Viñals y Mateu, 1999).

Otros estudios más concretos se han basado en afloramientos superficiales repartidos a lo largo de las costas españolas, a partir de los cuales se han realizado inferencias paleoecológicas y paleoambientales. En el litoral septentrional de la Península tenemos los trabajos de Cearreta *et al.* (1990), Altuna *et al.* (1993), Santos Fidalgo *et al.* (1993), Cearreta *et al.* (1992), Cearreta y Murray (1996), Cearreta *et al.* (1997); en el Mediterráneo peninsular los estudios de Calzada (1970), Collado y Robles (1983), Robles *et al.* (1985), Usera *et al.* (1990b), Blázquez y Usera (1996a), Cearreta (1998); en las Islas Baleares destacan las publicaciones de Colom (1959b, 1961, 1964, 1965, 1975a, 1975b, 1979), Colom y Escandell (1964), Mateu *et al.* (1979), Henningsen *et al.* (1981), Mateu (1981), Mateu *et al.* (1984); por último, algunos trabajos en cuencas atalásicas como Saavedra (1961), que realiza un estudio de foraminíferos cuaternarios en depósitos marinos del valle del Guadalquivir y Usera y Blázquez (1998), que analizan la dinámica de población de *Ammonia beccarii tepida* (Linné) que coloniza durante el Pleistoceno superior la laguna de Villena. Por último, se recogen los datos de algunas cuencas salobres interiores en las que han sido citados foraminíferos bentónicos (Anadón *et al.*, 1986, Anadón *et al.*, 1987, Civis, 1989, Anadón y Julià, 1990).

A pesar del amplio número de trabajos, resulta una proporción muy discreta en comparación con las publicaciones sobre paleontología que se realizan cada año en España. Las causas que podrían justificar la escasez de información en este sentido podrían ser tres: por un lado, el reducido número de especies de foraminíferos capaces de adaptarse a un medio restringido, por otro, los procesos tafonómicos que alteran la conservación de la biocenosis original y, por último, el menor interés por parte de los investigadores, que eligen como tema de trabajo otras ramas de la paleontología.

Estas especies se adaptan a todo un conjunto de factores que varían de forma más acusada en las cuencas restringidas, de ahí la diferenciación entre especies estenotópicas y euritópicas, donde las segundas hacen referencia al grupo de especies que soportan amplios rangos de temperatura, salinidad, profundidad, pH, oxígeno disuelto, sustrato, luminosidad y composición química del agua, disponibilidad de nutrientes, tasa de sedimentación de la cuenca, etc. (Boltowskoy & Wright, 1976, Haynes, 1981). Según varios autores (Boucot & Carney, 1981, Dodd & Stanton, 1981, Boltowskoy *et al.*, 1991), de todos aquellos factores la temperatura y la salinidad del agua son las variables más influyentes en la comunidad de foraminíferos, cuyos efectos son medidos a partir de cultivos (Lee, 1974, Arnold, 1974, Murray, 1973, 1991).

Los foraminíferos planctónicos no son capaces de adaptarse a los medios restringidos, primero porque pertenecen a la categoría de estenotópicas y segundo porque necesitan un mínimo de 50 m de profundidad para realizar el ciclo de vida diario (Hemleben *et al.*, 1989, Lee & Roger, 1999).

4.- MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista estructural, el sector de estudio se localiza en la Depresión de Elx, que ocupa el sector NE de la cuenca del Bajo Segura, en el área más oriental de las Cordilleras Béticas. Pertenece a la unidad estructural de la Vega del Bajo Segura, que está formada por una extensa llanura pliocuaternaria en la que sobresalen suaves relieves del Plioceno y Mioceno superior (Garay, 1995).

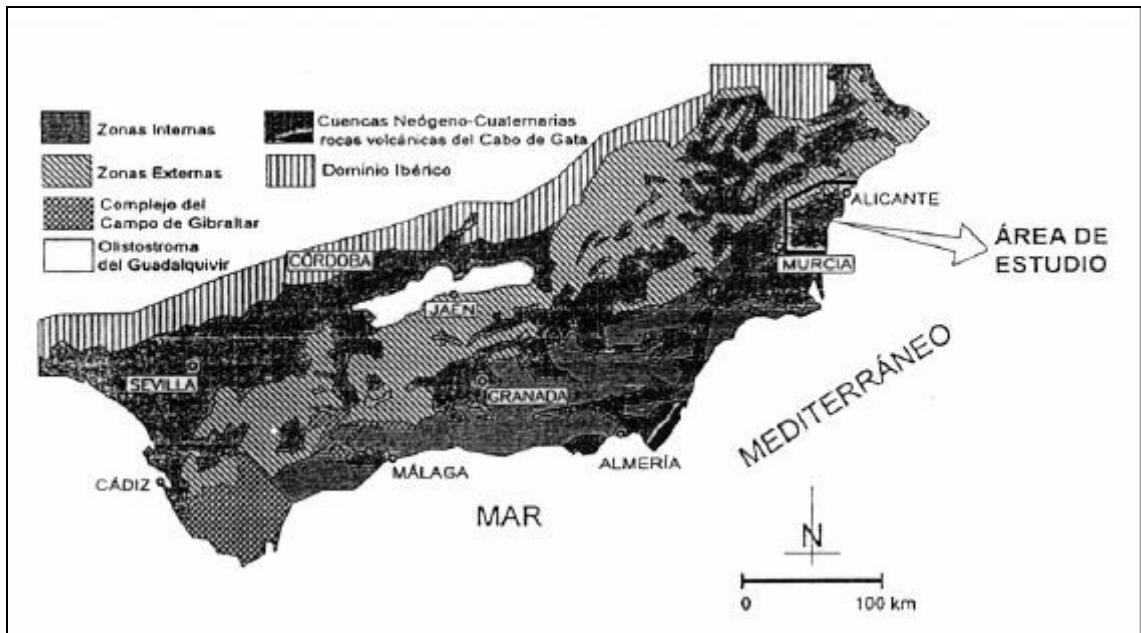


Fig. 4.1. Esquema geológico de las Cordilleras Béticas (Alfaro, 1995)

Las Cordilleras Béticas están situadas a lo largo de una zona de colisión entre las placas africana y euroasiática (Montenat, 1977). En este sistema montañoso se han distinguido dos conjuntos estructurales, denominados zonas Externas e Internas, en función del sentido de la vergencia del orógeno (fig. 4.1.); de esta forma, como la vergencia de los pliegues y cabalgamientos se producen desde el interior del orógeno hacia el exterior, la Cordillera Bética es un orógeno asimétrico con una sola vergencia al N (Vera, 1983). Por tanto, las Zonas Externas, en las que se reconocen dos dominios (Subbético y Prebético), se sitúan al N y están formadas por materiales pertenecientes al margen continental de la placa Ibérica, mientras que las Zonas Internas, localizadas al S, se corresponden con materiales del bloque o microplaca de Alborán. Superpuesto a este esquema aparecen una serie de cuencas neógeno-

cuaternarias, formadas como consecuencia de los procesos neotectónicos postalpinos. Estos son los denominados terrenos postorogénicos (Fontboté y Vera, 1983), categoría en la que se incluyen los depósitos sedimentarios de la cuenca del Bajo Segura.

Durante el Mesozoico las placas Africana y Euroasiática se encontraban en una situación distensiva, relacionada con la apertura del océano Atlántico. Esta tendencia cambia radicalmente durante el Cretácico superior, cuando el movimiento comienza a ser convergente hasta la colisión de ambas placas, que se produce en el Mioceno inferior (Guimerà, 1992). La dirección de máximo esfuerzo compresivo en la Béticas sería aproximadamente WNW-ESE, es decir, oblicua a la dirección del contacto entre las zonas Externas e Internas, por lo que estas últimas sufren un desplazamiento hacia el oeste (Sanz de Galdeano, 1983a). La última fase de compresión importante de la tectónica alpina que afecta a las Cordilleras Béticas se produjo durante el Mioceno medio.

Diversos autores han trabajado en esta zona y sus resultados han dado lugar a una serie de opiniones contrapuestas sobre la evolución geodinámica de la cuenca, lo que da idea de la complejidad tectónica de este sector. Alfaro (1995), recoge la diversidad de hipótesis sobre la dirección de los campos de esfuerzos en esta zona durante la etapa neotectónica, cuya síntesis se expone a continuación con el objetivo de mostrar la disparidad de los resultados de los diferentes autores. Montenat (1973 y 1977), defiende una situación distensiva a partir del Mioceno superior hasta la fase compresiva que se establece a principio del Cuaternario. Más tarde, Montenat *et al.* (1987) reconocen un régimen compresivo durante todo el Neógeno superior y Cuaternario. Por el contrario, Estévez *et al.* (1986) identifican una situación distensiva en el Neógeno superior hasta hoy, con la excepción del tránsito Plio-Cuaternario, donde se desarrollan movimientos compresivos de dirección alternante entre N-S y E-W. Doblas *et al.* (1991), coinciden con Montenat *et al.* (1987), en reconocer una etapa compresiva para este período, salvo la distensión, de dirección N-S, que identifican en la base del Mioceno superior; no obstante, difieren de aquellos en que la dirección de los campos de esfuerzo siempre son N-S. Según Somoza (1989), durante esta etapa se produce una aproximación de dirección NNW-SSE. A diferencia del anterior, De Ruig (1992), reconoce un movimiento distensivo

durante el Tortoniense superior y Messiniense tras el cual se establece un régimen compresivo, de dirección N-S, a partir del Plioceno hasta la actualidad. Sanz de Galdeano y Vera (1992), plantean una situación compresiva desde el Neógeno superior. Por último, otros autores (Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999) defienden la hipótesis de la compresión desde el Tortoniense inferior hasta la actualidad, caracterizada por un esfuerzo máximo horizontal de dirección NNW-SSE/N-S.

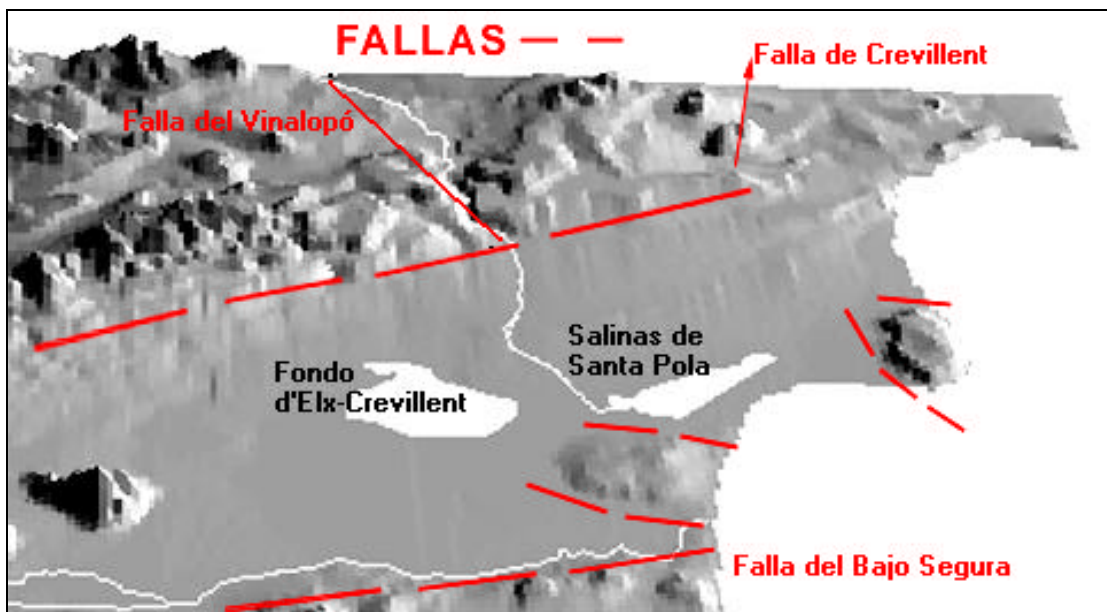
Lo que sí parece cierto es que durante el Mioceno superior, la proporción de autores que defienden la hipótesis de la compresión es semejante a la de los que proponen la distensión; sin embargo, por lo que se refiere al Plioceno son más los que reconocen una tendencia compresiva, con una dirección dominante en sentido N-S, hasta coincidir la mayor parte de ellos, en una tectónica de compresión durante el Cuaternario.

Como resultado de los esfuerzos, durante la etapa neotectónica (últimos 11 millones de años) se produce una intensa fracturación del área de estudio. Este hecho es responsable de la formación de las distintas cuencas neógeno-cuaternarias, en las que se depositan materiales detríticos tanto marinos como continentales (Sanz de Galdeano, 1983b). En este contexto general de carácter compresivo, existe una variación de la dirección de acortamiento, siendo NW-SE durante el Tortoniense inferior, N-S durante el Tortoniense superior-Plioceno y NNW-SSE en el Plioceno superior-Holoceno (Montenat *et al.*, 1987). Otros estudios (Rodríguez Estrella, 1989, Somoza, 1989, Goy *et al.*, 1989) indican un cambio en la dirección de compresión de ambas placas hacia el Pleistoceno y concretamente durante el tránsito del Pleistoceno inferior al medio, momento en que se mantiene de nuevo la tendencia N-S, cuyo efecto se refleja en una modificación de la geometría de las áreas sedimentarias.

La consecuencia de esta tectónica a partir de deformaciones compresivas y distensivas es la creación de una red de fallas mayores de desgarre y cabalgamientos con diferentes direcciones. Las fallas de dirección E-W, más activas durante el Mioceno inferior y medio, son dextrales (De Ruig *et al.*, 1987); sin embargo, desde el Mioceno superior hasta la actualidad muestran una mayor actividad las fallas con dirección NW-SE, que son dextrales, así como las de dirección NE-SW que suponen movimientos sinistral (Montenat *et al.*, 1990). Según Alfaro (1995), en la etapa

neotectónica se registran en esta cuenca indicios de inestabilidad tectónica, que se manifiestan especialmente en tres eventos: uno en el Tortoniano, al que se asocia la “discordancia intratortoniana”, otro durante el Messiniense y el tercero a mediados del Plioceno. Según López Casado *et al.* (1987), en la actualidad esta actividad tectónica se constata sobre todo en dos puntos de la cuenca del Bajo Segura: en Torrevieja, a partir de los sistemas de fractura NW-SE y al N70E, y, en menor medida, en la alineación Alicante-Elx, asociada al encuentro de fallas NE-SW con otras de dirección ortogonal.

Los principales accidentes tectónicos que podemos destacar de entre los que afectan al área de estudio son tres: la falla de Crevillent, que está asociada al sistema de fracturas del accidente Cádiz-Alicante, la falla de San Miguel y la falla del Bajo Segura (fig. 4.2.). Con menor incidencia en el marco tectónico de esta zona tenemos la falla del Vinalopó y el papel importante que desempeñan los fenómenos diapíricos del Trías.



4.2.- Esquema tectónico del área de estudio

Esta gran falla de desgarre que constituye el accidente Cádiz-Alicante discurre a lo largo de la totalidad de las Cordilleras Béticas, por tanto, con una dirección NE-SW, y alcanza el Mediterráneo al N de la Serra de Santa Pola. El área de estudio

coincide aproximadamente con la terminación oriental de dicho accidente, el cual consiste más en una zona de falla que en una sola superficie de fractura. Su movimiento es esencialmente sinistral (Sanz de Galdeano, 1983a, Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999), aunque algunos autores han detectado también movimientos de tipo dextral (De Ruig *et al.*, 1987). La falla de Crevillent es el exponente más oriental de este accidente en el área de estudio.

La falla de San Miguel, es una fractura de desgarre dextral (Alfaro, 1995) de dirección NW-SE que atraviesa la cuenca del Bajo Segura en sentido transversal desde el accidente Cádiz-Alicante hasta las lagunas de Torreveja y La Mata. La reactivación de esta falla junto a la unión de la fractura sinistral de Alhama de Murcia, como consecuencia del cambio de la dirección de acercamiento de las placas Ibérica y Africana, es la principal responsable de la formación de la Depresión de Elx (Goy *et al.*, 1990). El movimiento de este último sistema de fallas da lugar a la apertura del corredor de desgarre sinistral de las Béticas Orientales (Montenat *et al.*, 1987) en el sector N, generando una zona distensiva en esta área.

La falla del Bajo Segura, al S la Depresión de Elx, es perpendicular a la costa, en dirección ENE-WSW, y es aprovechada por el río Segura en su tramo final. Según varios autores (Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999, Martínez Díaz *et al.*, 2000), esta falla es la máxima responsable de la deformación de los depósitos más recientes. Esta fractura no llega a aflorar en superficie y se manifiesta por la presencia de varios anticlinales asimétricos como Guardamar-El Moncayo, Lomas de la Juliana, Benejúzar y Hurchillo. El sinclinal localizado al N de estas sierras es ocupado por el llano aluvial del río Segura y el del S por las lagunas de Torreveja y la Mata. Ambos presentan una tendencia a la subsidencia, aunque más acusada en el sinclinal septentrional (Alfaro, 1995).

Finalmente, la falla del Vinalopó de menor incidencia en la tectónica de la zona de estudio, es una fractura de desgarre dextral que cruza toda la provincia de Alicante, en dirección NW-SE, y aproximadamente desde Almansa hasta Guardamar del Segura, siguiendo el curso del río Vinalopó. Pertenece, por tanto, dentro de la red de fracturas de las Cordilleras Béticas, al grupo de fallas perpendiculares a las de

directriz bética, junto con la de San Miguel (Rodríguez Estrella, 1977b y 1977c, Alfaro, 1995).

A menor escala, se desarrollan fallas normales en el borde N y S de las sierras del Molar y de Santa Pola, debido a su funcionamiento como horsts y graben. En el primer caso separan la Serra del Molar de las Salinas de Santa Pola y de la cuenca del río Segura, por el N y por el S, respectivamente. En la Serra de Santa Pola se constata la presencia de una falla normal que la individualiza de las Salinas de Santa Pola por el S y, por el N del Clot de Galvany; la del S muestra una clara continuidad por la plataforma continental hasta la isla de Nova Tabarca (Rey *et al.*, 1999). El rejuego de estas fallas normales desempeña un papel fundamental en el comportamiento reciente de esta área.

También es interesante mencionar el diapirismo de los materiales de edad triásica o de facies Keuper, ya que se trata de un factor que ha ejercido un papel fundamental en la estructuración de este sector oriental de las Cordilleras Béticas, a partir de diferentes deformaciones que se manifiestan a lo largo de la falla del Vinalopó (Rodríguez Estrella, 1977a, 1977b). Durante el Mioceno superior y Plioceno se registran en la zona importantes fenómenos diapíricos que persisten hasta la actualidad (Azema, 1977).

Por último, durante la evolución de las cuencas neógenas, se produce en el sector oriental de las Béticas una serie de fenómenos magmáticos que interfieren en los procesos tectónicos y sedimentarios (Montenat *et al.*, 1990). Hay dos fases de mayor actividad volcánica en este sector de las Cordilleras Béticas asociadas a dos etapas distensivas: un primer período en el Mioceno medio y una segunda fase que abarca desde el Mioceno superior hasta finales del Plioceno (Montenat, 1977).

Esta actividad magmática junto con los accidentes tectónicos, se manifiesta también en el ámbito sumergido en una serie de dislocaciones, que afectan tanto a los materiales mesozoicos como a los neógeno-cuaternarios (Rey y Díaz del Río, 1984, Maldonado, 1989). Fenómenos volcánicos han sido localizados en la plataforma interna, al E del cabo de Santa Pola, asociados a afloramientos del zócalo que corresponden a la continuación hacia la plataforma del alto estructural del horsts

bético de Santa Pola (ITGE, 1994). Se han localizado numerosas fracturas de gran entidad en este sector, causantes directas de los desplazamientos de los materiales que conforman la plataforma (Acosta y Herranz, 1981), cuyo rejuego reciente ha sido corroborado en las campañas de La Nao (Fumanal *et al.*, 1997). Estas fallas muestran dos direcciones principales, una bética, NE-SW, y otra perpendicular a la anterior. La complejidad tectónica de esta área se manifiesta también por la presencia de numerosas fracturas de menor entidad de dirección aproximada E-W (Rey *et al.*, 1999). El zócalo subaflorante de las unidades béticas ejerce un papel preponderante como controlador de la estructura de la plataforma.

A partir de la actividad de este sistema de fallas se produce un mosaico compuesto por áreas de elevación entre las que se disponen toda una serie de cuencas sedimentarias, o cuencas intramontañosas, relativamente aisladas entre sí y con muy diferentes dinámicas y geometrías (Sanz de Galdeano, 1983b, Montenat *et al.*, 1990, Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Los depósitos sedimentarios del Neógeno superior muestran en estas cuencas una gran variedad de facies y de espesores, como resultado de la tectónica sinsedimentaria (Montenat *et al.*, 1990, Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999).

En este contexto se encuentra la Depresión de Elx, dentro del amplio corredor de desgarre sinistral de dirección NE-SW que se extiende aproximadamente desde Almería hasta Alicante (Montenat *et al.*, 1987), en un sinclinal subsidente cuyos ejes convergen periclinamente hacia la depresión (Échalier *et al.*, 1978). La influencia directa de la actividad tectónica, especialmente del accidente Cádiz-Alicante, favorece en este sector un comportamiento local de carácter distensivo que, en opinión de Cuenca (1988), se refleja en tres ejes de hundimiento: a) Elx-N de Santa Pola, b) Bajo Segura y c) Orihuela-San Miguel de Salinas. Otros autores (Dumas, 1977a), indican dos ejes sinclinales subsidentes de dirección bética: uno desde la ciudad de Elx hasta las Salinas de l'Aigua Amarga, al N de la Serra de Santa Pola y otro, más al S, de dirección E-W, que se extiende desde las inmediaciones de Albaterra hasta la línea de costa actual, atravesando el Fondo d'Elx-Crevillent y las Salinas de Santa Pola (Goy *et al.*, 1990). Paralelamente, los relieves litorales compensan este hundimiento mediante una tendencia a la elevación, caso de los pequeños horsts neógenos de la Serra dels Colmenars (+85 m), Santa Pola (+144 m y

emergida desde el Plioceno), la Serra del Molar (+84m) y la propia isla de Nova Tabarca (Dumas, 1977a). En el continente, los anticlinales más costeros presentan depósitos cuaternarios en su frente más oriental, separados de las sierras por fallas normales de dirección N-S (Goy *et al.*, 1993).

El momento en que esta cuenca alcanza la configuración más próxima a la actual, también es objeto de debate entre algunos autores. Para Goy y Zazo (1989), se produce en el tránsito del Pleistoceno inferior-medio, momento también de formación de la cuenca del Bajo-Segura, como consecuencia del cambio de la dirección de acortamiento, ahora en sentido N-S, de las placas Africana e Ibérica y por tanto, oblicua respecto a la mantenida durante el Plioceno superior. Este cambio direccional supuso la reactivación de los sistemas de fracturas neógenas asociadas al tramo final del corredor de desgarre sinistral de las Béticas orientales (Goy y Zazo, 1989). Para otros autores (Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999, Soria *et al.*, 1996), la Cuenca del Bajo Segura adquiere la configuración actual durante el Plioceno medio, aunque se forma como cuenca al principio de la fase neotectónica, es decir, en el inicio del Tortoniense inferior, hace 11 millones de años.

Para la mayor parte de los autores el sustrato pre-cuaternario es de origen marino y de edad mio-pliocena y está formado por calcarenitas, margas, limos y arcillas que afloran en las sierras de Crevillent, el Colmenar, Santa Pola y el Molar (ITGE, 1973a, 1973b, 1978). La Serra de Santa Pola consiste en una plataforma bioconstruida de planta circular de unos 4 Km de diámetro, que según Montenat (1973,1977) pertenece al Mioceno terminal, pero que Esteban (1977) precisa en el sistema arrecifal del Messiniense. Está formada por corales *Porites*, dominantes en el frente oriental, y por estromatolitos, que son progresivamente más importantes hacia el interior. Hacia el S del área de estudio, cerca de la localidad de Rojales, Montenat (1973, 1977), identifica cuatro formaciones, dos de origen marino y dos de origen continental. La más antigua es la formación Margas de Hurchillo, caracterizada por materiales margosos de color gris, que se depositaron en condiciones de mar abierto con facies pelágicas y foraminíferos planctónicos que la adscribieron al Plioceno inferior. La segunda, asimilada por criterios estratigráficos al Plioceno superior, es la formación Areniscas de Rojales, constituida por areniscas calcáreas amarillas que fueron depositadas en una plataforma somera. La tercera es la formación Areniscas y

Margas Versicolores, cuyos materiales arcillosos oscuros fueron interpretados como una llanura aluvial costera con zonas palustres asociadas. Por último, coronando la serie, se deposita la formación Conglomerados del Segura, que representa facies canalizadas dentro de un sistema fluvial, atribuido al tránsito plio-cuaternario. Estas unidades fueron revisadas por Goy *et al.* (1990), quienes le otorgaron una edad más reciente, ya que asimilaron la penúltima formación al Pleistoceno inferior y la Unidad Conglomerática del Segura al tránsito del Pleistoceno inferior-medio. Más tarde, Bardají *et al.* (1995), también reconocen la Formación Areniscas de Rojales como del Pleistoceno inferior, por lo que la formación más antigua domina la totalidad del Plioceno. Finalmente, otros autores (Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999, Soria *et al.*, 1996), que realizan una discusión sobre la problemática anterior, piensan que las cuatro formaciones pertenecen al Plioceno inferior, a partir de un nivel continental datado con micromamíferos, y del contenido en nannoplancton calcáreo y foraminíferos planctónicos de las unidades marinas subyacentes. El techo de la formación más reciente (Conglomerados del Segura) no lo excluyen del Plioceno superior. La verticalización que presenta esta última formación en algunas zonas, según estos autores, supondría que el área de estudio tendría más sismicidad que Japón o California si fuese del Pleistoceno medio, tal y como es atribuida por Goy *et al.* (1990).

El relleno neógeno-cuaternario se deposita en un basamento de morfología irregular caracterizado por la existencia de surcos y umbrales sucesivos controlados por accidentes de dirección ENE-WSW/NE-SW y NW-SE (Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999).

La Serra del Molar está constituida por los materiales de la formación Areniscas de Rojales y, al igual que la Serra de Santa Pola, está coronada por la Formación Sucina (Montenat, 1977).

Sobre los materiales del sustrato se deposita toda la sedimentación cuaternaria de origen aluvial durante el Pleistoceno y Holoceno. Los depósitos litorales cuaternarios se adosan a diferentes alturas a las sierras de Santa Pola y el Molar y se conservan como restingas dentro de l'Albufera d'Elx, como veremos en próximos capítulos.

5.- RASGOS NEOTECTÓNICOS

En el capítulo anterior se ha puesto de manifiesto el carácter de depresión tectónica que presenta la cuenca, que incluso es denominada por Montenat (1973, 1977) como “Fosa de Elche”, con un claro significado estructural. La consiguiente tectónica de subsidencia se manifiesta en toda la cuenca, aunque de forma desigual, y ha sido interpretada a partir de varios métodos. Una campaña gravimétrica fue realizada por Gauyau (1977) cuyos resultados cartografiados en un mapa de anomalías residuales (fig. 5.1) indican valores positivos para los materiales del sustrato (sierras de Crevillent, els Colmenars, Santa Pola y el Molar) y anomalías negativas para el interior de la llanura, ocupada en gran parte por el abanico del río Vinalopó; los datos muestran un espesor del relleno sedimentario neógeno-cuaternario de 1.500-2.000 m en el centro de la cuenca. Échallier *et al.* (1978), reconocen el carácter subsidente de esta cuenca utilizando sondeos eléctricos, cuya interpretación revela un umbral de hundimiento con una serie de crestas de orientación ENE-WSW que son interrumpidas por accidentes perpendiculares a ellas. Según Alfaro (1995), los movimientos de carácter subsidente se aprecian desde el inicio de la etapa neotectónica, hace 11 millones de años, y se manifiestan en el registro estratigráfico a partir de estructuras de deformación y depósitos gravitacionales que han sido interpretados como resultado de sacudidas sísmicas. Además, este autor reconoce una migración de la deformación hacia el S, ya que durante el Mioceno superior las evidencias de deformación reflejan que el Accidente de Crevillent era más activo y a partir del Plioceno superior es el Accidente del Bajo Segura el que pasa a tener mayor actividad (Alfaro *et al.*, 1999). El espesor holoceno de 20 m no tienen apenas signos de deformación debido al escaso tiempo transcurrido (Soria *et al.*, 1999, Cuenca *et al.*, 2000).

La potencia del abanico del Vinalopó, que según Gozávez (1977) alcanza en superficie los 50 m en algunos puntos, es indicativa de esta subsidencia generalizada. Además, la desaparición del río que construye este abanico y de otros cauces de ramblas periféricos, como consecuencia de la falta de pendiente en su tramo final, podría ser un dato más que corrobore la tectónica de hundimiento que afecta esta área.

La presencia de anticlinales y horsts, como las sierras dels Colmenar, Santa Pola y el Molar, justifica la existencia de zonas con tendencias a la elevación que

alternan con las áreas subsidentes, como es el caso de los sinclinales ocupados por las zonas húmedas. En ellos se observan los indicios de neotectónica a partir de las deformaciones y fracturaciones que presentan los depósitos litorales más recientes.

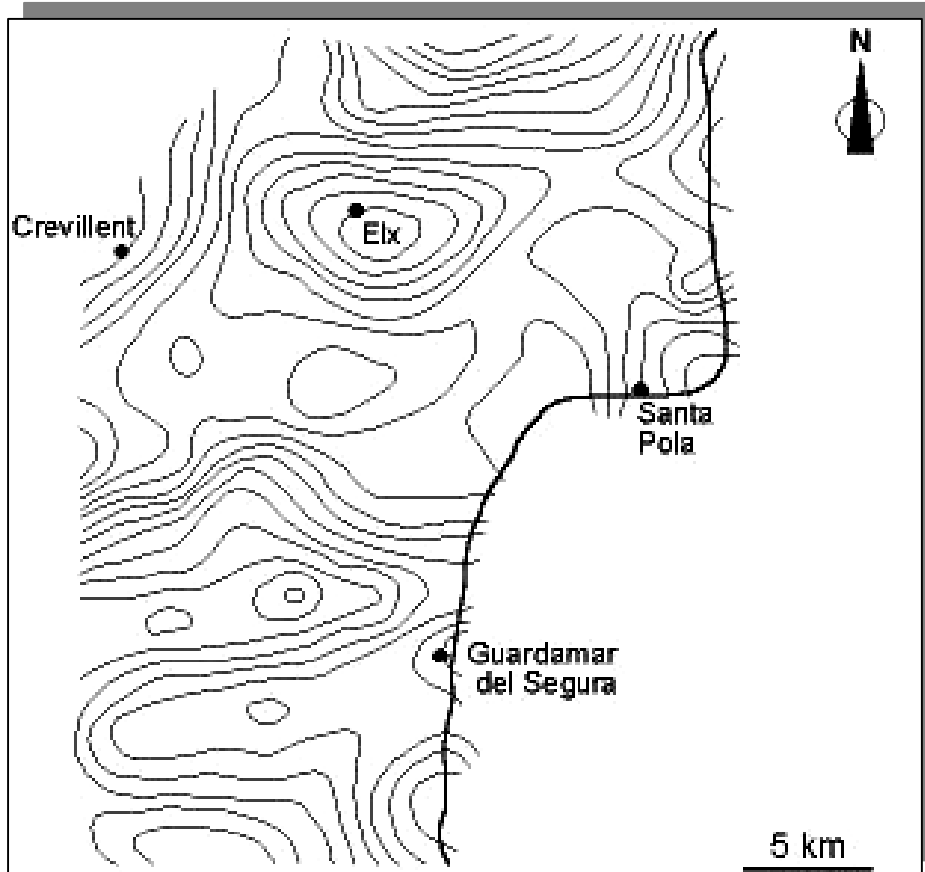


Fig. 5.1. Mapa de anomalías residuales (Modificado de Gauyou, 1977, en Alfaro, 1995)

En la Serra dels Colmenars, materiales cuaternarios aparecen buzando hacia el E con sedimentos miocenos y pliocenos (Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999). En la costa, en la Serra de Santa Pola se localizan playas a +100 m, atribuidas al Cuaternario antiguo por Mateu y Cuerda (1978), y al Plioceno superior por Goy *et al.* (1987b, 1993); en el Molar se plantea la misma problemática con una playa situada a + 70 m s.n.m. (ver capítulo 6.2). No obstante, los movimientos neotectónicos no sólo afectan a las playas más antiguas, sino que se aprecia la deformación, en mayor o menor medida, de la mayor parte de los niveles marinos fósiles que ocupan sus frentes orientales; los paleotirrenienses además, están inclinados hacia el interior de las depresiones (Montenat, 1977).

En las zonas que se elevan, las terrazas tirrenienses alcanzan las máximas altitudes y sus restos desaparecen en las áreas sinclinales subsidentes. Ello da lugar a secuencias sedimentarias encajadas y escalonadas (caso de Santa Pola) o bien superpuestas (caso de la Marina). Dumas (1977b) y Goy *et al.* (1993) coinciden en reconocer dos niveles tirrenienses superpuestos en la Serra dels Colmenars. Zazo *et al.* (1990) identifican los niveles neotirrenienses en esta zona a distintas cotas: + 1 m al N de las Salinas de l'Aigua Amarga, + 0 m en las mismas salinas, 0,5 m en los Arenales del Sol, 1,5 m en la Serra de Santa Pola, 0 m en las Salinas de Santa Pola, 1 m en la Serra del Molar, 3 m en Guardamar del Segura, 3,5 m en la laguna de La Mata, 1,5 m al N del Cabo Cervera y + 1 m al S de Torrevieja. Varios autores (Zazo *et al.*, 1993, 1994, Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999, Soria *et al.*, 1999) proponen para el sector de estudio una tasa de hundimiento baja-moderada, en torno a 0,1 mm/año, en función de la posición de los niveles de playa neotirreniense que se conservan en la zona, índice que coincide con la baja sismicidad registrada en este espacio.

En esta área se observa el comportamiento tectónico general de las costas valencianas que la enmarcan, donde se registra una tendencia subsidente en los litorales de morfología baja y un movimiento positivo en los horsts y anticlinales, que en el litoral se manifiestan a partir de frentes acantilados.

La existencia de dos contextos morfoestructurales de características diversas muestra un gran control a este respecto: El sector N, perteneciente al óvalo de Valencia, responde a un hundimiento generalizado que decrece ostensiblemente en el tramo septentrional de la provincia de Alicante (Rosselló, 1971). Por tanto, se registran unas altas tasas de sedimentación tanto en el continente como en la plataforma continental interna adyacente (Fumanal *et al.*, 1993a, Somoza y Rey, 1991). Por el contrario, a partir del Cap de Sant Antoni y en dominios más meridionales, aparece la influencia de las Cordilleras Béticas y de las fallas subordinadas que explican un hundimiento y basculación diferencial generado por la compartimentación de pequeñas cuencas, como es el caso que nos ocupa. La conjunción de las líneas de fracturación de la Falla de la Costa, que genera la subsidencia, con los accidentes de dirección NW-SE, diseña una estructura en fosas y depresiones tectónicas que facilita el apilamiento en cuñas y cuerpos transgresivos sobre la plataforma continental (Rey *et al.*, 1993).

Este marco estructural es el responsable de las distintas tendencias de la inestabilidad tectónica que caracteriza el litoral valenciano, que se manifiesta de forma similar en función del tipo de costa. El hundimiento de las zonas costeras bajas se constata tanto en las costas de acumulación del óvalo de Valencia como en las depresiones estructurales localizadas en los tramos acantilados de la provincia de Alicante (Fumanal, 1991-1992); éstas últimas se forman a partir de fallas transversales cuyo modelado se asocia a procesos subaéreos propios de la evolución de las laderas. En los sistemas litorales situados en la provincia de Valencia, se registran unas tasas de hundimiento muy acusadas que, según Zazo *et al.* (1993), se incrementan desde Sagunt hasta Pego, al menos en los últimos 100.000 años; esta subsidencia se documenta en la Marjal de Oliva-Pego incluso en el Holoceno (Viñals, 1996). En este sector sólo se han identificado afloramientos tirrenienses por encima de la cota de 0 m en el Perellonet (Rosselló, 1979) y en las inmediaciones de Torreblanca, ya en la provincia de Castellón (Sanjaume *et al.*, 1996). En el extremo S del óvalo de Valencia los efectos de la neotectónica son menos importantes (Viñals, 1995).

A partir del Cap de Sant Antoni la compartimentación en bloques del sector litoral, como consecuencia de la existencia de fallas ortogonales, explica una subsidencia diferencial. En este sentido, en la provincia de Alicante, además del contexto donde se incluye l'Albufera d'Elx, abundan ejemplos que indican esta subsidencia desigual de las costas bajas. La bahía de Xàbia presenta una inestabilidad tectónica manifiesta en tres sectores distintos, de los cuales el del N se hunde en el Pleistoceno inferior y se estabiliza a partir del Pleistoceno medio, mientras que el central subsidie al menos desde finales del Pleistoceno y durante el Holoceno; el bloque meridional parece el más estable (Martínez Gallego *et al.*, 1992, Fumanal *et al.*, 1993b). Xàbia en conjunto, al igual que Moraira, registra tasas de subsidencia mucho más moderadas respecto a la provincia de Valencia, con un hundimiento que desciende al menos desde el Tirreniense (Martínez Gallego *et al.*, 1995, Fumanal, 1995).

Calp, Altea, Benidorm y Alicante evidencian una tectónica de signo negativo pronunciado. En Calp, Jessen (en Rosselló, 1971), establece una subsidencia de 1,5 m. En la bahía de Altea los efectos halocinéticos de los afloramientos triásicos

incrementan la reactivación neotectónica, siendo responsables, por ejemplo, del salto piezométrico de 75 m en un trayecto de menos de 1 kilómetro entre la fuente de Callosa d'En Sarriá y las fuentes del Algar (Rodríguez Estrella, 1977a, 1977b); a estos efectos se deben también la deformación en momentos recientes de la playa tirreniense de Altea en el Cap Negret, situada a + 2 m (Dumas, 1981, Brückner & Radtke, 1986). El movimiento negativo continúa en Benidorm, aunque de forma más moderada. En la Illeta dels Banyets del Campello, se registra un nivel eutirreniense a + 5 m s.n.m. en el interior de la punta y a + 2 m s.n.m. en su parte frontal, por lo que se aprecian además procesos de basculamiento (Rosselló, 1999). En l'Albufereta, al N de la ciudad de Alicante, se han encontrado restos de depósitos costeros con fauna de *Strombus bubonius* (Lamarck) sumergidos a -6 y -9 m del cero actual (Dumas, 1977b, Goy *et al.*, 1993, Torres *et al.*, 2000); la superposición de estos hacen referencia a la subsidencia del sector. Los movimientos negativos de la costa se incrementan hacia el S y se pueden identificar desde la laguna de la Mata hasta Cartagena; a partir de Mazarrón predomina la tendencia a la elevación (Zazo *et al.*, 1993).

Las costas acantiladas valencianas pertenecen al sector compartimentado por fallas que se cruzan en direcciones ortogonales y parecen mostrar una tendencia tectónica más estable; no obstante, cuando son estudiadas de forma concreta también revelan diferencias a este respecto. Los sectores acantilados han sufrido hundimientos locales en su frente marino durante todo el Cuaternario y hasta momentos recientes, lo que en unos casos ha contribuido, junto con la erosión, al retroceso rápido de los constituidos por materiales más blandos (Rey *et al.*, 1993, Fumanal *et al.*, 1995). La neotectónica se manifiesta en estos casos a partir tanto de la deformación de los depósitos más recientes como de la propia estructura, que se muestra en muchos casos fracturada y basculada. A continuación se mencionan varios ejemplos de los resultados de esta actividad a lo largo de nuestras costas:

a) En Cova Tallada la base de las dunas eutirrenienses está situada hasta -17 m y hacia el S va disminuyendo en profundidad hasta aparecer incluso sobreelevada (Gaibar, 1972, Dumas, 1981). b) Entre el Cap de la Nau y el Puntal de Moraira la tectónica de fractura ha tenido una importancia decisiva en la configuración de este espacio litoral, ya que la mayor parte de los salientes y entrantes continentales son

producto del rejuego de fallas recientes (Martínez Gallego *et al.*, 1995). c) Una falla de orientación NNW-SSE es la responsable del acantilado del Morro del Castell; otras de las muchas *morres* de este sector tienen el mismo origen, como es el caso de la Morra de la Branca, del Roabit, Falguí, Punta d'Aldera, Morro de Tamarit, etc. (Sanjaume, 1985). Según Rosselló (1980), estas *morres* vienen a ser auténticas facetas de escalón de falla que van acompañadas por retrocesos kársticos, islotes, calas, escollos, etc. d) La Serra Gelada, según Gaibar (1974), presenta un basculamiento hacia el N en épocas muy recientes; aunque trabajos posteriores (Rosselló *et al.*, 1995, Yébenes, 1996) le atribuyen una inestabilidad más acusada en los flancos. e) Depósitos tirenienses se localizan a distintas cotas como resultado de la acción de la neotectónica: en Cap Negret, Dumas (1981), ha reconocido una playa neotirreniense a +2 m; en el Cap de les Hortes, Torres *et al.* (2000) identifican una plataforma de abrasión marina que atribuyen al Pleistoceno medio, situada a +29 m s.n.m., así como una playa tirreniense situada entre +1,5 y +3 m s.n.m. (Stearns & Thurber, 1965, Dumas, 1977a, Goy y Zazo, 1989).

6.- CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

En líneas generales, el litoral como medio de transición está regido por una serie de factores morfogenéticos que determinan su configuración actual. Entre los principales mecanismos y condicionantes podríamos señalar la estructura de la costa, la oscilación del nivel del mar a lo largo del Cuaternario, los controles neotectónicos y la dinámica marina. Además, las actuaciones antrópicas aparecen hoy como uno de los más importante agentes modificadores del medio (Sanjaume, 1985, Rosselló, 1989, 1991, Blázquez, 1998).

Desde el punto de vista estructural, en la zona litoral de estudio no aparecen acantilados que funcionen en la actualidad, sino que predominan las costas bajas; no obstante, destacan dos formaciones acantiladas relictas: la Serra de Santa Pola (o Cap de l'Aljub) y la Serra del Molar (fig. 6.1.). Según varios autores (Esteban,1977, Montenat, 1977), la construcción coralina y estromatolítica del Cap de Santa Pola tuvo un comportamiento de costa alta durante el Plioceno, bajo la morfología de una isla de estructura circular y, al igual que la Serra del Molar, supuso un frente acantilado en los momentos de estabilización de los niveles marinos altos que se desarrollaron en el Cuaternario, a partir de los cuales se han depositado una sucesión de niveles marinos adosados y encajados en la parte oriental de ambas sierras.



Fig. 6.1. Frente oriental del paleoacantilado del arrecife messiniense de Santa Pola

En la actualidad el litoral es de morfología baja, donde predominan los procesos de sedimentación, aunque en las inmediaciones del faro de la Serra de Santa Pola, desde l'Ermita del Rosari, se observa una costa rocosa formada por el afloramiento de calizas de rodolitos, que se sitúan estratigráficamente debajo del arrecife que forma esta sierra (VV.AA., 1999). Estas calizas biógenas pueden reconocerse en este tramo entre 0 m y +1 m y en algunos puntos, como en las inmediaciones del cuartel de Carabineros, aflora hasta unos +10/+15 m s.n.m. Hacia el S dominan de nuevo los procesos de acumulación costera, al principio de escaso desarrollo a partir de espolones localizados en la urbanización de Santa Pola del Este y al N del Puerto (Calas Santiago Bernabeu), y más hacia el S con material disponible suficiente para construir importantes edificios dunares. Estas formas sedimentarias serán tratadas con mayor detalle en el capítulo 6.1, junto con los espacios húmedos que aprovechan las llanuras aluviales desarrolladas en este contexto morfoestructural, localizados detrás de este cordón dunar.

La oscilación del nivel de mar como factor morfogenético del litoral actual es de gran importancia ya que de su posición dependerá la situación de la línea de costa y, por tanto, el predominio de la sedimentación continental o marina. El sector de estudio es muy rico en los indicadores clásicos de los cambios glacioeustáticos cuaternarios (Butzer y Cuerda, 1983, Cuerda, 1989): terrazas marinas, cordones litorales, morfología submarina, etc. No obstante, la forma de las laderas y de los abundantes paleodepósitos coluviales, aluviales y dunares son mecanismos muy significativos para la reconstrucción de las fases de progradación y retroceso del nivel del mar, ya que su desarrollo morfológico está directamente relacionado con las oscilaciones de la línea de costa. Una síntesis de todos ellos será comentada a lo largo de este capítulo. Sin embargo, los registros cuaternarios más completos obtenidos en nuestras costas se han basado en los testimonios ofrecidos por los sondeos mecánicos realizados en una serie de áreas piloto localizadas entre las poblaciones de Oliva y Moraira, cuyos resultados se recogen en numerosos trabajos (Dupré *et al.*, 1988, Fumanal y Viñals, 1989a, Fumanal *et al.*, 1989, Viñals *et al.*, 1989, Fumanal *et al.*, 1991, Fumanal y Viñals, 1991, Viñals, 1991b, Fumanal *et al.*, 1992, Fumanal *et al.*, 1993a, 1993b, Viñals *et al.*, 1993, Fumanal *et al.*, 1994, Fumanal, 1995, Fumanal *et al.*, 1997, etc.).

El tercer factor a tener en cuenta es la neotectónica; un análisis más detallado de la misma en la costa valenciana ha sido tratado en el capítulo 5. En líneas generales, el postpaís ofrece una tendencia positiva que lleva a sobreelevar la franja que antecede a la costa (Fumanal, 1991-1992). Este hecho se ha evidenciado en muchas áreas de la provincia de Alicante y S de Valencia (Pego, Xàbia, Benissa-Altea-la Vila Joiosa, Cap de les Hortes, Santa Pola, el Molar, etc). Como contraste, las ensenadas y depresiones estructurales alojadas entre los contrafuertes rocosos, así como los llanos aluviales distales de los ríos y segmentos de playas bajas, reflejan el movimiento negativo que los afecta desigualmente. El tramo Valencia-Sagunt se ha hundido a razón de 8 cm/ky en los últimos 100.000 años y Gandía presenta una tasa de subsidencia de 17 cm/ky (Zazo *et al.*, 1993), Pego se hunde con un valor de 2 mm/año (Viñals, 1996). Esta tendencia se frena hacia el sur hasta alcanzar valores relativamente estables en Dénia (Ferrer, 1993). La compartimentación que caracteriza la costa a partir de este punto explica la subsidencia diferencial de los bloques (Rey y Fumanal, 1996a), lo que permite que en Xàbia, la laguna del Saladar, l'Albufera d'Elx y la Laguna de La Mata se registren zonas que se elevan junto a otras que muestran tendencias subsidentes (Zazo *et al.*, 1993). A partir de la laguna de Torrevieja hacia el sur vuelve a observarse un movimiento negativo continuo. Las costas escarpadas experimentan, a nivel general, un comportamiento tectónico más estable.

A los efectos derivados de la oscilación marina, de la estructura o de la inestabilidad tectónica se une un cuarto factor: el proceso combinado de erosión-transporte-sedimentación en las áreas continentales, activado por las condiciones climáticas mediterráneas. El régimen intermitente de las redes fluviales y el comportamiento de la escorrentía, en sentido general con elevada pérdida de suelo, causa una importante cesión de material al ámbito marino inmediato que será redistribuido por la corriente de deriva litoral y otros agentes de la dinámica marina.

Los aportes sedimentarios que llegan a la costa y a la plataforma continental tienen una procedencia diversa, aunque es la descarga de los ríos la principal fuente de suministro. El área de estudio está hoy directamente bajo la influencia del río Segura ya que el río Vinalopó y el conjunto de ramblas procedentes del marco montañoso circundante se pierden en las zonas húmedas que caracterizan este sector

litoral, sin llegar a desembocar en el mar. Desde el punto de vista de aporte de material, estas ramblas son fundamentales durante los momentos de las grandes crecidas, ya que en contraste con sus ínfimos estiajes experimentan ocasionales avenidas que suelen producirse cuando lluvias de gran intensidad coinciden con el trazado favorable de la red afluyente. En los momentos de aguas bajas estos aluviones se acumulan en el fondo de los cauces y tan solo son arrastrados en el episodio de las crecidas, cuando aumenta mucho la capacidad de transporte. Por consiguiente, teniendo en cuenta que la falta de una cubierta vegetal continua en las laderas, por causas climáticas y antrópicas, facilita el desmantelamiento de los suelos, la cantidad de derrubios arrastrados por estos cauces es considerable. No obstante, sólo contribuyen al relleno de las zonas deprimidas, sin participar apenas en el total de los aportes que alcanzan la costa.

Es, por tanto, el río Segura el principal responsable de los sedimentos utilizados para construir las formas litorales de acumulación más notables del área de estudio. Sanjaume (1985) indica, a partir del análisis de minerales pesados, que el Segura tiene especial incidencia en la formación de la restinga actual que cierra l'Albufera d'Elx.

Además del origen fluvial, los materiales susceptibles de ser depositados en el medio marino pueden tener otras procedencias, entre las que podríamos mencionar: la erosión de los acantilados, el viento, la destrucción de formaciones relictas y los sedimentos detríticos de origen orgánico, procedentes de la plataforma continental inmediata (Sanjaume, 1985). En este sector, la denudación de acantilados es irrelevante debido a la ausencia de los mismos y los otros tres mecanismos están muy supeditados al aporte fluvial.

Los procesos de dinámica marina -olas, corrientes y, en menor medida, las mareas- son los responsables del reparto y redistribución de estos materiales por todo el litoral y la plataforma, en función de los agentes remodeladores generales activos en el área y de los diversos condicionamientos locales que se registran particularmente en cada zona. Entre las corrientes litorales destaca por su importancia como responsable de la mayor parte del transporte de sedimentos, la corriente de deriva litoral. Se trata de un desplazamiento longitudinal a lo largo de la costa, cuya

dirección puede coincidir o ser totalmente contraria a la que presenta la corriente general.

Aunque el campo de actuación de las corrientes litorales se sitúe entre la zona de rompientes y la orilla -por su dependencia del oleaje- resulta difícil delimitar sus efectos de los producidos por las corrientes generales, ya que, normalmente, se suman ambas acciones. Para Maldonado y Zamarreño (1983), de los distintos tipos de corrientes litorales o meteorológicas, las más importantes en el área de estudio son las producidas por los temporales marinos, en especial los levantes de componente NE. Según Esteban (1987, 1999), la dinámica litoral de esta área se halla condicionada por los oleajes de NE y E y, en menor medida, por los del segundo cuadrante. Las violentas tempestades concurren con una frecuencia de 8-10 veces al año, generalmente durante la primavera y el otoño y crean frentes de olas de mayor período y más longitud de onda que producen un mayor efecto sobre el fondo (Goy, 1994). No obstante, factores como la orientación de la costa a los vientos y temporales dominantes y la pendiente de la plataforma adyacente revisten mucha importancia a este respecto.

Para las costas valencianas, Sanjaume (1985) propone una componente general de la deriva litoral en sentido N-S hasta los Promontorios de la Nau, mientras que a partir de este punto la dirección general se invierte; no obstante, Viñals (1996) señala en la Marjal de Oliva-Pego el punto de encuentro de ambas corrientes. En este sentido, un pequeño detalle morfológico podría reflejar las distintas pautas que sigue la deriva litoral o la corriente general longitudinal paralela, ya que la interacción entre ambas es la que determina la dirección del transporte de los sedimentos en nuestras costas: las numerosas golas de desagüe de albuferas y acequias, al N y S de la ciudad de Valencia -Albufera de Valencia, Riu de Xeraco, etc.- (Rosselló, 1971), así como los sistemas de abanicos submarinos deltaicos asociados a la desembocadura del Xúquer (Goy *et al.*, 1987a), experimentan una notable desviación hacia el sur. En posiciones más meridionales la cuestión ya no resulta tan clara (Rosselló, 1971).

Para el área de estudio Sanjaume (1985), defiende una deriva litoral de dirección predominante en sentido S-N, por lo menos en la actualidad, ya que propone una dirección contraria durante el Pleistoceno superior. Otros trabajos

(Esteban, 1987, Cortés, 1988, VV.AA, 1990, Esteban, 1999), indican para esta zona dos subtramos respecto al transporte longitudinal neto, el primero entre la Punta del Pinet y el Puerto de Santa Pola, con sentido hacia el N, y el segundo, entre la Punta del Pinet y el Cabo Cervera, con sentido hacia el S; por tanto, la Punta del Pinet corresponde a un sector de transporte neto prácticamente nulo. A partir de la desembocadura del Segura el transporte longitudinal neto presenta una clara dirección S. Otros autores (Rey *et al.*, 1999), identifican en la actualidad una corriente de deriva litoral en sentido N-S en las costas valencianas, pero con desarrollo de corrientes de refluo locales muy frecuentes a partir del Cap de Sant Antoni.

Finalmente, la acción antrópica ejerce presión sobre el medio desde tiempos remotos, que pueden retrotraerse a los comienzos de las sociedades agricultoras y ganaderas desde hace varios miles de años. En el área de estudio son frecuentes los yacimientos arqueológicos, sobre todo pertenecientes a la Edad del Bronce; con emplazamientos preferentes en las partes más altas de la cuenca, donde la influencia del área fangosa es menor. Según Simón (1999), los sitios de ocupación más notables de este sector son: l'Alcúdia (Elx), -fig. 6.2-, Caramoro I (Elx), Caramoro II (Elx), la Penya Negra (Crevillent), el Bosc (Crevillent), Hurchillo (Albatera), Cabezo Pardo (Albatera), Cabezo del Molinico (San Isidro de Albatera), Laderas del Castillo (Callosa del Segura), San Antón (Orihuela), los Saladares (Orihuela), Cabezo del Rosario (Benejúzar), Cabezo del Mojón (Benejúzar-Almoradí), Cabezo del Muladar (Rojales), Monte Calvario (Rojales), Cabezo de las Particiones (Rojales), Cabezo Soler (Rojales), Cabezo Lucero (Guardamar del Segura), Cabés de l'Estany (Guardamar del Segura), la Ràpita de Guardamar (Guardamar del Segura), El Molar (San Fulgencio), El Oral (San Fulgencio), La Escuela (San Fulgencio) y Picola (Santa Pola).

Aquella incipiente influencia ha pasado por varias etapas hasta convertirse en la actualidad en un aspecto grave y decisivo, debido a su capacidad de alterar el equilibrio natural del medio físico y biológico, especialmente en ámbitos tan delicados como el costero. Baste mencionar en este sentido, la alteración de la sedimentación natural a partir de las grandes construcciones dedicadas a regularizar el caudal de los ríos o aprovechar su energía, o las obras de desviación de un río que vierte su caudal en otra costa, dejando desabastecida su desembocadura primitiva

(Rosselló, 1989). Esta circunstancia, unida a la intensa extracción de áridos que se producen en la mayor parte de los cauces de las ramblas mediterráneas, ha reducido sustancialmente el volumen de carga sólida que los ríos aportan al mar. Este hecho, por si mismo, podría provocar una ligera pérdida costera. Sin embargo, el despliegue de actividades antrópicas realizadas en los últimos tiempos ha conllevado un incremento en las tasas de retroceso de la costa y un cambio en su morfología originaria.



Fig. 6.2.- Sector Casas Ibéricas del yacimiento ibérico de l' Alcúdia d'Elx, célebre por el hallazgo de la Dama d'Elx.

Una de las alteraciones más significativas, en este sentido, la producen los obstáculos que se interponen a la deriva litoral: puertos -comerciales, pesqueros, deportivos-, como el de Santa Pola; o los diques de canalización de ríos y acequias (Rosselló, 1991), como es el caso de la desembocadura del río Segura; o los diques de las Calas de Santiago Bernabeu o los que separan la Gran Platja de Platja Llisa y ésta de Platja del Tamarit. Por otra parte, la invasión turística ha provocado otras modificaciones en el medio litoral. El crecimiento de este fenómeno de forma desordenada y en ausencia de una mínima planificación, especialmente en la provincia de Alicante (Vera Rebollo, 1991), ha conducido a la degradación del medio natural. Su impacto más importante es la proliferación de urbanizaciones y residencias secundarias, muy abundantes en las sierras de Santa Pola y el Molar.

Otros factores a tener en cuenta son las prácticas pesqueras inadecuadas, como la pesca de arrastre que daña las praderas de *Posidonia oceanica* (Sánchez Lizaso, 1991) que, aunque no puede observarse directamente en el área de estudio, es una práctica común al menos en toda la provincia de Alicante, donde paradójicamente estas praderas están mejor conservadas respecto a Valencia y Castellón.

En definitiva, varios mecanismos inciden directamente en la configuración actual de la costa de estudio, donde convergen diversos ambientes morfológicos y deposicionales, actuales y relictos. Se trata de un sistema de restinga-albufera localizado en el fondo de una depresión con el que interdigitan sedimentos aluviales procedentes del marco montañoso circundante. Una barrera arenosa reciente aisla este espacio del mar abierto, y conserva en su interior restingas precedentes que indican posiciones antiguas de la línea de costa. A continuación se estudian con mayor detalle todas estas formaciones desde una perspectiva geomorfológica y, para completar la visión del Cuaternario en este sector, se añade una perspectiva general de la tectónica y sedimentación de la plataforma submarina interna adyacente.

6.1.- L'Albufera d'Elx: un espacio de transición

Como su nombre indica, l'Albufera d'Elx es un complejo de isla barrera-*lagoon*, denominado en esta zona como sistema de restinga-albufera, a partir del término árabe *al-buháira* (Rosselló, 1982). Responde, por tanto, a una génesis y una evolución muy peculiar dentro del comportamiento que presentan las costas bajas.

En estos medios la playa está relacionada con un cordón litoral que separa el mar abierto de una laguna de agua salina, salobre o dulce. Suelen desarrollarse en costas micro o mesomareales, con pendientes costeras bajas y una disponibilidad continua de sedimentos, procedentes sobre todo del aporte fluvial y, en menor medida, de la plataforma (Shepard, 1963, Zenkovich, 1967, Davis, 1983, Dabrio, 1992). Otros autores añaden otro factor necesario para la formación de estos sistemas, como es la existencia de una tectónica activa subsidente (Nichols & Allen, 1981). Para Zenkovich (1969), el inicio de la formación de un cordón litoral es producto del

frenado de las olas por refracción a partir de la disminución de la profundidad al llegar a una bahía. Como consecuencia, la ola deposita los sedimentos por la disminución de la energía, la bahía va rellenándose y, en combinación con los agentes de la dinámica marina, que encauzan los aportes fluviales o marinos, se produce la formación de barras submarinas. Según este autor, las restingas se forman como consecuencia del crecimiento vertical de barras submarinas, que alcanzan la superficie por efecto de la sedimentación; ésta teoría es la más verosímil para explicar el origen de la mayor parte de las restinga valencianas, debido al escaso gradiente de la zona infralitoral (Sanjaume, 1985).

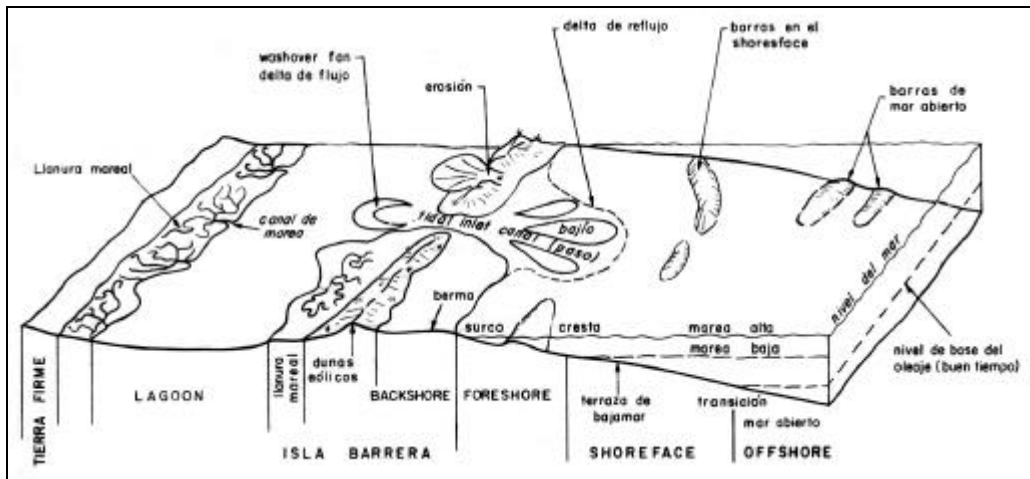


Fig. 6.3.- Modelo de una costa de restinga-albufera (Dabrio, 1992)

En este tipo de ambientes, se distinguen dos conjuntos geomorfológicos: la isla-barrera o restinga, es decir, el cordón litoral arenoso que se extiende a lo largo de la costa, y la laguna litoral o albufera, que se refiere a la masa de agua que se sitúa detrás de la restinga (fig. 6.3). La restinga que cierra en la actualidad l'Albufera d'Elx corresponde a un cordón dunar al que se adosa una playa arenosa, además de varias paleorrestingas paralelas; la albufera propiamente dicha se identifica con las Salinas de Santa Pola antes conectadas, como indican diversas fuentes, con el Fondo d'Elx-Crevillent.

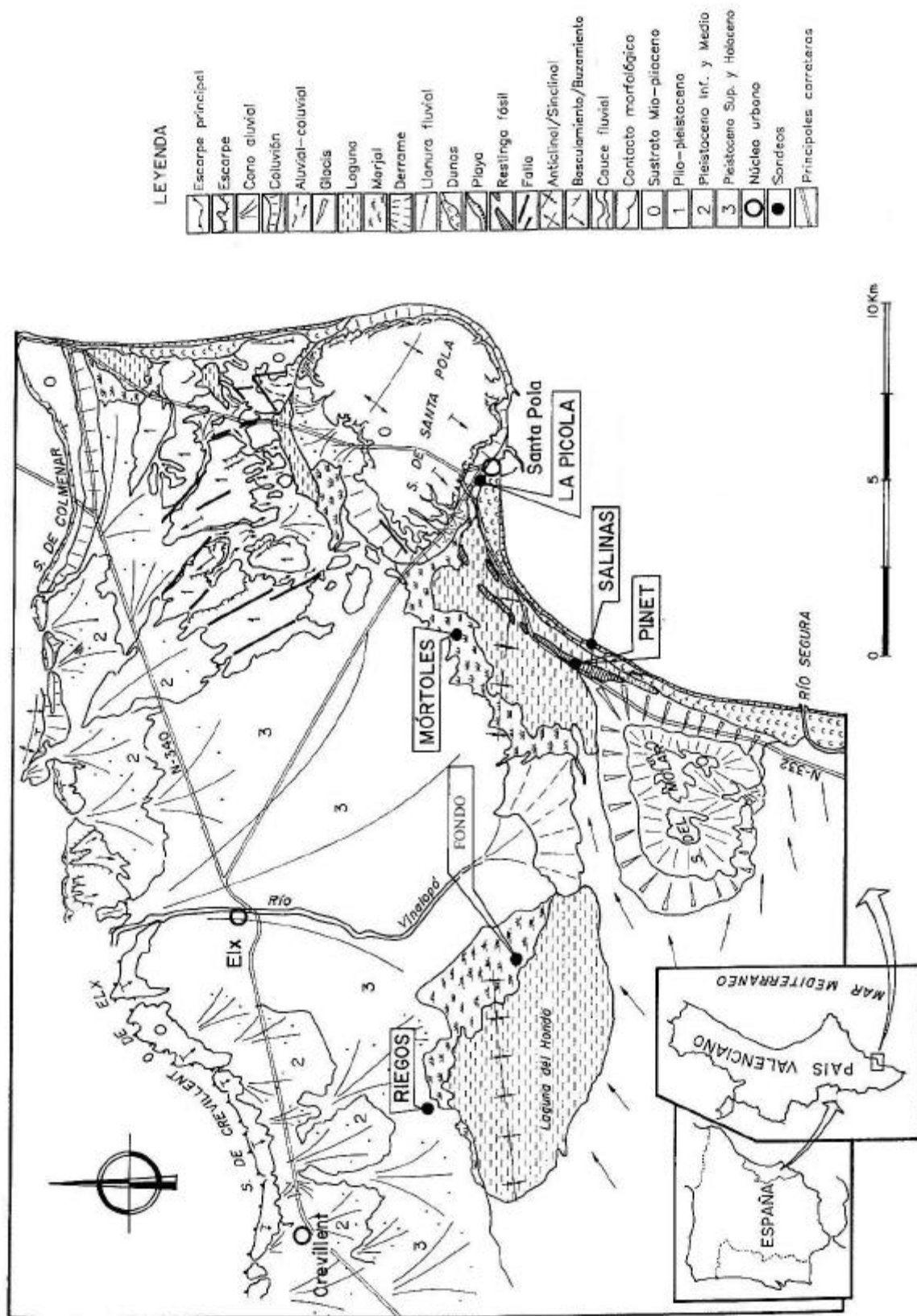
La subsidencia generalizada y continua que se mantiene en este sector, como hemos visto, la disponibilidad de sedimentos a partir, sobre todo, del río Segura, la

escasa pendiente del infralitoral inmediato (Rosselló, 1993) y la ausencia de mareas significativas, como corresponde a un mar cerrado (50 cm de amplitud máxima para el Mediterráneo), favorecieron la formación de los sistemas de isla-barrera *lagoon* característicos de esta costa. Los comienzos de las lagunas de Torrevieja y La Mata, sobre todo de esta última, se adscriben al Pleistoceno medio (Somoza, 1994), sin embargo y hasta ahora, los distintos autores han reconocido formas y procesos que indican que el cierre más antiguo de l'Albufera d'Elx se produjo durante el Pleistoceno superior (Sanjaume, 1985).

En la fig 6.4 están cartografiados los espacios húmedos característicos del área de estudio, donde destacan las Salinas de Santa Pola y el Fondo d'Elx-Crevillent. Otra formación similar son las Salinas de Aigua Amarga, además del Fondo de la Senieta y el Clot de Galvany, que se localizan, al igual que aquella, al N del Cap de Santa Pola. En todos ellos, a excepción del Fondo de la Senieta se observan áreas pantanosas asociadas que responden a facies de marjal.

En l'Albufera d'Elx se aprecia el desarrollo de tres restingas (fig. 6.4.), dos fosilizadas dentro de la zona lagunar, y la actual, que la separa del mar; las tres son morfológicamente de tipo *midbay bar* (Sanjaume, 1985). Algunos autores (Rosselló y Mateu, 1978, Sanjaume y Gozávez, 1978, Rosselló, 1993) sugieren la existencia que una cuarta restinga, que se formaría durante la estabilización del mar Flandriense que, de haberse conservado, podría encontrarse por debajo del nivel de las salinas o de la restinga actual.

En cualquier caso, teniendo en cuenta la morfología actual y relictas de la costa y el papel protector que ejerce el Cap de Santa Pola a los vientos del primer cuadrante, todas las restingas parecen ser producto de un oleaje dominante en sentido E-W y SE-NW, empujado por el viento de la misma dirección, que procedería del mar Tirreno y de Argelia, respectivamente (Rosselló, 1993). Según Esteban (1999), los vientos dominantes que llegan a la zona de estudio a lo largo del año son los procedentes del E y NE, y en menor medida los del W y SW; durante el otoño, son poco intensos y variables. En invierno se incrementa la influencia de las direcciones del cuarto cuadrante, mientras que en primavera y verano son más frecuentes e intensos los vientos del E, aunque éstos son máximos en otoño.



La restinga más antigua está situada hacia el interior de las salinas. Se desarrolla a lo largo de toda la zona húmeda de forma paralela a la línea de costa actual y fue aprovechada para el trazado de la Carretera N332. A la altura del Cap de Santa Pola se aleja de la costa unos 1,4 km aproximadamente, mientras que en el Molar se encuentra a sólo 700 m. Alcanza su máxima amplitud en las inmediaciones del Molar y se adelgaza hacia el N, sobre todo hacia la mitad de la barrera; no obstante, ha podido sufrir transformaciones antrópicas durante la instalación de las salinas. El estrechamiento hacia su parte central junto a la ligera incurvación hacia el NW que presenta en este punto hace pensar en una posible gola con morfología de gancho. En los afloramientos que se localizan en las inmediaciones del Molar, hacia el km 81 de la N332, en el Mapa Topográfico (1:50.000), en una longitud de unos 300 m y con potencias de hasta 3 m, se reconocen varias especies senegalesas entre las que destaca la presencia y abundancia del gasterópodo *Strombus bubonius* (Lamarck), lo que permite atribuir esta barrera al episodio Tirreniense; varios autores la asignan al Tirreniense II (Cuerda y Sanjaume, 1978, Cuerda, 1995). En general, los restos fósiles presentan señales de rodamiento. En algunos puntos pueden observarse facies lagunares en el techo de los depósitos tirrenienses, lo que supondría un posterior cierre de la albufera que alojaría en su interior la restinga más antigua aflorante. Según Sanjaume (1985), en estos sedimentos más recientes puede distinguirse un nivel con fauna salobre o marina datada en 4.700 BP, seguido de un episodio palustre de agua dulce del 3.900 BP.

Fragmentos de una segunda restinga se observan en la fig 6.4, entre el km 84 y km 85. Su trazado es paralelo al que muestra la restinga más antigua, de la cual la separan 600 m en el punto más lejano; esta proximidad podría indicar que la última barrera pudo haberse formado a expensas de la barra sumergida de aquella. Presenta una altura máxima sobre el nivel del mar de menos de 1 m y se extiende a unos 300 m de la línea de costa actual. Aunque no se han encontrado fósiles que informen de la edad de este depósito, Sanjaume y Gozávez (1978) la atribuyen al Neotirreniense, por la escasa distancia respecto a la restinga anterior. Además, la erosión de los restos faunísticos de la barrera más antigua aflorante en los puntos situados a cotas más bajas, podría indicar que la posición del mar neotirreniense debió ser próxima a la del eutirreniense en esta zona (Cuerda y Sanjaume, 1978).

La restinga actual constituye una acumulación arenosa que aumenta de amplitud entre 600 m al N y 1 km al S, en la desembocadura del Río Segura (fig. 6.4). En el centro sufre un estrechamiento, a la altura de la gola donde alcanza unos 200 m. Presenta una orientación SSW-NNE en la parte meridional y muestra una tendencia en sentido E-W en las inmediaciones del Cap de Santa Pola. A lo largo de este cordón han sido denominadas una serie de playas, que de N a S son: Platja de Santa Pola del E, Platja Llisa, Platja del Tamarit, Platja del Pinet, Platja de la Marina, Platja del Rebollo y Platja dels Tossals; ésta última en las proximidades de la desembocadura del río Segura. Esta orientación facilita la efectividad de los vientos de Levante, tanto desde la perspectiva erosiva como acumulativa. Según Sanjaume (1985), la disponibilidad de sedimentos que forman esta restinga procede de la descarga del río Segura, a diferencia de las relictas que, a partir del estudio de minerales pesados, parecen estar constituidas por materiales del río Vinalopó. Por tanto, esta restinga se iniciaría en las cercanías de la desembocadura del Segura y se extendería hacia el N, hasta el Cap de Santa Pola. En consecuencia, como ya se ha comentado, durante el Pleistoceno la deriva litoral debía presentar una componente opuesta a la actual, es decir, el mayor transporte sedimentario se produciría en sentido N-S (Sanjaume, 1985, Rosselló, 1993).

En este cordón litoral reciente pueden reconocerse los diversos ambientes que caracterizan la isla barrera o restinga que cierra l'Albufera d'Elx, señalizados en la fig 6.3: la playa o *beach barrier* y las dunas eólicas o *foredune*.

La playa comprende el espacio extendido entre el nivel de base medio de las olas, en el mar, y el máximo nivel de tormenta en el continente, en la cual se distinguen a su vez varios subambientes, cuyas características sedimentarias y biológicas propias de esta zona serán descritas con mayor detalle en el capítulo 8.6.3. Desde el mar hacia el continente estos son:

a) *Shoreface*: También llamada playa subacuática, zona sublitoral o infralitoral. Es la parte sumergida de la playa y presenta un límite inferior fluctuante ya que se establece a partir del nivel de base medio de las olas en momentos de buen tiempo; este subambiente da paso a la plataforma interna. Desde el punto de vista

sedimentario, a lo largo de las distintas playas del sector de estudio puede observarse la presencia de *ripples* en el área más superficial y, según VV.AA. (1999), dunas sumergidas o barras submarinas a mayores profundidades; ambos contruidos a partir de granulometrías arenosas. Los primeros muestran una sección transversal simétrica, propia del oleaje del medio marino, y sus alturas son centimétricas; las segundas son cuerpos de arena que forman alineaciones de suave perfil transversal asimétrico y de altura métrica.

Algunos autores (Esteban, 1987, 1999 Cortés, 1988, VV.AA., 1990), han identificado una serie de barras submarinas en el *shoreface* situado entre el Cap de Santa Pola y la desembocadura del río Segura. En platja Llisa, reconocen la existencia de tres barras sucesivas de cotas superiores a 3 m, desarrolladas hasta una distancia de 500 m de la línea de costa. Después del verano, se observa un incremento de la barra situada a 50-75 m de distancia de la costa. En la desembocadura del assarb de Dalt, entre 50 y 125 m se observan unas barras que durante el período de calma avanzan hacia la playa emergida; a partir de los 350 m aparecen sucesivas barras más o menos pronunciadas que varían de extensión entre -4 y -6 m. A partir de la Punta del Pinet, las condiciones energéticas del medio aumentan y se constata la presencia de barras entre 250 y 450 m, a unos 4 m de profundidad. Las barras son muy pronunciadas y se prolongan hasta los 900 m. En la Marina se detecta una barra entre los 75 m y 125 m y más al S a 50 m. Al N de la desembocadura del Segura no se registra ninguna irregularidad del fondo.

Las pendientes de esta zona son bajas como indica el hecho de que la isobata de -10 m esté a 2,5 km mar adentro y la de -20 m esté a 4,5 km. Estacionalmente, se registran cambios en los procesos dinámicos de origen marino, a partir de los cuales existe un predominio de la erosión durante el invierno y, por tanto, pendientes más acusadas y perfiles más cóncavos. En verano predomina la acumulación y el perfil de la playa se regulariza y suaviza de nuevo. Según Esteban (1987), a partir de perfiles topográficos transversales a la costa, realizados en este subambiente, se observa que los temporales afectan sobre todo al Cap de Santa Pola y sus degradaciones resultantes disminuyen hacia el S. Esta morfología sumergida fue confirmada un año después por Cortés (1988), con pequeñas diferencias producidas por las variaciones estacionales de la dinámica marina. Estos autores muestran que la pendiente en platja

Llisa es del 1,7% en los 150 m inmediatos a la costa, a partir de los cuales disminuye aún más (en torno al 0,8%). En la desembocadura del assarb de Dalt, es del 4% en los primeros 50 m que dan paso a un tramo casi horizontal hasta los 400 m (a -4 m). Más al S, a partir de la Punta del Pinet, las condiciones litorales cambian ya que la pendiente es más acusada, debido a una intensa componente transversal. La pendiente es del 3,5% hasta los 175 m de la línea de costa. En la playa de la Marina, es casi constante en todo el tramo, en torno al 0,9%. Al N de la desembocadura del Segura se observan procesos de relleno, producto del efecto de trampa de sedimento del espigón del N, lo que supone un transporte sólido litoral hacia el S de volúmenes considerables. En este punto la pendiente es del 0,9%.



Fig. 6.5. Subambiente de *foreshore* en la Platja del Pinet

b) *Foreshore*, también denominado zona intertidal, mesolitoral (fig.6.5). Es la parte inclinada de la playa que se extiende entre el límite de marea baja y la marea alta; en las costas micromareales las mareas meteorológicas facilitan la identificación de este espacio (fig. 6.3), donde el proceso dominante es la batida del oleaje (Dabrio, 1992). Según este autor, en el límite de este subambiente con el sublitoral es típico encontrar un cambio de pendiente y un resalte o escalón de fracciones más gruesas. En las playas de la restinga actual de l'Albufera d'Elx, esta zona tiene una anchura de unos 3 m de media, ya que la pendiente del estrán emergido es alta, unos 15°, y el

rango mareal es reducido; no obstante, en Platja Llisa es bastante más amplia, dada la escasa pendiente que la caracteriza, a la cual debe su nombre. Desde el punto de vista sedimentario también son característicos los *ripples*, pero en este caso son de corriente, lo que implica una sección transversal asimétrica. También han podido observarse en algunas ocasiones estructuras de *crescent marks* (fig. 6.6) que se generan por la interferencia que produce un obstáculo, normalmente conchas de bivalvos o cantos, al flujo laminar de la batida del oleaje. Además, a lo largo de la playa se observan *beach cusps*, que dan lugar a entrantes y salientes en forma de arco ocasionados por el *swash* de las olas. En general, la estratificación interna típica de este subambiente es la laminación paralela de régimen de flujo alto inclinada hacia el mar (Dabrio, 1992).



Fig. 6.6. Estructuras sedimentarias de *crescent marks* en el subambiente de *foreshore* de la Platja del Pinet

c) *Backshore*, también denominado zona supralitoral, playa subaérea, trascosta o playa seca (fig. 6.7). Está comprendido entre el nivel de marea alta y el alcance máximo de las tormentas, cuyo límite inferior equivalente en las costas micromareales es la parte distal de la zona de batida. Desde el punto de vista topográfico es plana y está algo inclinada hacia el mar y son frecuentes los procesos de bioturbación, que incluye la acción antrópica que genera el turismo. Desde una perspectiva sedimentaria, se caracteriza por los *ripples* de corriente, que cambian de

posición en las diferentes épocas de año en función de la orientación del viento dominante. Es frecuente encontrar en este subambiente un escalón erosivo denominado *berma*, que corresponde al nivel del oleaje en momentos de tormenta como consecuencia del ascenso del nivel marino por causas meteorológicas. A partir de esta micromorfología litoral el tamaño de grano desciende hacia el interior del continente.



Fig. 6.7. Subambiente de *backshore* en la Platja del Pinet

Las dunas eólicas o *foredune*, configuran el conjunto de mayor altura del cordón litoral y se localizan a continuación del *backshore*, aunque algunos autores las incluyen como parte de éste (fig. 6.8). Se desarrollan campos dunares con cinco alineaciones en las inmediaciones del Segura, que se reducen a dos en las Salinas de Bonmatí. Sanjaume y Gozávez (1978), atribuyen a la acción antrópica la desaparición del sistema dunar en el S del Cap de Santa Pola. Las arenas tienen un tamaño medio más pequeño que el que se observa en el *backshore* y las formaciones dunares ofrecen pendientes de 40° y 60° en el lado de sotavento y de 10° a 15° en el de barlovento. Su altura también se incrementa hacia la desembocadura del Segura.



Fig. 6.8. Subambiente de dunas eólicas en la Platja del Pinet

En las inmediaciones de las Salinas de Bonmatí, pueden reconocerse dos cordones dunares separados por unos 15-20 m de distancia, donde se instala una extensa depresión interdunar. El primer cordón presenta unos 20 m de anchura y unos 6-7 m de altura, mientras que el segundo tiene un desarrollo mucho mayor, donde pueden observarse alturas de hasta 80-90 m. El edificio dunar más próximo al mar está escasamente colonizado por la vegetación, a diferencia del más cercano a las salinas que está fijado por comunidades vegetales que estabilizan la arena, como gramíneas e incluso pinares en la parte más interna. Al no estar cubierto por la vegetación, es frecuente encontrar en el primer cordón dunar estructuras sedimentarias de corriente en superficie como los *ripples*, de tamaños similares a los desarrollados en la zona del *backshore*.

La depresión interdunar situada entre ambas alineaciones dunares (fig. 6.9), es una zona de amplias dimensiones y morfología deprimida que se inunda esporádicamente durante los momentos de tormenta. La energía de los temporales mediterráneos puede erosionar el primer cordón dunar, formando canales, por los cuales penetra el agua marina y propicia el desarrollo de charcas efímeras que desaparecen por infiltración o evaporación.



Fig. 6.9. Depresión interdunar formada entre las dos alineaciones dunares desarrolladas en el Pinet.

Detrás del segundo cordón dunar y dentro del ambiente de restinga un subambiente individualizado conecta la restinga con la laguna. Se trata de la llanura de restinga o *backbarrier flat*, cuyo equivalente en los sistemas de restinga albufera desarrollados en las costas mareales es la llanura mareal. En l'Albufera d'Elx presenta un desarrollo muy pequeño y esporádico a lo largo de la restinga actual, ya que en la mayor parte de su extensión el segundo cordón dunar invade las salinas. Desde el punto de vista sedimentario se caracteriza por arenas grises con proporciones importantes de limo y arcilla y de materia orgánica, de lo que se deduce que está afectada tanto por procesos de oxidación, correspondientes a un ambiente expuesto, como de reducción, característicos de facies lagunares.

Los ambientes descritos en la restinga actual son interrumpidos por un canal que comunica la laguna con el mar abierto. Este canal natural se localiza en el punto donde se unen las salinas del Braç del Port y las de Bonmatí, a la misma altura que la gola descrita para la restinga más antigua. Se le denomina gola del Vinalopó y su morfología abierta es aprovechada para el emplazamiento de los desagües dels assarbs de Dalt, del Robatori y Ampla. Además, un conjunto de pequeños canales artificiales atraviesan también la restinga actual, procedentes de las Salinas de Bonmatí. Según Fisher (1978), las golas se originan de dos maneras, bien se

desarrollan al mismo tiempo que la construcción de la restinga que se forma a partir de flechas litorales o bien son producto de roturas de la isla-barrera una vez cerrada la laguna, como consecuencia de episodios de tormenta.

Como es lógico, en las costas micromareales el papel de estos conductos es mucho menos eficaz que el que desempeñan en las costas afectadas por mareas, donde desarrollan depósitos con morfología de abanico, que se denominan delta de flujo o *washover fans*, cuando son cuerpos arenosos procedentes del mar abierto que se instalan en la superficie de la laguna, o deltas de reflujo, si se trata de un material que proviene de la laguna. No obstante, los primeros pueden formarse en costas micromareales como resultado de la acción de tormentas, que rompen el cordón dunar y penetran en la depresión asociada; mientras que los segundos son más el producto del retorno mareal. Las condiciones actuales de l'Albufera d'Elx no permiten la formación de depósitos de *washover fans*, debido a la antropización de la laguna y a la amplitud y altura del cordón dunar que la separa del mar, aunque este último factor sería menos significativo hacia el N. Como resultado de la existencia de una sola bocana y de la presencia de un pequeño delta en la salida, la gola del Vinalopó parece poco efectiva como canal de intercambio de aguas salobres y marinas, ya que el flujo natural se realiza de forma predominante en sentido tierra-mar.

Respecto a la edad de esta restinga actual, estudios geoarqueológicos en las inmediaciones meridionales del Cap de Santa Pola han determinado un yacimiento romano (Picola) dedicado a la fabricación de salazones en la época romana bajo-imperial y que hoy se encuentra a unos 500 m de distancia de la costa (Badie *et al.*, 2000). Dicho yacimiento, estaba emplazado en aquellos momentos junto a una playa abierta, como ha podido reconocerse por sondeos realizados en su entorno inmediato, lo cual pone de manifiesto la posterior y reciente formación del cordón litoral existente (Fumanal y Ferrer, 1998). Por tanto y según estos autores, esta restinga es el resultado de un proceso iniciado con posterioridad al período romano.

Pese a las condiciones de altas tasas de acumulación que son necesarias para formar una barrera de estas características en menos de 2000 años, a finales de los ochenta se constata el carácter regresivo de esta costa en algunos puntos. Se registra una erosión profunda en las márgenes del río Segura, que se extiende hasta las Salinas

de Pinet (VV.AA., 1990). Según los mismos autores, al mismo tiempo se observa un retroceso de la línea de costa acompañado de procesos de acumulación neta de materiales entre el Puerto de Santa Pola y Platja Llisa, a partir de la cual hasta la punta del Pinet, se reconocen también retrocesos de la playa sin manifiesta acumulación neta de materiales, con un aparente equilibrio morfodinámico en la Punta del Pinet. Todo ello es la consecuencia directa de la implantación del sistema de regulación en el río Segura.

Esta restinga actual cierra una depresión de disposición alargada, según la orientación de la costa, que debió presentar la morfología propia de un *lagoon*, pero como consecuencia de las transformaciones antrópicas ha perdido las características originales (fig. 6.10). El nivel del agua se mantiene tanto por la alimentación artificial marina como por la recarga artificial de los niveles freáticos a partir del embalse del Fondo d'Elx-Crevillent; no obstante, el nivel freático oscila entre -2 m y la superficie. Sus dimensiones son de 20 km² o de 27 km² si añadimos las 700 Ha de zonas marginales desecadas recientemente. El sedimento que rellena las salinas se caracteriza por presentar texturas arcillosas de color gris, con un alto contenido en materia orgánica, donde es frecuente encontrar *Cerastoderma edule* y gasterópodos de aguas salobres, además de restos de rizomas y hojas de *Posidonia oceanica*. Según Zaninetti (1984b), en este ambiente se alcanza una concentración media de NaCl de 65 g/l, que favorece la colonización de una gran cantidad de especies de foraminíferos y un índice de diversidad de muy alto (? = 10-12). Destacan entre otros, *Ammonia beccarii tepida* (Cushman) *Ammonia beccarii beccarii* (Linné), *Bucella granulata* (Di Napoli), *Tretomphalus bulloides* (D'Orbigny), *Elphidium excavatum* (Terquem), *Peneroplis planatus* (Fichtel & Moll), *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob), *Planorbulina mediterraneensis* D'Orbigny, *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen & Earland, *Coryphostoma? limbata* (Brady), *Oolina hexagona* (Williamson), etc. Se trata, por tanto, de un ambiente reductor que recibe la entrada esporádica de materiales marinos, aunque gran parte de estos foraminíferos mencionados viven en la laguna adaptados a un medio de alta salinidad.

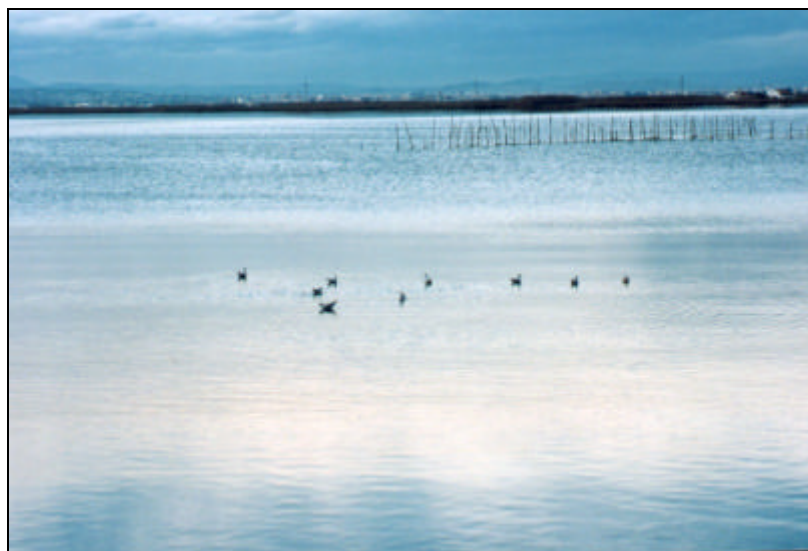


Fig. 6.10. Vista parcial de la albufera, correspondiente a las Salinas de Santa Pola

En la actualidad, la configuración actual de este espacio es el producto de la colmatación del sistema que, como ya se ha comentado, quizás ha dado lugar a la separación de las Salinas de Santa Pola y del Fondo d'Elx-Crevillent. Según Shepard (1963), el relleno de una albufera se produce de forma natural si la tasa de acumulación de sedimentos en ésta supera la tasa del incremento del nivel marino. En l'Albufera d'Elx este proceso se ve favorecido por dos factores: por un lado, la intensidad de los aportes fluviales de los principales ríos y de toda una red de barrancos periféricos descendentes de las sierras marginales, que proporcionan gran cantidad de materiales sobre todo en momentos de avenida, debido a su carácter torrencial; por otro, la tendencia a la subsidencia que se registra en este sector y que propicia la recepción de sedimentos. Prueba de esta tendencia es que la potencia del relleno aluvial producido por el Vinalopó supera en algunos puntos los 50 m (Gozálvez, 1977). Además, el factor antrópico ha jugado un papel decisivo a este respecto ya que, como se ha comentado en el capítulo 2, son notables las obras de colonización que se han realizado en este espacio húmedo, que se inician en el siglo XIII pero que alcanzan su mayor intensidad en el siglo XVIII, de la mano del Cardenal Belluga y, en menor medida, del marqués de Elx. En este siglo, destacan las obras de saneamiento del Instituto Nacional de Colonización (I.N.C.) que afectaron al borde interno de las salinas.

6.2.- Los niveles marinos cuaternarios de las sierras del Molar y Santa Pola

Según algunos autores (Montenat, 1973, 1977, ITGE, 1973a, 1973b, 1978), durante el Plioceno la línea de costa estaría situada al pie de les Serres dels Colmenar, de Crevillent y de la entonces isla de Santa Pola. Por tanto, toda el área de estudio estaría ocupada por el mar, abierto hacia el SE, en ambientes de plataforma somera, donde la sedimentación dominante serían areniscas y calcarenitas amarillentas. La Serra del Molar formaría parte de esta plataforma somera que comienza a elevarse en aquellos momentos (Montenat, 1973, Dumas, 1977a). Goy *et al.* (1990) indican que durante el Pleistoceno inferior se registra una regresión relativa del nivel marino en dirección SE debido a la elevación de la Serra de Crevillent, Macizo del Segura, etc., lo que favorecería la formación de sistemas de isla-barrera y *lagoon* bajo las condiciones de una línea de costa situada próxima a la actual, en los alrededores de la Marina. Como consecuencia, la superficie de la antigua plataforma es cubierta por sistemas de abanicos aluviales que arrancan de la Serra de Crevillent. En el tránsito del Pleistoceno inferior-medio, como ya se ha comentado en el capítulo 3, estos autores señalan un brusco cambio paleogeográfico debido a la reactivación de las fallas neógenas que provocan un hundimiento generalizado de la zona, configurando la Depresión de Elx y la Cuenca del Bajo Segura. Esta subsidencia es mucho más acusada en la segunda cuenca lo que ocasiona una entrada marina hasta la zona de la Zeneta, donde desembocaría el río Segura. Según Guayau (1977, en Goy *et al.*, 1990), los sedimentos marinos que se depositan en este sector llegan a alcanzar los 100 m debido al hundimiento continuado durante el Pleistoceno medio.

Por el contrario, otros autores (Alfaro, 1995, Soria *et al.*, 1996) indican que las condiciones de sedimentación marina sólo se registran en el área de estudio durante el Plioceno inferior, también definiendo una megasecuencia regresiva, datada con foraminíferos planctónicos y nannopláncton calcáreo. A partir de la mitad del Plioceno inferior se depositan materiales continentales en facies de llanura lutítica costera con áreas palustres asociadas donde se conservan abundantes restos de micromamíferos; la presencia de estos microvertebrados en la mitad y en el techo de este depósito les ha permitido datar esta formación como del techo del Plioceno inferior. La sedimentación continental en esta área y para estos autores prosigue hasta

la actualidad, primero en facies fluviales conglomeráticas y arenosas y después durante el Cuaternario en facies de abanicos aluviales y de llanura de inundación. Las facies marinas y litorales se localizarían en sectores más orientales de la cuenca (Soria *et al.*, 1999).

Depósitos litorales cuaternarios pueden reconocerse adosados y encajados en las sierras de Santa Pola y el Molar. En un intento de síntesis, se comentan a continuación estos materiales atendiendo a la aportación de los distintos autores que han trabajado en esta zona.

Un destacado número de investigadores citan entre 0 y 90 m s.n.m. varios niveles de playa en el acantilado de Santa Pola. Sus resultados muestran una notable disparidad en la cota, en el número de depósitos y, sobre todo, en la edad de estas terrazas. Gaibar y Cuerda (1969) describen los cinco niveles clásicos mediterráneos: Calabriense con *Strombus coronatus*, Siciliense, Milaziense, Tirreniense, con *Patella ferruginea* y Flandriense. Montenat (1973) diferencia tres, situados a +100 m, +40 m y +1,5 m; el segundo fue datado posteriormente en 250 ka por Dumas (1977b) y el más reciente tiene *Strombus bubonius* Lamarck, asimilado, por tanto, al Tirreniense según la terminología de Issel (1914). Para aquel autor las terrazas del Neotirreniense y Flandriense están sumergidas. Mateu y Cuerda (1978) reconocen cinco terrazas marinas: Siciliense I (+91 m) con fauna banal, Siciliense II (+45/+48 m) sobre todo con *Glycymeris violascescens* (Lamarck), Tirreniense I (+30/+40 m), con fauna banal, Tirreniense II (entre +1 y +8,5 m) con fauna cálida senegalesa y, siguiendo a Gaibar (1969) y a Gaibar y Cuerda (1969), señalan una rasa marina a +2 m asimilada al Flandriense. El nivel eutirreniense fue datado al S de Santa Pola por Brückner (1986) en 111.500 BP y 94.000 BP, así como las dos terrazas marinas superpuestas del Carabassí, que por ESR dieron una edad de 125.000 BP y 89.000 BP. Con posterioridad, Goy y Zazo (1987), identifican seis niveles de playa: una pliocena (+100/+110 m); dos niveles de playas atribuidas al “pre-Tirreniense” (\geq 250 ka) y separadas por una falla normal: una a +47/+35 m y otra a +30/+25 m, formadas por arenisca y/o conglomerado con *Glycymeris* sp.; una plataforma de erosión encajada en el nivel anterior, que consiste en tres terrazas superpuestas y paralelas a la costa (las dos últimas con *Strombus bubonius*) asociadas al Tirreniense I, II (125 ka) y III

y; finalmente, una terraza holocena a +1 m que es datada por Brückner (1986) en 3.290 BP y por Causse *et al.* (1993) en 12.300 BP.

De igual forma, en la Serra del Molar diversos autores han reconocido varios niveles de playa y, dada la correspondencia de los depósitos con los encontrados en el Cap de Santa Pola, también reflejan opiniones enfrentadas. Jiménez de Cisneros (1929) hizo la primera referencia del Cuaternario marino del Molar, situado a la altura de 80 m y con fósiles similares a los de l'Albufereta de Alicante. Montenat (1973), considera dos terrazas, una Paleotirreniense con fauna banal y la otra Eutirreniense con *Strombus bubonius*. Dumas (1977b), señala la existencia de una terraza del Cuaternario medio que sirve de apoyo al glacis rissense encostrado. Gozávez y Rosselló (1978) identifican cuatro terrazas: Siciliense I (+70 m) con conchas marinas y perforaciones de *Lithophaga* sp., Siciliense II (+40/+50 m) con el 90% de *Glycymeris violascens*, Tirreniense I (+35/+40 m y +26/+27 m) con *Glycymeris violascens* y Tirreniense II (+3,5/+5 m) con *Strombus bubonius*. Las dos terrazas tirrenienses fueron datadas por Bernat *et al.* (1982) por U/Th en 98.000 BP. Goy *et al.* (1987b) describen ocho niveles de terrazas preholocenas entre 0 y +66 m. Las tres más elevadas las atribuyen al ciclo I (2,5 a 0,7 millones de años), las tres siguientes al ciclo II (entre 0,7 y 0,25 millones de años) y las dos más bajas, con *Strombus bubonius*, al ciclo III (entre 0,25 y 0,02 millones de años).

Al N de la Serra del Molar, en las Salinas de Pinet, varios autores (Sanjaume y Gozávez, 1978, Cuerda, 1995) reconocen en el yacimiento Pinet I tres niveles marinos eutirrenienses, que correlacionan con los encontrados en la costa de Mallorca, la del Carabassí y el Cap de l'Horta. Unos metros hacia el N y a +0,6 m, identifican el yacimiento Pinet III, que atribuyen al Neotirreniense por analogía con el yacimiento mallorquín de Magaluf. Dumas (1981), describe dos niveles superpuestos con *Strombus bubonius* y Bernat *et al.* (1982) reconoce cuatro unidades dentro del ciclo eutirreniense. Goy y Zazo (1988) indican la presencia de al menos tres niveles con *Strombus bubonius* en este sector que se atribuyen al Tirreniense II, Tirreniense III y Tirreniense IV? (Goy *et al.*, 1993). Yébenes (Com. personal) distingue en la misma cantera de Pinet hasta cuatro niveles tirrenienses.

Las terrazas marinas que se localizan en estas sierras serán descritas desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico en el capítulo 8.6.2, en las cuales ha sido estudiado el contenido en foraminíferos cuando las características texturales de las mismas lo han permitido.

6.3.- Depósitos continentales: el abanico del Vinalopó

Desde el punto de vista geomorfológico, en la sedimentación cuaternaria continental destacan tres tipos de unidades morfológicas que caracterizan la conexión de las elevaciones montañosas con la llanura. Éstos son: los coluviones, los glaciares de acumulación y los abanicos aluviales, cartografiados en la fig 6.4.

Los coluviones se observan en la vertiente occidental y oriental de la Serra de Santa Pola y en el borde S de la Serra del Colmenar. Están constituidos por cantos y gravas de morfología angulosa y naturaleza calcárea, con una matriz limoarenosa de color rojizo. Presentan altas pendientes como corresponde a depósitos formados a partir de procesos de gravedad. En el caso del frente occidental de Santa Pola conectan con la marjal asociada al Clot de Galvany por el N y con las Salinas de Santa Pola por el W. La parte distal de estos depósitos en el frente oriental de esta sierra interdigitan con los depósitos marinos que se localizan en este sector. Los coluviones que descienden de la Serra del Colmenar contribuyen al relleno de las Salinas de Aigua Amarga.

Entre los glaciares de acumulación pueden distinguirse dos tipos. Los primeros hacen referencia a depósitos de glaciares antiguos colgados, deformados y fracturados posteriormente, cuyo inicio se sitúa en la Serra del Colmenar. Están constituidos por facies conglomeráticas cementadas con cantos y gravas subangulosos de naturaleza carbonatada y cubiertos por una costra calcárea superficial. Sobre este caliche se desarrolla un micromodelado cárstico, formado sobre todo por dolinas de forma redondeada, de escala decamétrica, por disolución de estos materiales carbonáticos. Estas disoluciones cársticas también se observan en la en las sierras de Santa Pola y el Molar. Este conjunto es afectado por una deformación postsedimentaria favorecida por su situación sobre un eje tectónico positivo activo durante el Cuaternario

(Montenat, 1977), a partir del cual se genera una red de fallas que presentan una dirección NW-SE. Esta formación es atribuida tentativamente al Plio-Cuaternario en función de la semejanza de la costra superior a la “Formación Sucina” definida por Montenat (1977), al igual que la que puede reconocerse en la Serra del Molar y, en menor medida, en la de Santa Pola. Estos materiales constituyen la unidad morfológica de origen continental más antigua que puede identificarse en este sector.

El segundo tipo de glacis de acumulación tiene un desarrollo discreto, aunque presenta cierta extensión en la Serra del Molar. Es el resultado de la acumulación de materiales finos rojizos con proporciones variables de cantos y gravas calcáreas de morfología angulosa.

Finalmente, el tercer conjunto de unidades morfológicas lo conforman los abanicos aluviales, muy desarrollados en toda el área de estudio (fig. 6.4). Descienden desde las sierras de Crevillent, Santa Pola y el Molar y se forman a partir de los aportes del río Vinalopó y de la red de barrancos que drenan estas alineaciones montañosas. Estos depósitos presentan una típica morfología de abanico, con una parte proximal localizada cerca de los relieves montañosos y una distal que conecta con los ambientes húmedos, en el caso de las unidades más recientes y más extensas. Se generan como resultado de un brusco cambio de pendiente que obliga al río a depositar la mayor parte de la carga que transporta, como consecuencia de la disminución de la velocidad de flujo. Como ya se ha comentado, la potente sedimentación aluvial que rellena esta cuenca es debida sobre todo a dos factores: por un lado, al carácter subsidente de la misma que implica altas tasas de acumulación y, por otro, al régimen espasmódico de los sistemas fluviales que aunque durante los estiajes no tienen casi capacidad de transporte, en momentos de avenida se incrementa de forma considerable la energía de flujo y se facilita el arrastre de carga sólida; cada vez más favorecida por el desmantelamiento de la vegetación en las laderas.

Teniendo en cuenta las características sedimentarias de los depósitos procedentes de la Serra de Crevillent se han distinguido dos amplias unidades dentro de estos sistemas. Ambas están constituidas por cantos y gravas subrodadas y rodadas y una matriz limoarenosa de color rojizo; no obstante, el más próximo a la sierra y el

de mayor altitud presenta una costra calcárea superficial. Según Dumas (1977a), los depósitos continentales de la provincia de Alicante que presentan estas características pueden relacionarse con el Pleistoceno medio, mientras que los más recientes, que no desarrollan esta cubierta calcárea, se atribuyen al Pleistoceno superior. Somoza *et al.* (1989), realizan un estudio magnetoestratigráfico en los abanicos aluviales del S de Guardamar y atribuyen todo el conjunto a una edad inferior a 700.000 BP. Goy y Zazo (1989), diferencian diez generaciones de abanicos al S de Crevillent que responden a la sucesión de varios conjuntos de niveles que han ido acumulándose durante el Pleistoceno inferior, Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior-Holoceno. Los niveles más antiguos presentan las partes distales desligadas de las proximales como consecuencia del hundimiento generalizado que registra este sector durante el Pleistoceno inferior/medio (Goy *et al.*, 1990). Según Alfaro (1995), el glacis antiguo fracturado (señalado como 1 en la fig. 6.4), el techo de la Serra del Molar y parcialmente el de Santa Pola y la formación de abanicos aluviales más antiguos, procedentes de la Serra de Crevillent, son contemporáneos, asignados por este autor al Plio-Cuaternario. Para varios autores (Alfaro, 1995, Soria *et al.*, 1996), las generaciones más antiguas de este abanico podrían corresponderse con el Plioceno superior.

Dentro de los sistemas de abanico más recientes, destaca el depósito aluvial del río Vinalopó que se forma como consecuencia de la ruptura de pendiente en su descenso desde la Serra de Crevillent al llegar a la Depresión de Elx. Tiene una pendiente del 0,8%, una extensión aproximada de 40 km² y una potencia de sedimentos que en algunos puntos, según Gozávez (1977) es superior a los 50 m.

El conjunto de sedimentos holocenos ha sido cartografiado recientemente (Ferrer y Blázquez, 1999b), y se observa que ocupan la mayor parte de la superficie del abanico del Vinalopó y su extremo distal (fig. 6.11). Se han identificado tres unidades sedimentarias en el abanico (A1, A0a y A0b) que encuentran su correspondencia en niveles aterrazados en el cauce (T0a, T0b y Th). La unidad A1, en la que se asienta la ciudad de Elx, se asocia al Pleistoceno superior y constituye el cuerpo principal del abanico una vez rebasados los relieves terciarios, a los que se adosan retazos de depósitos más antiguos. Al sur del casco urbano, en cambio lateral, se encuentra una formación holocena que se denomina A0a (T0a en el cauce) a la

cual se adhiere un nivel aterrazado de menor cota en el contexto del cauce o rellenando paleocauces (T0b).

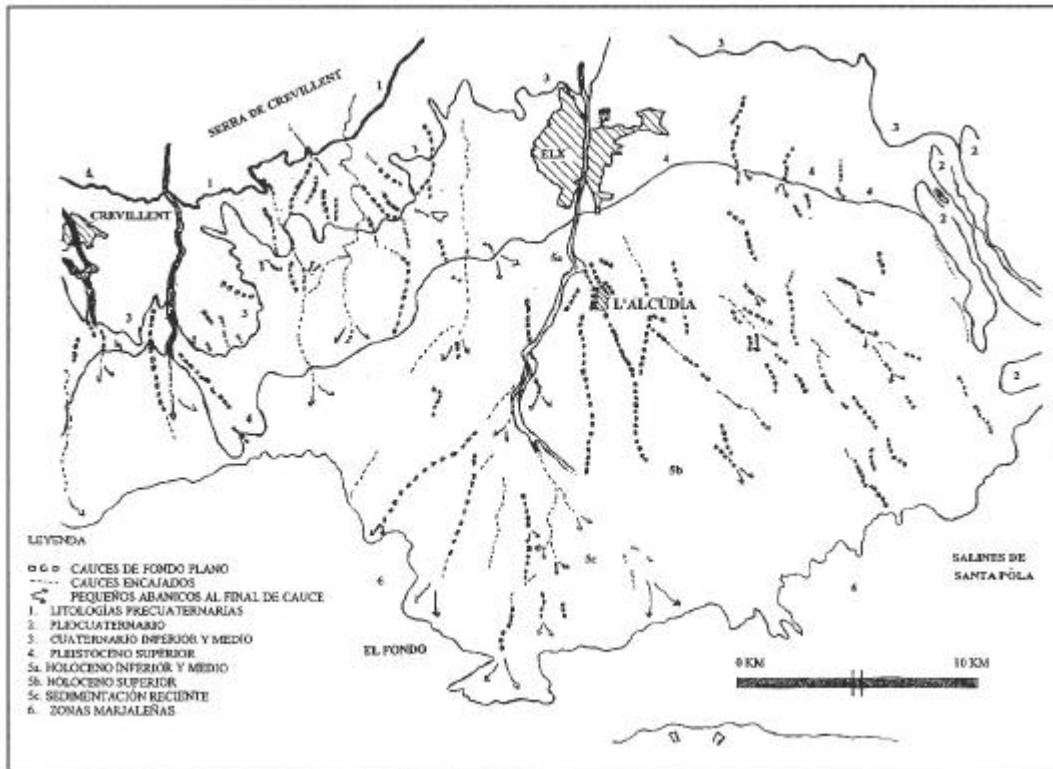


Fig. 6.11.- Cartografía de los niveles holocenos del abanico del Vinalopó

El crecimiento de esta formación holocena se ha producido a través de sucesivos niveles de relleno separados por fases de incisión del cauce. Esta sucesión de fases de erosión-deposición se corresponde con secuencias morfoclimáticas o morfodinámicas alternativas, ligadas a cambios en la distribución anual de las precipitaciones y/o a variaciones en el nivel de base de la cuenca (Ferrer y Blázquez, 1999a y 1999b). Se trata de unidades sedimentarias superpuestas unas a otras en cambio lateral aguas abajo, de forma que la más antigua se localiza en la zona proximal, y la histórica (la más reciente) colmata parte de las formaciones lagunares distales.

El estudio estratigráfico de los niveles aterrazados T0a, de apenas 2 m sobre T0b, indica la presencia de sedimentos no consolidados de carácter limoarcilloso, relacionados con zonas distales de inundación. En la terraza del nivel T0b, constituida

por sucesivos niveles de limoarcillas, cantos rodados de fondo de canal, cantos y barras arenosas, típicas de cauces *braided*, se ha identificado material cerámico rodado. Se trata de un fragmento de pasta roja con degreasante oscuro sin forma y otro de pasta fina, de escaso grosor y color beige que, aunque no facilitan la datación con exactitud del conjunto, sí que permite considerarlo al menos postromano.

Aguas abajo, el abanico A-T0a es sustituido en superficie por el nivel A-T0b que pasa a constituir el cuerpo del abanico. En el contexto del cauce tiene cierto desarrollo una unidad aterrazada reciente (Th). La desaparición del canal enmarcado por escarpes, coincide con la generalización de esta unidad, que construye un pequeño abanico anexo al anterior que ocupa antiguas zonas marjaleñas, identificado en la fig 6.4 como depósitos de derrame. Estos materiales responden, por tanto, a una cronología muy reciente.

En el entorno del yacimiento íbero-romano de l'Alcúdia, localizado a la orilla del cauce principal al S de la ciudad de Elx (fig. 6.11), se observan depresiones que podrían identificarse como paleocauces rellenos por sedimentos, que coinciden en cota con los niveles aterrazados T0b del cauce. Efectivamente, el resultado de la fotointerpretación permite identificar la existencia de un paleocauce bifurcado en este sector, cuyo inicio se sitúa aguas arriba del yacimiento. Aunque la intensa antropización de este sector dificulta la localización de su punto de origen, aguas abajo puede seguirse en forma de suave vaguada hasta que el abanico A0b se generaliza en el llano. La presencia de cerámica en esta unidad sedimentaria, que nos permite fecharla con posterioridad al periodo romano, nos lleva a presuponer la funcionalidad, en un sentido amplio, de estos cauces durante la época clásica.

Por tanto, en el abanico del Vinalopó se registra una activa morfogénesis durante los últimos milenios, que se expresa en variaciones del cauce o cauces y en procesos sucesivos de agradación e incisión. Según Ferrer y Blázquez (1999b), se detectan momentos de aluvionamiento y fuertes procesos de erosión del medio en época ibérica y romana que podría relacionarse, por un lado, con un clima estacional parecido al actual con inundaciones periódicas y elevadas tasas de erosión y/o, por otro, con la destrucción de suelos por la intensificación de la ocupación del territorio en la cuenca del Vinalopó a partir de actividades agrícolas. Finalmente, destaca

también la agradación posterior a éstos periodos y la incisión subsiguiente en el actual cauce.

Ferrer y Blázquez (1999a), proponen la correlación de este aluvionamiento de época ibérica registrado en el abanico, con la formación más antigua de playa emergida que hace progradar el litoral entre los siglos IV a C y III d C (Fumanal y Ferrer, 1998). Esta fase de construcción del abanico respondería, por tanto, a un episodio de erosión y sedimentación más amplio que incidiría también en la cuenca del Segura, ya que este río es el responsable de la formación de la restinga actual (Sanjaume, 1985). Del mismo modo, el cuerpo principal del depósito fluvial T0b, datado en el período postromano, podría asociarse cronológicamente con la barra arenosa que cierra l'Albufera d'Elx a partir del siglo III d C. Entre ambas fases de progradación de la costa se detecta un episodio erosivo no documentado en los sedimentos aluviales del abanico del Vinalopó.

Finalmente, a partir del estudio geomorfológico de esta área y de las diferentes direcciones que se observan en los flujos de agua en momentos de crecida, parece que la llanura de inundación del río Segura alcanza el Fondo d'Elx-Crevillent y las Salinas de Santa Pola, bordeando la Serra del Molar; no obstante, los episodios de desbordamiento de este río son poco frecuentes en la actualidad debido a la canalización que sufre desde Orihuela.

6.4.- La plataforma continental interna

Desde el punto de vista morfológico en la plataforma valenciana encontramos dos tipos de márgenes continentales, separados por un umbral localizado en el Cap de Sant Antoni (ver capítulo 3.1.2.): progradante al N e intermedio al S de este accidente geográfico (Fumanal *et al.*, 1993a). En el contexto del margen intermedio se sitúa la zona de estudio, directamente influenciada por la red de fracturas asociada al accidente Cádiz-Alicante.

En este marco estructural, hay que indicar que en el área de estudio la plataforma adyacente muestra cierta complejidad tectónica derivada de la presencia del alto estructural bético denominado Alto de Santa Pola (de orientación ENE-WSW), emergido desde el Plioceno, al igual que sucede con la isla de Nova Tabarca (Rey *et al.*, 1999). Según estos autores, la red de fracturas y el Cap de Santa Pola convierten los fondos adyacentes en un conjunto de bloques levantados y hundidos, consecuencia de lo cual se registra la subsidencia de las playas fósiles más recientes del frente E de Santa Pola y el levantamiento de las playas de Campoamor. Hacia el S la plataforma denota un progresivo movimiento tectónico negativo que se refleja en la inmersión de los episodios litorales plio-cuaternarios y los cordones playeros holocenos relictos (Somoza, 1994). Estas unidades constituyen barras rocosas adosadas que se extienden desde la misma orilla mar adentro, oblicuas a la costa. A partir de los 20 m de profundidad, a continuación de estas barras rocosas, se desarrolla el prisma litoral (Rey *et al.*, 1999).

A nivel general, los cambios eustáticos a lo largo del Cuaternario han incidido directamente en la morfología de la plataforma interna del sector de estudio (Uchupi, 1988). Los descensos eustáticos dejaron al descubierto extensas superficies que fueron escenario de la progradación continental y de su modelado por parte de los agentes subaéreos; por el contrario, los ascensos del nivel del mar causaron la migración de los ambientes litorales hacia el continente. De esta forma, durante la transgresión holocena se arrasaron la mayoría de las formas del anterior estadio regresivo Pleistoceno (Rey *et al.*, 1993, 1999). Durante los períodos prolongados de parada y rápidas pulsaciones ascendentes, se crearon numerosas terrazas erosivas y pequeños acantilados, actualmente sumergidos. Además, según Rey y Fumanal (1996a), las unidades deposicionales del dominio costero emergido del margen continental representan antiguos depósitos litorales asociados con niveles máximos del mar durante el Pleistoceno medio y Tirreniense (Cuaternario medio y terminal). En cambio, el relleno de la plataforma continental se atribuye al Cuaternario terminal por tratarse de depósitos transgresivos propios de alto nivel, relacionados con el último hem ciclo eustático, desde el 18.000 BP hasta la actualidad (Hernández Molina *et al.*, 1992, Hernández Molina *et al.*, 1994).

La conjunción del factor eustático y el comportamiento tectónico con los aportes sedimentarios incide en el desarrollo de las secuencias deposicionales, considerablemente variables, que la integran (Fumanal *et al.*, 1993a).

Desde el punto de vista sedimentario, los depósitos superficiales de la plataforma continental del sector de estudio son de carácter silicoclastico y están controlados por el equilibrio entre los aportes terrígenos y las condiciones hidrodinámicas fluctuantes, aunque se observa una mayor proporción de biógenos en las zonas más externas (Maldonado, 1980, Maldonado *et al.*, 1983, Rey y Medialdea, 1989). En la plataforma media y externa predominan las texturas más finas donde las fracciones limoarcillosas alcanzan los mayores espesores.

La distribución textural de los depósitos actuales de la plataforma interna de la zona de estudio es, en general, granodecreciente mar adentro (Rey *et al.*, 1982), mientras que las acumulaciones de gravas se localizan al N del Cap de Santa Pola y frente a Cabo Roig (fig. 6.12). Las fracciones arenosas se observan formando una orla casi continua, con una proporción de arena superior al 80%, al menos en sectores más septentrionales (Blázquez, 1994), cuyo tamaño suele disminuir en relación directa con la profundidad; en estas texturas es característico el alto contenido de componentes terrígenos, especialmente cuarzo. A pesar de que los materiales lutíticos se desarrollan a mayores profundidades, en la plataforma interna del área de estudio están situados además cerca de la costa, debido a la descarga del río Segura, cuyo prodelta se extiende hasta los -60 m (Somoza, 1994). En otras desembocaduras de ríos autóctonos situados más al N, como el Palancia, el Turia y el Algar, el contenido de limoarcillas supera el 80% (Giró y Maldonado, 1983, Blázquez, 1995, 1996), con alta proporción biogénica en el prodelta distal (foraminíferos bentónicos y planctónicos, gasterópodos, bivalvos y equinodermos) que justifican parte del contenido medio de carbonato cálcico de 45% (ITGE, 1994).

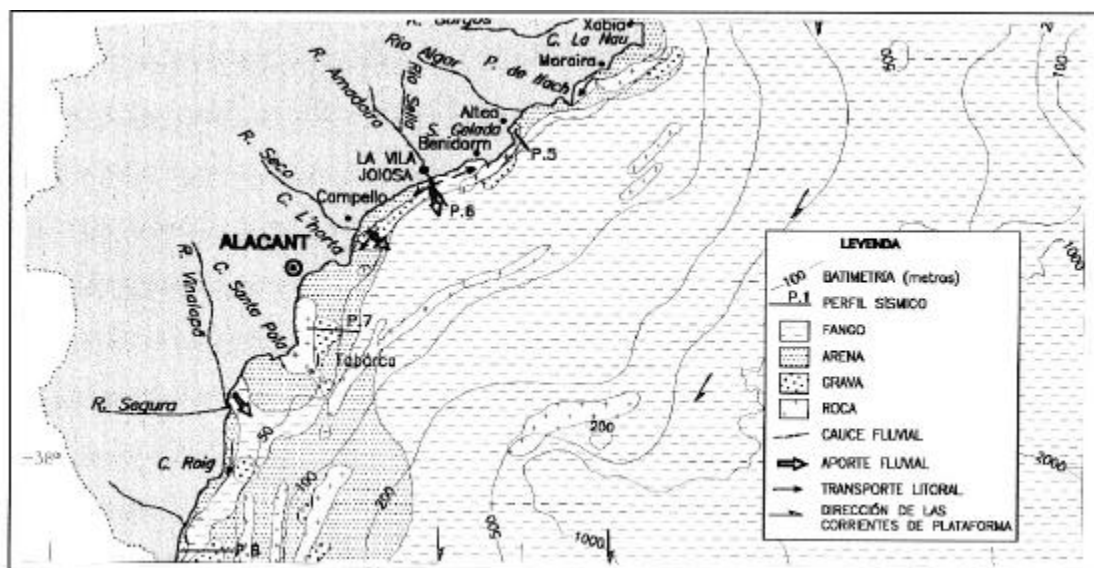


Fig. 6.12.- Distribución sedimentaria superficial en el margen continental del área de estudio (Modificado de Rey *et al.*, 1999).

El clima y las oscilaciones del nivel de mar son los principales responsables de los elementos morfodepositivos y erosivos cuaternarios más significativos de la plataforma interna del sector de estudio (Rey y Medialdea, 1989). Otros factores, como subsidencia, tectónica, fisiografía y aporte sedimentario, sólo modifican los anteriores a escala de cuenca o ambiente deposicional (Fisher y McGover, 1967). Entre estas secuencias sedimentarias y discontinuidades erosivas podemos destacar las siguientes en el área de estudio (fig. 6.13), según Fumanal *et al.* (1995) y Rey *et al.* (1999):

a) Prismas litorales, que presentan un buen desarrollo en el dominio infralitoral o *shoreface* y la plataforma interna y abarcan desde el límite distal de la zona infralitoral hasta la base de la cuña sedimentaria adosada, la cual llega a situarse a los 40 metros de profundidad. Al sur de Santa Pola el prisma litoral se encuentra a mayores profundidades. Al sur de Cabo Roig lo hace a partir de los -22 m.

b) Fondos ondulados. Se localizan a lo largo de toda la plataforma interna, distribuidos de forma irregular sobre materiales arenosos de tamaños medios y gruesos.

c) Bioconstrucciones. Se trata de sedimentos biogénicos y bioclásticos distribuidos en mosaico, donde la abundancia de las comunidades bentónicas está

asociada a la naturaleza litológica del fondo. Aparecen alrededor del Cap de Santa Pola y desaparece cuando la influencia de la descarga del río Segura adquiere mayor importancia.

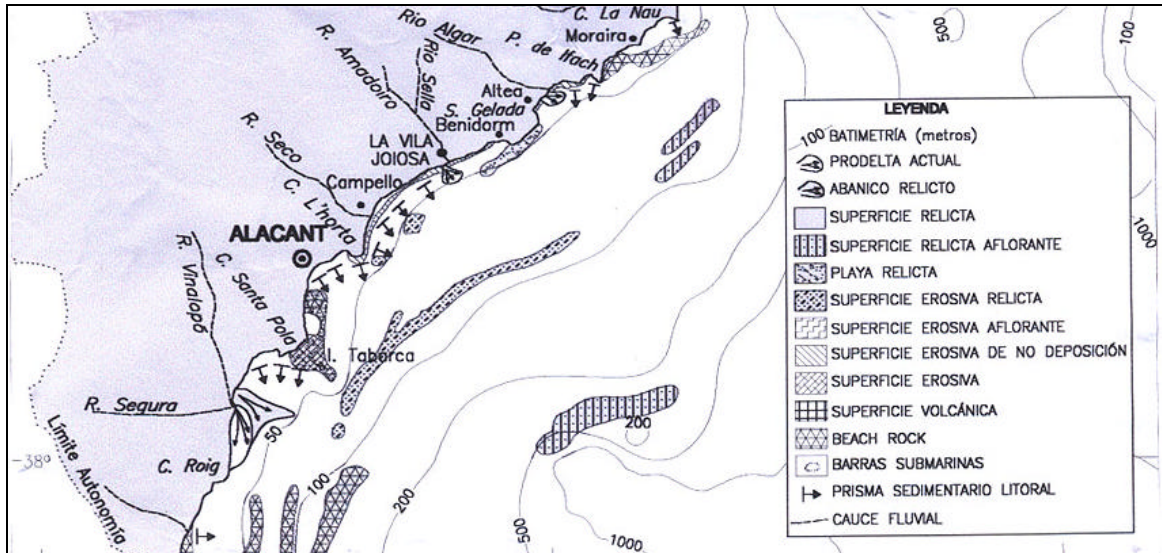


Fig. 6.13.- Elementos morfodepositivos y erosivos en el margen continental de la zona de estudio (Modificado de Rey *et al.*, 1999)

d) Superficies encostradas sumergidas. Se localizan en sector de estudio hasta -120 m, y están asociadas a formaciones cuaternarias de antiguas playas o cordones litorales sumergidos. Frente a Santa Pola, también con desarrollo longitudinal, se observan superficies erosivas relictas que llegan a ser aflorantes en los dominios de la plataforma externa, en torno a los 500 m de profundidad. Cortes (1988), indica la existencia de dos barras submarinas relictas en la zona infralitoral, localizadas frente a la playa del Pinet y a Guardamar; además, según este autor, otros afloramientos rocosos cercanos al Cap de Santa Pola podrían corresponder a flechas litorales, con avance hacia el N y hacia el S, respectivamente.

Los afloramientos rocosos también pueden relacionarse con un basamento consolidado de unidades béticas o rocas volcánicas como es el caso de la plataforma interna adyacente al Cap de Santa Pola.

e) Escarpes morfológicos. A pesar de que este tipo morfológico puede tener varios orígenes, se encuentran únicamente en el sector de estudio formados como resaltes de las terrazas sumergidas (*beach rock*).

Desde el punto de vista del desarrollo espacial de las unidades sismoestratigráficas, en líneas generales, este sector muestra un depósito sedimentario débil y un fuerte control estructural por el sistema de fallas del accidente Cádiz-Alicante (Rey *et al.*, 1999). Esta área contiene una elevación estructural que es la prolongación submarina del horst bético de Santa Pola (ITGE, 1994, Rey y Fumanal, 1996a), cubierto por una capa sedimentaria de no más de 20 m de espesor.

Desde una perspectiva estratigráfica, se han identificado una secuencia deposicional formada por siete unidades sedimentarias y limitada en su base por una superficie erosiva que la separa de otra serie subyacente atribuida al Plioceno (Rey *et al.*, 1999). Esta secuencia coincide en gran parte con la que presentan otros sectores más septentrionales de la plataforma de la provincia de Alicante (Rey *et al.*, 1993, Hernández Molina *et al.*, 1994, Fumanal *et al.*, 1995, Martínez Gallego *et al.*, 1995, Rey y Fumanal, 1996a, 1996b). El relleno superficial de la plataforma continental se estructura durante la secuencia transgresiva del último hem ciclo eustático (18.000-hasta la actualidad). Según Fumanal *et al.* (1995), existe un conjunto inferior constituido por cuatro unidades formadas en momentos de ascensos o estabilizaciones eustáticas durante el Holoceno inferior. A continuación se observa una unidad intermedia retrogradante, en forma de prisma de acreción litoral interestratificado, sobre la cual se reconoce un paquete superior progradante formado por dos unidades sísmicas, separadas por una superficie erosional, que tienen su desarrollo en el Holoceno superior.

Según Rey *et al.* (1999), a partir de estas unidades la evolución paleogeográfica de la plataforma interna del área de estudio reflejaría una rápida subida del nivel del mar de unos 60-70 m desde finales del Pleistoceno y durante el Holoceno inferior, que generó la casi total inundación de las plataformas continentales mediterráneas emergidas. Durante este intervalo se generan las cuatro unidades transgresivas descritas en la base de la secuencia. El prisma de acreción intermedio podría asociarse con el descenso marino asociado al Younger Dryas

(10.500 BP). Los ambientes litorales se establecen al final de este período a unos 2 o 3 km de la costa actual. Más tarde, entre 6.500 y 6.000 años, el nivel del mar superó el actual, lo que provocó la inundación de zonas más altas y la formación de balmas en los acantilados. Finalmente, durante el Holoceno superior se estabiliza la tendencia eustática general, aunque se registran movimientos menores del nivel del mar, pero de mayor frecuencia.

7.- MATERIAL, MÉTODOS Y TÉCNICAS

Este trabajo tiene dos perspectivas fundamentales, la micropaleontológica, basada en foraminíferos bentónicos y en otros organismos fósiles, y la sedimentológica, dedicada a caracterizar los materiales procedentes de los testigos de sondeos mecánicos. A estas técnicas se añaden otros estudios que pretenden completar la información de aquellas, entre los cuales tenemos: fotointerpretación a partir de fotos aéreas, prospecciones geoelectricas, análisis de las variaciones de la susceptibilidad magnética de los sedimentos y dataciones numéricas a partir de diversos métodos radioactivos.

7.1.- Estudio geomorfológico

La primera metodología utilizada en el área de estudio fue la interpretación, a partir de pares estereoscópicos, de fotos aéreas de escala 1:33.000, pertenecientes al vuelo americano de los años cincuenta. Con ello se delimitó el área de trabajo y se identificaron las distintas unidades morfológicas que caracterizan esta zona, tanto en el medio litoral como continental. Fueron cartografiados los sistemas de restinga-albufera, con sus subambientes asociados (restinga actual y fósiles, marjales, etc.), así como los altos estructurales y los depósitos cuaternarios continentales adyacentes que los conectan con las depresiones; entre estos tenemos: coluviones, abanicos aluviales, glacia, lóbulos de derrame, etc. El trabajo de fotointerpretación se apoyó en las cartografías topográficas y geológicas, del Servicio Cartográfico y del ITGE, respectivamente.

El reconocimiento geomorfológico fue comprobado y completado posteriormente en los trabajos de campo, a partir de los cuales se pretendía: a) la caracterización desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico de estas unidades; b) la revisión y localización de las terrazas marinas cuaternarias situadas en las sierras de Santa Pola y el Molar, mencionadas y estudiadas por otros autores con anterioridad (ver capítulo 6.2) y c) el reconocimiento de los materiales del sustrato en los diferentes puntos de la cuenca, con el fin de identificar una posible fuente de aprovisionamiento de los materiales de los testigos de sondeo. Todo ello con objeto de encontrar, por un lado, la correspondencia sedimentológica o micropaleontológica con los depósitos extraídos en los sondeos mecánicos y, por otro, la posible influencia

de los materiales más antiguos, localizados en los sectores más elevados, sobre los reconocidos rellenando las depresiones.

7.2.- Sondeos Eléctricos Verticales (S.E.V.)

Con objeto de conocer las características del subsuelo a partir de los niveles de resistividad de las unidades sedimentarias fueron realizados seis sondeos geoelectricos en el área de estudio, por la empresa GEOSCAN, durante el mes de enero de 1996. Los resultados ofrecidos por esta técnica dieron la posibilidad de conocer el espesor de sedimento no consolidado que rellena la cuenca y, por tanto, influyeron en el emplazamiento de los sondeos mecánicos que se efectuaron posteriormente. Fueron situados según dos alineaciones paralelas entre sí y perpendiculares a la línea de costa, entre Santa Pola y Guardamar del Segura (fig. 7.1); las coordenadas UTM y la profundidad estimada (m) de estos puntos son las siguientes:

S.E.V.	X	Y	PROFUNDIDAD ESTIMADA (m)
N-1	709.410	4.229.360	130 a 150
N-2	704.180	4.228.815	220 a 260
N-3	690.000	4.229.125	300 a 350
N-4	705.640	4.219.580	250 a 300
N-5	698.100	4.220.900	200 a 250
N-6	701.850	4.220.725	200 a 250

Cada tipo de material presenta una resistividad eléctrica inherente, que varía en función del grado de porosidad del sedimento. Por tanto, a partir del conocimiento de los niveles geológicos descritos en el área, extraídos de las hojas geológicas del ITGE y de sondeos mecánicos previos realizados por esta empresa con finalidades geotécnicas, fueron interpretados los distintos tipos de litologías en función de las diferencias de esta propiedad física que mostraba cada formación.

En la prospección resistiva, dentro de las distintas configuraciones tetraelectródicas, se ha utilizado el dispositivo geométrico de Schlumberger, en el que permanecen fijos el rumbo y el centro de los electrodos. La disposición de los electrodos de recepción (MN) y de emisión (AB) es simétrica y la separación de los mismos es creciente logarítmicamente. La interpretación de las curvas o perfiles geoelectricos se ha efectuado, previo filtrado de los puntos anómalos reconocidos en los S.E.V., corrigiendo la posición de la curva en función de los saltos de potencial detectados.

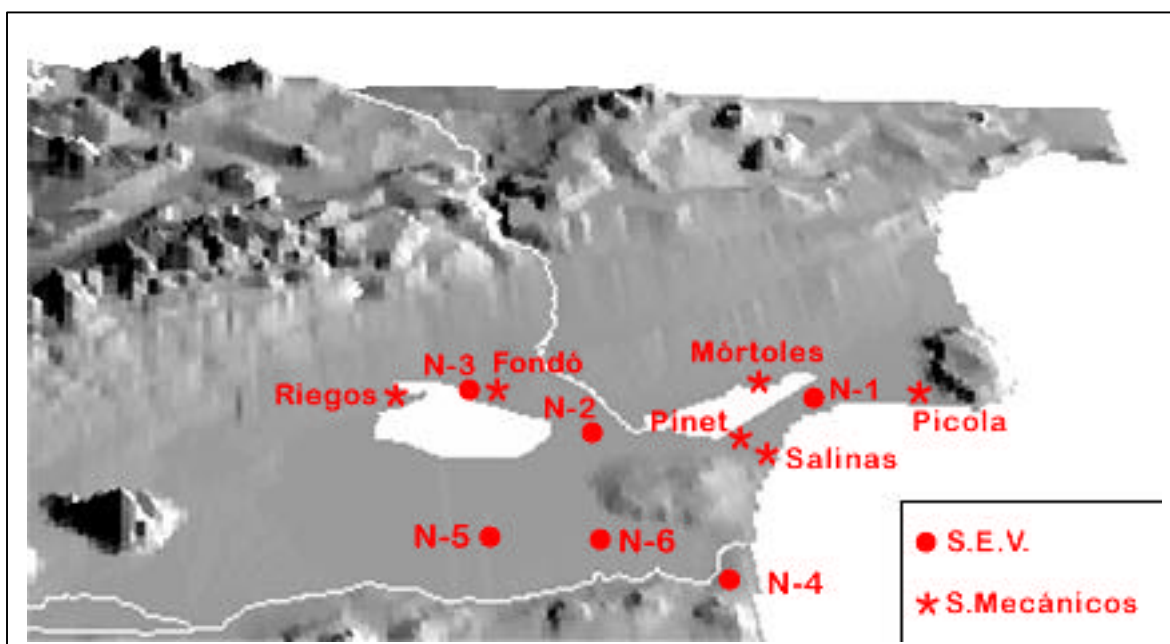


Fig. 7.1.- Posición de la prospección geoelectrica y de los sondeos mecánicos correspondientes a dos campañas que se realizaron a principios de 1996

La notable concentración de sales, tanto en los materiales como en las aguas freáticas, aumenta la conductividad del terreno. Este hecho ha supuesto una problemática añadida a la interpretación de los materiales, ya que han podido enmascarse los valores de resistividad aparente y, por tanto, la litologías subyacentes. En estos casos, los potenciales que se registran son muy bajos para los equipos de prospección convencionales donde la unidad de medida utilizada es el milivoltio, de forma que los contrastes de resistividad entre los diferentes niveles son bajos y en algunos casos imperceptibles.

7.3.- Toma de muestras: Campaña de sondeos mecánicos

La campaña de sondeos mecánicos en l'Albufera d'Elx fue realizada en febrero de 1996 por la empresa Sondeos, Estructuras y Geotecnia, S.A. Se efectuaron seis perforaciones cuyas localizaciones fueron elegidas teniendo en cuenta los datos geomorfológicos y los resultados de los sondeos geoelectricos. Se buscaban aquellos puntos que pudieran ofrecer la máxima información sobre las oscilaciones marinas a lo largo del Cuaternario y su directa incidencia en el sistema de restinga-albufera y, por tanto, en la fauna de foraminíferos que haya podido colonizar los distintos medios (fig. 7.1).



Fig. 7.2.- Sonda de perforación posicionada en el sondeo Pinet

Las perforaciones se realizaron con una sonda mecánica que descendía a presión o rotación en seco en maniobras de extracción de unos 3 m de máximo (fig. 7.2). Se extrajeron testigos con un diámetro de 15 cm, que fueron tomados de forma continua, sobre todo en el caso de materiales como arcillas y limos muy cohesionados. Por el contrario, las arenas han sido lo materiales más problemáticos debido a su baja cohesión, lo que ha conllevado pérdidas ocasionales de estas granulometrías; por la misma razón, ha podido perderse parte de la matriz en los niveles de cantos y gravas. Una vez extraídos los testigos, fueron introducidos en

bolsas tubulares de plástico, sigladas, embaladas en cajas compartimentadas y almacenadas de forma horizontal.

La información micropaleontológica y sedimentológica procedente de los testigos de los sondeos mecánicos, y por tanto, las secuencias morfoestratigráficas registradas, son la base de esta investigación. Una mayor cantidad de sondeos y una situación más próxima de los mismos facilitarían el trabajo final de correlación, además de ofrecer la posibilidad de conocer la geometría de los cuerpos sedimentarios; no obstante, el elevado coste de estas campañas no ha permitido hacer más perforaciones profundas.

Los datos referentes al posicionamiento de los puntos de sondeo aparecen reflejados en la siguiente tabla.

SONDEO	UTM	ALTITUD (m)	PROFUNDIDAD (m)
Pinet	30SYH081 278	1	36
Picola	30SYH133 305	2	23
Mórtoles	30SYH089 311	2	31
Salinas	30S YH086 270	1	30
Fondo	30SXH996 292	8	12
Riegos	30SYH954 322	9	8

Desde el punto de vista geomorfológico (fig. 6.4), el sondeo Pinet está localizado en el extremo S de una de las paleorrestingas aflorantes que cerraron l'Albufera d'Elx; Salinas se emplaza detrás de la restinga actual, al igual que Picola; el sondeo Mórtoles está situado en la zona de marjal que rodea la formación de albufera, en el área de contacto entre los depósitos distales del abanico del río Vinalopó y las Salinas de Santa Pola; el sondeo Fondo se localiza en el borde oriental del Fondo d'Elx-Crevillent y, finalmente, Riegos ocupa las facies de un abanico distal procedente de la Serra de Crevillent, al N de esta última zona lacustre.

Como material de apoyo se cuenta con seis sondeos mecánicos realizados en la Vega Baja del Segura y tres en Guardamar del Segura, llevados a cabo por la empresa S.E.G.; a estos testigos se ha tenido acceso directo para el levantamiento estratigráfico y la toma de muestras. Estos resultados aportan información sobre todo de la evolución holocena de este espacio. Además, se han tenido en consideración los datos de sondeos interpretados para investigaciones geotécnicas de la misma empresa, así como otras perforaciones más superficiales efectuadas por otros autores (Cortés, 1988, Badie *et al.*, 2000).

Con objeto de conocer el origen de algunos materiales que aparecen en los sondeos se ha muestreado el sustrato de las sierras de Santa Pola y el Molar. En la primera han sido estudiados, desde el punto de vista micropaleontológico y sedimentológico, los depósitos del Messiniense, Mioceno superior y Plioceno; en el Molar se tomaron muestras del Plioceno marino. Con la misma finalidad de intentar correlacionar los materiales procedentes de los testigos de sondeo con los sedimentos aflorantes en el contexto de l'Albufera d'Elx se han muestreado las terrazas marinas que se adosan y encajan en las sierras de Santa Pola y el Molar. En total se han obtenido doce muestras, distribuidas de la siguiente manera: siete muestras correspondientes a los niveles de playa localizados en la Serra del Molar, incluidas las de la cantera del Pinet, al N de la Marina, y cinco a los depósitos marinos del Cap de Santa Pola. Estos materiales han sido tratados con distintos métodos en función de su grado de consolidación y los resultados de la correlación darán una visión más completa sobre la evolución cuaternaria de este sector.

Por último, los sedimentos más recientes que configuran la restinga que cierra en la actualidad l'Albufera d'Elx han sido estudiados a partir de muestras superficiales tomadas cada 3 m siguiendo una alineación perpendicular a la línea de costa, desde la orilla hasta la cresta de la primera alineación dunar. En concreto, estas muestras fueron tomadas en la playa del Pinet.

La edad de los materiales ha sido determinada por diversos métodos en función de las características de los sedimentos y de la antigüedad estimada para cada uno de ellos. Los techos de los sondeos fueron datados a partir de ^{14}C , en el Laboratorio de Beta Analytic (Florida) y las estimaciones cronológicas por el método

de Th/U fueron realizadas por el Dr. Yves Quinif, en el Centre d'Études et de Recherches Appliquées au Karst, de la Faculté Polytechnique de Mons (Bélgica).

7.4.-Análisis de laboratorio

En el laboratorio los testigos de sondeos fueron dispuestos de forma correlativa de techo a base siguiendo la numeración colocada en el campo. Una vez abiertas las bolsas y dado que este procedimiento produce con frecuencia la contaminación exterior por revestimiento de materiales procedentes de los niveles superiores, se procedió a eliminar un centímetro de la capa superficial de los testigos. En este punto se realizó la estratigrafía de cada uno de los sondeos teniendo en cuenta las características texturales, el color, los tipos de secuencia, los contactos entre los niveles, la morfología y los tamaños máximos de granos, las estructuras sedimentarias conservadas, los restos de macrofauna y macroflora, etc.

Una vez realizado el estudio estratigráfico de los seis sondeos se procedió a la toma de un total de 731 muestras, enumeradas de techo a base, separadas por una distancia media de 20 cm, aunque en algunos tramos están distanciadas por 10 cm debido al especial interés de los mismos. El espesor sedimentario que ocupan en el testigo es aproximadamente de 2 cm. En los sondeos cedidos por la empresa S.E.G. las muestras se tomaron en función de los resultados estratigráficos con objeto de caracterizar el ambiente, por tanto, no de forma sistemática.

7.4.1.- ANÁLISIS MICROPALÉONTOLÓGICO

Para el análisis micropaleontológico de las muestras no consolidadas se cuenta con la infraestructura del Laboratorio del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Biológicas de la Universitat de València.

La preparación de las muestras para el estudio de los foraminíferos fósiles siguió los siguientes pasos. Primero se secó el sedimento a temperatura ambiente y a continuación se pesaron 100 g de cada muestra, que se desagregaron utilizando una disolución al 6% de hidróxido sódico y al 10% de peróxido de hidrógeno (Tood &

Mello, 1965, Bignot, 1985). Tras un tiempo mínimo de 24 horas, fue levigado y tamizado en tres fracciones: $>0,4$ mm, $>0,125$ mm y $>0,062$ mm, con una torre de tres tamices a partir de la cual puede clasificarse a su vez el sedimento en los distintos calibres de la textura arenosa; las proporciones de limoarcillas se eliminan con este procedimiento. Como se utilizan los mismos tamices, para evitar contaminaciones de una muestra a otra se sumergen en azul de metileno con objeto de teñir los caparazones que hayan podido quedar retenidos en la malla del tamiz. En el sedimento retenido en el tamiz de 0,125 mm es donde se han localizado la mayor parte de individuos en este trabajo, aunque en los materiales de origen marino la proporción de foraminíferos de diámetros superiores a 0,4 mm es mucho mayor respecto a otras muestras.

Con posterioridad, se procedió a la separación de los caparazones de foraminíferos empleando la lupa binocular (Leica MZAPO), cuando el sedimento ya estaba seco y separado en las tres fracciones. En algunos casos en este trabajo se utilizó la ayuda de líquidos densos como tetracloruro de carbono, pero casi siempre en las muestras arenosas de naturaleza silíceas, ya que el sedimento y los caparazones mostraban suficiente diferencia de densidad para hacer útil esta técnica. Cuando se empleó se revisó el material no flotado con objeto de recuperar los posibles ejemplares que hubiesen quedado en el fondo.

La mayor parte de las muestras han sido cuarteadas con un cuarteador de 8 mm de abertura hasta conseguir, al menos, el número mínimo de individuos representativo, que depende en cada caso del ambiente al que pertenece cada muestra. Para comprobar que se han extraído el número más aproximado al total de las especies se ha procedido a la elaboración de curvas de rarefacción para cada muestra (Raup, 1975, Raup & Stanley, 1978), cuya morfología indica que aunque se hubiesen separado más individuos el número de especies se mantendría constante o el error sería inferior al 5%. Este método ha sido utilizado para medir el tamaño mínimo de foraminíferos en diferentes paleoambientes de esta cuenca (Usera y Blázquez, 1999). En algunos casos, generalmente asociados a procesos tafonómicos, la densidad de individuos es muy baja y aún trabajando la totalidad del sedimento, la curva de rarefacción dibuja una línea que no tiene un comportamiento asintótico. En algunas muestras los caparazones están concentrados en una de las fracciones, por lo que las

fracciones no fueron cuarteadas las mismas veces. En estos casos se procedió a uniformizarlas, de tal manera que si una de las fracciones había sido cuarteada menos veces que la otra de la misma muestra, se dividió el número de individuos obtenido de la primera tanta veces como fuese necesario hasta corresponderse con el cuarteo de la otra fracción.

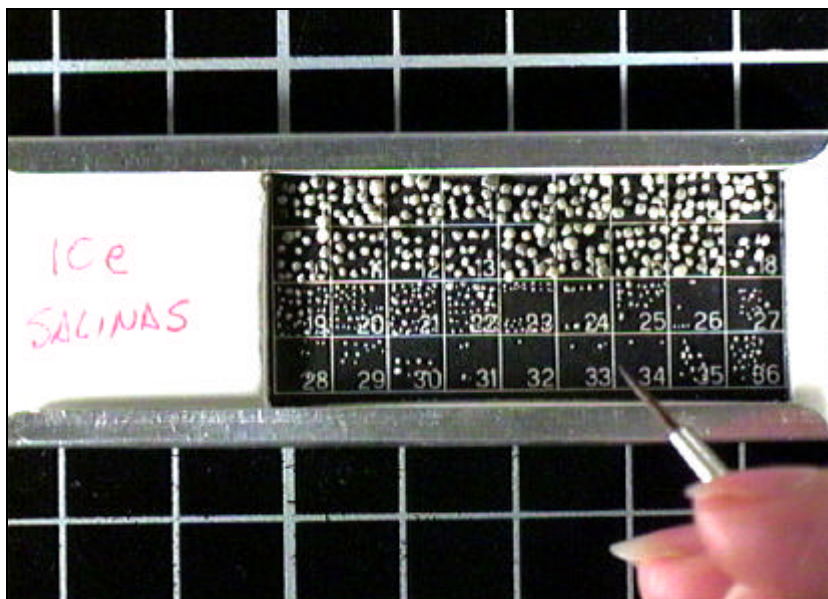


Fig. 7.3.- Portaforaminíferos donde se observan los distintos tamaños de los individuos estudiados, clasificados por especies, que resultan del levigado en tres fracciones; se aprecian los caparzones de diámetros superiores a 0,4 mm y a 0,125 mm.

Los ejemplares separados fueron depositados en un portaobjeto de forma rectangular con base de cartón y fondo rugoso de color negro, para favorecer la adhesión y distinguir bien los caparzones, sobre el cual viene dibujada una cuadrícula de 36 unidades numeradas (fig. 7.3). Con posterioridad se clasifican los caparzones por especies y se adhieren al portaobjeto en este orden utilizando tragacanto, que es una cola orgánica muy útil en los estudios micropaleontológicos ya que al mezclarse con agua adquiere mayor densidad y poder adhesivo y, al mismo tiempo, se elimina utilizando agua destilada, de forma que los ejemplares pegados al portaobjeto con esta técnica se despegan simplemente mojándolos con un pincel. Dentro de las especies que presentan un desarrollo trocoesprial se han diferenciado de

manera individual las formas levógiras y dextrógiras, que por alguna razón han crecido configurando dos direcciones de enrollamiento; el objeto de esta diferenciación es conocer si existe un sentido preferente, ya que casi siempre suele tener implicaciones paleoecológicas (Longinelli & Tongiorgi, 1960). Además, también se ha mantenido la separación por tamaños procedente de los tres tamices.

En las muestras trabajadas desde el punto de vista micropaleontológico en los testigos de sondeo y en los sedimentos superficiales, se han obtenido un total de 109.569 foraminíferos, a partir de los cuales se calcularon los diversos índices que caracterizan la diversidad, la equitabilidad y la riqueza de cada muestra (ver capítulo 7.5).

7.4.2.- ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

El análisis sedimentológico que se utiliza para cada muestra depende de las características sedimentarias y diagenéticas de las mismas, por lo que pueden distinguirse entre materiales no consolidados y consolidados. La analítica de los primeros se llevó a cabo en el Laboratorio de Geomorfología del Departamento de Geografía de la Universitat de València. Los análisis correspondientes a los sondeos Pinet, Picola y parte de Mórtoles fue realizada a cargo de la Dra María Pilar Fumanal. Para el estudio de las muestras consolidadas es necesaria la elaboración de láminas delgadas y para ello se contó con la infraestructura proporcionada por el Laboratorio del Departamento de Geología de la Universitat de València.

En ambos tipos de materiales ha sido tenido en cuenta el color, propiedad controlada sobre todo por la mineralogía y la proporción de materia orgánica; en el primer caso el mineral más común es el hierro que otorga al sedimento una coloración rojiza como producto de la fijación de óxidos de este mineral en su forma férrica. Para identificar la coloración en todas las muestras han sido utilizadas las tablas editadas por la Munsell Color Company (USA), con la luz natural del mediodía.

7.4.2.1.- Materiales no consolidados

El tratamiento de las muestras no consolidadas ha ido enfocado al conocimiento, en primer lugar, del tamaño dominante de partícula y las proporciones texturales que caracterizan cada muestra, siguiendo las diversas técnicas documentadas en la bibliografía sedimentológica (Griffiths, 1967, Reineck & Singh, 1975, Köster & Leser, 1976) y, en segundo lugar, los análisis químicos orientados al cálculo de los porcentajes de carbonato cálcico y materia orgánica.

El sedimento antes de ser tratado, debe secarse a temperatura ambiente o en estufa sin superar los 30°. Con posterioridad, se extraen los clastos de mayor tamaño, incluidos los de origen biogénico, y se procede al disgregado de la muestra mediante mortero. Si se trata de fragmentos de material organógeno concentrado en las fracciones arenosas, se elimina de forma que no pueda alterar los resultados granulométricos y químicos, especialmente el contenido en carbonato cálcico.

Este análisis granulométrico comienza con la separación de las texturas más gruesas de las más finas, cuyo límite está situado en la fracción de 2 mm (Krumbein, 1934, 1938). Con posterioridad, se pesan 100 g del sedimento de tamaño inferior a 2 mm que son agitados durante 24 h con una solución de dispersante (hexametáfosfato sódico), para facilitar el proceso de liberación de los granos. Después se separa la fracción arenosa de la limoarcillosa a partir del tamizado en húmedo con un tamiz de 0,063 mm de apertura. Los diferentes tamaños de la granulometría arenosa se obtienen a partir del tamizado en seco durante 20 minutos, utilizando un tambor de tamices formado por diez unidades. La proporción de la fracción limoarcillosa, inferior a 0,063 mm resulta de procedimiento de granulometrías por sedimentación o pipeteo, basado en la ley de Stoke. Con este método se extraen 20 cc de sedimento limoarcilloso, diluido en un litro de agua destilada, siguiendo las tablas de extracción propuestas por Catt & Weir (1976). Este procedimiento se utiliza siempre que el material limoarcilloso es superior al 10%.

El objeto de estos análisis es determinar el tamaño de partícula dominante y las proporciones de arenas, limos y arcillas que caracterizan cada muestra. En casos determinados estas curvas son utilizadas como apoyo a las interpretaciones

paleoambientales (Briggs, 1977, Friedman & Sanders, 1978, Suguio, 1982, Hakanson & Jansson, 1983), deducidas de las interpretaciones micropaleontológicas y estratigráficas.

Los análisis químicos se basaron en el cálculo de las proporciones de carbonato cálcico y de la materia orgánica; ambos medidos en el total de la muestra, es decir, a partir del pase del tamiz de 2 mm, que con posterioridad fue pulverizado con mortero para facilitar el ataque de los ácidos utilizados. La determinación del porcentaje de carbonato cálcico resulta de la diferencia de reacción de un material ante el ataque con ácido clorhídrico en comparación con un patrón de carbonato cálcico puro, a través del calcímetro de Bernard. En casi todos los sedimentos estudiados el contenido en carbonato cálcico está alterado por la existencia de caparazones calcáreos de microorganismos fósiles, sobre todo en los de origen marino y lagunar. Los depósitos continentales de origen aluvial suelen contener cierta proporción en estos caparazones de foraminíferos que son heredados de formaciones marinas más antiguas y que pueden modificar en pequeño grado el resultado de la calcimetría; en los casos en que aparecen moluscos pulmonados son discriminados del cómputo total al poder ser detectados por su mayor tamaño.

La proporción de materia orgánica se evalúa en 1 g de sedimento siguiendo el método de Walkley-Black, que consiste en la oxidación de la materia orgánica con dicromato potásico y su posterior valoración con sulfato ferroso.

7.4.2.2.- Materiales consolidados

Los materiales que no han podido disgregarse se han estudiado a partir de la elaboración e interpretación de láminas delgadas, donde sólo ha sido posible clasificar los foraminíferos hasta el nivel taxonómico de género. Es el caso de las muestras entre la 16 y la 22 del sondeo Pinet; en el sondeo Picola hay dos niveles encostrados, uno en la base, entre las muestras 85 y 73, y otro entre las muestras 42 y 30, además de una muestra más cementada dentro de un sedimento suelto (muestra 50); en el sondeo Mórtoles se han estudiado con láminas delgadas la muestra 133 y un nivel entre la muestra 68 y 65 y, por último, en el sondeo Salinas se han realizado

dos secciones delgadas (muestras 8a y 8b). Del mismo modo, la mayor parte de depósitos correspondientes a terrazas fósiles cuaternarias adosadas y encajadas en las sierras de Santa Pola y el Molar han sido interpretadas con esta técnica; en total han sido seis petrográficos para las playas de Santa Pola y cuatro para las playas del Molar, incluyendo los materiales diagenizados de la cantera del Pinet. De igual forma se han estudiado cuatro niveles consolidados que aparecen a distinta profundidad en un sondeo mecánico realizado en las inmediaciones de Guardamar del Segura; el resto, dada su condición de sedimento suelto, ha sido revisado a partir de levigados.

El procedimiento consiste en cortar la roca utilizando una sierra radial hasta conseguir un cubo de dimensiones algo inferiores a 28 x 48 mm, que es la medida del portaobjeto geológico. Cuando el material presenta un alto índice de porosidad es necesario incluirlo en resina poliéster, añadiendo unas gotas de catalizador para facilitar el endurecimiento de la misma. Una vez incluido se lleva a una bomba de vacío con objeto de favorecer la penetración de la resina en las porosidades de la roca, que debe estar muy seca. Al cabo de unos días puede procederse al cortado del cubo.

Si los poros son escasos y superficiales se procede a un baño con bálsamo de Canadá, cuya penetración y endurecimiento se facilita con el calentamiento en una plancha a temperatura de 70° durante dos horas. La función de ambas resinas es evitar la presencia de poros de aire que dificulten el pegado de la roca al portaobjeto o que sean puntos de debilidad a la hora de pulirlas.

Una vez se han realizado estos pasos se procede al pegado del cubo al portaobjeto con resina Epoxi; empleando las superficies que han sido pulidas previamente con carborundo de diámetro de 800 μ . Con posterioridad, se someten a presión durante 24 horas en calor, a partir de una plancha a temperatura de 120°. Una vez adherido el portaobjeto a la roca, ésta se rebaja hasta conseguir un espesor de 1 mm en una máquina pulidora. El espesor deseado de unas 40 μ se alcanza a partir del rebajado a mano, utilizando polvo de carborundo de distintos diámetros (400, 600 y 800 μ).

7.4.3- SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética (MS) es un indicador del magnetismo que adquieren los sedimentos cuando existe un campo magnético. Este magnetismo es distinto al magnetismo remanente (RM), que es la magnetización intrínseca que indica la polaridad magnética de algunos materiales. Las diversas variaciones en el magnetismo registrado en una secuencia estratigráfica pueden ser producidos por varias razones, y entre las más importantes destaca el enriquecimiento en hierro a partir de procesos de pedogénesis (Verosub *et al.*, 1993), muy común en cuevas arqueológicas (Ellwood *et al.*, 1994) o atendiendo a ciclos más amplios ligados a cambios climáticos (Rousseau & Kukla, 1994, Rousseau *et al.*, 1998). Los granos minerales y especialmente los que contienen hierro como la magnetita son susceptibles de magnetizarse en presencia de un campo magnético y MS es una función de la concentración del material magnetizable que contiene. En los procesos de pedogénesis los granos no sólo contienen los materiales ferrimagnéticos que pueden adquirir una RM, requerida para la magnetoestratigrafía de inversión, sino cualquier otro componente de los iones de Fe^{2+} , Fe^{3+} o Mn^{2+} . Estas sustancias paramagnéticas, incluyen minerales de arcillas como clorita, esmegtita, illita y glauconita, silicatos ferromagnéticos, carbonato de hierro y de manganeso, sulfuro de hierro como piritita y marcasita, y finalmente, los minerales férrico-oxihidróxidos antigénicos, que son conocidos como limonita. Sin embargo, esos componentes paramagnéticos tiene una MS muy baja y son poco importantes en la presencia de abundante magnetita.

A partir de los valores de MS también pueden realizarse interpretaciones paleoclimáticas (Kukla, 1987, Kukla *et al.*, 1988, Rousseau & Kukla, 1994, Rousseau *et al.*, 1998). Según estos autores, existe una correlación entre las variaciones climáticas y las secuencias de susceptibilidad magnética.

La susceptibilidad magnética es definida como el cociente entre el momento inducido (M_i) y la fuerza de un campo magnético aplicado de muy baja intensidad (H_j), donde:

$$M_i = \chi_{ij} \times H_j$$

Cuando MS se refiere como k se asume que la medida es relativa a una masa determinada, como k es relativo a un volumen, ya que las medidas basadas en el volumen son más dificultosas (Ellwood *et al.*, 1988). Por el contrario, los valores de MS de masa pueden ser directamente relacionados con cifras estándar proporcionadas por la U.S. National Bureau of Standards (Swartzendruber, 1992).

Este método tiene la ventaja adicional de poder ser medido en materiales deleznable, de forma rápida, en muestras pequeñas o utilizando aparatos como *balanced coil induction system* (puentes de susceptibilidad) y está libre de problemas asociados a la orientación de la muestra.

Se ha calculado la susceptibilidad magnética por duplicado en muestras de los materiales cuaternarios correspondientes a los seis testigos de sondeo estudiados sistemáticamente. La distribución de las muestras es la siguiente: 72 muestras en el sondeo Fondo, 24 en el sondeo Picola, 23 en el sondeo Riegos, 152 en el sondeo Pinet, 104 en el sondeo Salinas y 115 en el sondeo Mórtoles. Los valores de susceptibilidad magnéticas se ofrecen en m^3/kg . Estos análisis han sido realizados en el Laboratorio de Paleomagnetismo en la Universidad Estatal de Lousiana, por gentileza del Dr. Ellwood Brooks.

7.5.- Cálculos estadísticos

A partir de número de foraminíferos extraídos han sido calculados los índices de diversidad (Shannon-Wiener, 1949), equitabilidad, alfa de Fisher (Fisher *et al.*, 1943) y riqueza de Margalef (Margalef, 1982) con objeto de conocer la composición y abundancia proporcional de especies, así como el grado de dominancia de alguna de ellas en cada muestra. Las formulaciones específicas para cada una de ellos son:

$$H(S) = - \sum_{i=1}^S p_i \log_2 p_i$$

$$E = H(S) / \log_2 S$$

$$? = N_i / X$$

$$R = S - 1 / \ln(n)$$

H(S): índice de diversidad de Shannon-Wiener, **S**: número de especies en cada muestra, **p_i**: frecuencia de cada especie, **E**: índice de equitabilidad, **?**: alfa de Fisher, **N_i**: tamaño de la población, **X**: constante que toma valores inferiores a 1, **R**: Riqueza de Margalef y **n**: número de individuos.

En los cálculos de los índices fueron eliminados aquellas especies de clara reelaboración de los niveles miocenos y pliocenos de los relieves circundantes, como *Rosalina douvillei* (Cushman), *Bolivina scalprata miocenica* (Macfadyen), etc. En las muestras donde se ha considerado que los foraminíferos son resedimentados o transportados desde un ambiente marino o lagunar adyacente, se han llevado a cabo estos cálculos con objeto de caracterizar los sedimentos y observar las posibles tendencias de los índices dentro de los mismos, ya que desde el punto de vista paleoecológico no tiene ningún significado. Las principales asociaciones de foraminíferos de cada unidad se obtienen a partir de los cálculos de porcentajes de individuos en la totalidad de las muestras de cada uno de los sondeos. En determinados depósitos encontrados en la base de algunos sondeos ha sido utilizado el índice de similaridad de Sanders (1960) con objeto de medir el grado de semejanza entre estos materiales y los muestreados en las sierras adyacentes de similares características.

El estudio fotográfico de los caparzones de foraminíferos se realizó con el microscopio electrónico de barrido Hitachi 4100 SEM “Field Emission” (fig. 7.4), KV. WD 15 mm, a partir de un portaobjeto circular que se prepara con una cinta metalizada que se adosa con una solución de plata. El sombreado se llevó a cabo con BOIORAD SC500 en tarjet. Au/Pd. Las imágenes obtenidas se digitalizaron mediante el programa informático EMIP y se mejoraron a partir de un programa de tratamiento de imágenes (Photoshop).

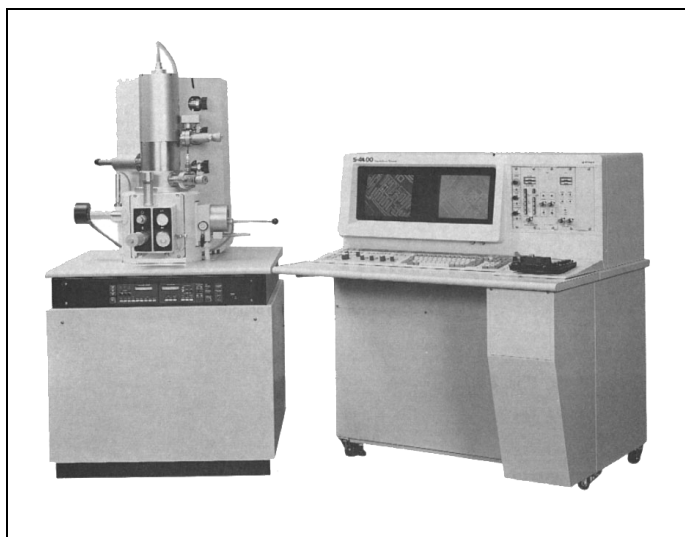


Fig. 7.4.- Microscopio electrónico de barrido Hitachi 4100 SEM “Field Emisión”

Desde el punto de vista sedimentológico, además de conocer las proporciones de los tamaños de partículas que caracterizan cada muestra, en algunas ocasiones han sido utilizados los histogramas de frecuencias, las curvas acumulativas, así como los parámetros sedimentarios de tamaño medio (Mz), clasificación, asimetría (Skewness, SK) y aplanamiento (Kurtosis, Kg), (Folk, 1966, Folk & Ward, 1957, Friedman, 1961, 1967, Spencer, 1963). Según diversos autores (Moss, 1962, Visher, 1969, Lambiase, 1980) la morfología de estas curvas sugiere ciertas condiciones hidrodinámicas en el momento del transporte y sedimentación del material. No obstante, la presencia de carbonatos en gran parte de los sedimentos estudiados distorsiona en gran medida los resultados de esta metodología que, además, en los ambientes de transición muestra disparidades respecto a los datos proporcionados por la micropaleontología.

8.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN

8.1.- Estudio sistemático de los foraminíferos

La clasificación sistemática utilizada en este trabajo está basada en la clasificación de Loeblich y Tappan (1988). En este capítulo sólo se contemplan las especies de foraminíferos cuaternarios procedentes de cinco de los seis sondeos mecánicos realizados en l'Albufera d'Elx, que han sido muestreados sistemáticamente; éstos son Pinet, Picola, Mórtoles, Salinas y Fondo, ya que el sondeo Riegos no contiene caparazones de estos organismos.

REINO **PROTOCTISTA**

PHYLLUM **SARCODINA** Schmarda, 1871

CLASE **RHYZOPODA** Von Siebold, 1845

ORDEN **FORAMINIFERIDA** Eichwald, 1830

SUBORDEN: **TEXTULARIINA** Delage & Hérouard, 1896

Superfamilia: **TROCHAMMINACEA** Schwager, 1877

Familia: **TROCHAMMINIDAE** Schwager, 1877

Subfamilia: **TROCHAMMININAE** Schwager, 1877

Genero: *Trochammina* Parker & Jones, 1859

Trochammina inflata (Montagu, 1808)

(Lám. I, Fig. 1)

Nautilus inflatus Montagu, 1808, p. 81, pl. 18, fig. 3.

Trochammina inflata (Montagu), Murray, 1971, p. 35, Lám. 10, figs. 3-6.

Trochammina inflata (Montagu), Loeblich & Tappan, 1988, p. 122, Lám. 129, figs. 20-23.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 6 ejemplares en el sondeo Mórtoles, distribuidos de la siguiente manera: 1 individuo en las muestras 2, 3, 19 y 58 y 2 caparazones en la muestra 4. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en el Prat de Torreblanca (Usera *et al.*, 1996), en l'Albufera de València (Usera *et al.*, 1990b), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994, 1998), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie eurihalina y euritérmica muy común en aguas frías y templadas. Es frecuente en lagunas de aguas hiposalinas, aunque tiene una gran tolerancia a las variaciones de salinidad y temperatura. Vive sobre o en el interior de fangos o limos ricos en materia orgánica y es herbívoro y detritívoro (Haman, 1971, Murray, 1971, Resig, 1974, Akpati, 1975, Scott, 1976, Scott & Medioli, 1980, Zaninetti, 1982, 1984a, Albani *et al.*, 1984, Cearreta, 1989, Murray, 1991). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Superfamilia: **TEXTULARIACEA** Ehrenberg, 1838

Familia: **TEXTULARIIDAE** Ehrenberg, 1838

Subfamilia: **TEXTULARIINAE** Ehrenberg, 1838

Genero: *Textularia* DeFrance, 1824

Textularia agglutinans D'Orbigny, 1839

(Lám I, Fig. 2)

Textularia agglutinans D'Orbigny, 1839a, p. 136, Lám. 1, figs. 17, 18, 32-34.

Textularia agglutinans D'Orbigny, Barker, 1960, Lám. XLIII, figs. 1-3.

Textularia agglutinans D'Orbigny, Daniels, 1970b, p. 69, Lám. 2, figs. 1, 2.

Textularia agglutinans D'Orbigny, Mateu, 1970, p. 45.

Textularia agglutinans D'Orbigny, Colom, 1974, p. 87, Lám. 7, figs. w-a'.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se ha encontrado 1 ejemplar en la muestra 9e del sondeo Salinas y 3 individuos en el sondeo Picola, en las muestras 17 y 19. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de caparazón aglutinado muy frecuente en el Mediterráneo. Es eurihalina y euritérmica con un rango de salinidad y temperatura de 35-38‰ y 10°C-25°C, respectivamente (Murray, 1991). Según este autor, su hábitat preferente son los sedimentos limo-arcillosos que se extienden desde los 20 m de profundidad hasta -132 m. Ha sido citada como epifito de rizomas de *Posidonia oceanica* (Langer, 1988) y en distintos tipos de sustratos: en arenas, gravilla y conchuela (Colom, 1974), en fondos maërl (Alberola, 1997) y en materiales arenosos y limosos, donde son más abundantes cuando están colonizados por praderas de fanerógamas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Textularia pseudogramen Chapman & Parr, 1937

(Lám.I, Fig.3)

SINONIMIA:

Textularia pseudogramen Chapman & Parr, 1937.

Textularia pseudogramen Chapman & Parr, Barker, 1960, Lám XLIII, figs. 9-10

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se ha encontrado 1 ejemplar en el sondeo Pinet, en la muestra 81 y otro en la muestra 10e del sondeo Salinas, además de 4 caparazones cuya clasificación específica no es clara debido a su estado de deterioro que aparecen en la muestras 9a. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie eurihalina y euritérmica frecuente en el Mediterráneo. Ha sido citada en sustratos limosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos coralígenos y de arena gruesa (Alberola, 1997).

SUBORDEN: SPIRILLININA Hohenegger & Piller, 1975

Familia: **Spirillinidae** Reuss & Fritsch, 1861

Genero: *Spirillina* Ehrenberg, 1843

Spirillina vivipara Ehrenberg, 1843

(Lám. I, Fig. 4)

Spirillina vivipara Ehrenberg, 1843, p. 323, 422, pl. 3, fig. 41.

Spirillina vivipara Ehrenberg, Mateu, 1970, p. 56, Lám. 17, figs. 258-260.

Spirillina vivipara Ehrenberg, Murray, 1971, p. 145, Lám. 60.

Spirillina vivipara Ehrenberg, Randrianasolo, 1973, p. 152.

Spirillina vivipara Ehrenberg, Colom, 1974, p. 139, Lám. 23, fig. a,c.

Spirillina vivipara Ehrenberg, Haynes, 1981, p. 229, Lám. 12.7, fig. 1.

Spirillina vivipara Ehrenberg, Loeblich & Tappan, 1988, p. 304, Lám. 318, figs. 4-7.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 4 ejemplares en el sondeo Pinet, en la muestra 75, y 372 individuos en el sondeo Mórtoles, repartidos de la siguiente manera: 285 caparazones en la muestra 1, 61 en la muestra 2, 22 en la 3 y finalmente, 4 en la muestra 4. Aparecen sobre todo en el tamiz 0,063 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en el Mar Menor (Mateu, 1981), en el Mar de Alborán (Caralp, 1988), en l'Albufera de València (Usera *et al.*, 1990b), en el Prat de Torreblanca (Usera *et al.*, 1996), en el Golfo de Vizcaya (Cearreta y Pascual, 1993) y en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994).

AUTOECOLOGÍA: Forma epifaunal de vida libre que habita en sustratos muy variados sobre los que se desplaza. Es típica de estuarios (Murray, 1973). Admite un amplio rango de salinidad (Sturrock & Murray, 1981, Murray, 1991). Ha sido citada en sedimentos con *Cymodocea* (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984), en los rizomas de fanerógamas y en fango (Mateu, 1970), en arenas de distintos tamaños acompañadas ocasionalmente por conchas, con bajos niveles de materia orgánica (Planelles, 1996), en fondos maërl (Alberola, 1997) y en sustratos arenosos y limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Género: *Turrispirillina* Cushman, 1927

Turrispirillina sp.

(Lam.I, Fig. 5)

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 19 ejemplares en el sondeo Mórtoles, 14 en la muestra 1 y 6 en la muestra 2; todos ellos en la fracción >0,063 mm. Este género no ha sido citado en los materiales cuaternarios estudiados en España y hasta la fecha sólo ha sido localizada en el actual Prat de Torreblanca (Guillem y Usera, 1999).

Familia **PATELLINIDAE**, Rhumbler 1906

Subfamilia **PATELLININAE**, Rhumbler 1906

Género *Patellina*, Williamson 1858

Patellina corrugata Williamson, 1858

Patellina corrugata Williamson, 1858, p. 46, Lám.3 fig. 86-89

Patellina corrugata Williamson, Cushman, 1931, p. 11, Lám. 2 fig. 6-7

Patellina corrugata Williamson, Barker, 1960, plate LXXXVI

Patellina corrugata Williamson, Murray, 1971, p. 147, plate 61, fig- 1-7

Patellina corrugata Williamson Colom, 1974, p. 139, fig. 23, e-f
Patellina corrugata Williamson, AGIP, 1982, plate XXXVIII, fig. 6

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se ha encontrado 1 ejemplar en el sondeo Picola, en la fracción, 0,125 mm de la muestra 4.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994).

AUTOECOLOGÍA: Especie epibionte, frecuente en praderas de *Posidonia oceanica* (Colom, 1974, Ribes *et al.*, 1992). Es estenohalina típica de mar abierto y en ocasiones se encuentra en estuarios (Murray, 1973). Ha sido citada en sustratos arenosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), en arena fangosa y arena gruesa (Planelles, 1996), en arena fina (Alejo *et al.*, 1999) y en todos los tipos de fondos de las islas Columbretes (Alberola, 1997).

Suborden **MILIOLINA** Delage & Hérouard, 1896

Superfamilia **CORNUSPIRACEA** Schultze, 1854

Familia **CORNUSPIRIDAE** Schultze, 1854

Subfamilia **CORNUSPIRINAE** Schultze, 1854

Género *Cornuspira* Schultze, 1854

Cornuspira involvens (Reuss, 1850)

(Lám. I, Fig. 6)

Operculina involvens Reuss, 1850, p. 37, pl. 46, fig. 2 a, b.

Cyclogyra involvens (Reuss), Mateu, 1970, p. 46, Lám. 2, fig. 24-25.

Cyclogyra involvens (Reuss), Murray, 1971. P. 53, plate 18, figs 1-3.

Cornuspira involvens (Reuss), AGIP, 1982, Lám. 8, fig. 10.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx han sido encontrados 4 ejemplares en el sondeo Mórtoles, 1 individuo en las muestras 1, 2, 3,

4, y 4 caparazones en el sondeo Salinas: 1 en la muestra 6b y 3 en la muestra 7b. Aparecen en las fracciones de 0,063 mm y 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en España durante el Cuaternario en el Golfo de Cádiz (Caralp, 1988), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993), en la ría de Bilbao y estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994), en la Marjal de Pego (Viñals, 1996, como *Cyclogira*, García Forner, 1997) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie eurihalina capaz de adaptarse a lagunas costeras con aguas de baja salinidad. Se asocia a fondos de conchuela (Colom, 1974), a sustratos de textura limosa y arcillosa (Murray 1991), a texturas arenosas de tamaño fino (Alejo *et al.*, 1999) y a fondos maërl (Alberola, 1997), aunque no es frecuente en las Islas Columbretes. Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Familia **NUBECULARIIDAE** Jones, 1875

Subfamilia **NUBECULARIINAE** Jones, 1875

Género *Nubecularia* Defrance, 1825

Nubecularia lucifuga Defrance, 1825

(Lám. II, Fig. 1)

Nubecularia lucifuga Defrance, 1825, p. 210, Lám. 64, fig. 3

Nubecularia lucifuga Defrance, Colom, 1974, p. 174, figs. 47, a-e; 48, a-f

Nubecularia lucifuga Defrance, Loeblich & Tappan, 1988, p. 324, plate 332, figs. 1-3

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han contado 9 individuos en el sondeo Salinas (1 en las muestras 4f y 5d, 3 caparazones en la muestra 5b y 4 ejemplares en la 5c) y 92 en el sondeo Picola, distribuidos en las 11 muestras del techo, donde se observa un incremento del número de ejemplares

entre las muestras 7 y 11, aunque el máximo lo presenta la muestra 4 con un total de 20 individuos. Todos ellos tienen diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en sedimentos cuaternarios de España en Palma de Mallorca (Mateu, 1972), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Holoceno del estuario del Bidasoa (Cearreta, 1994) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina y estenotérmica. Epífita de *Posidonia oceanica* (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984), preferentemente de las hojas (Langer, 1988, 1993), a las que se adhiere adaptando su parte umbilical; la morfología de la misma varía en función de la energía del medio (Abril, 1993). Esta especie también ha sido citada en fondos maërl (Alberola, 1997).

Superfamilia **MILIOLACEA** Ehrenberg, 1839

Familia **SPIROLOCULINIDAE** Wiesner, 1920

Género *Adelosina* D'Orbigny 1826

Adelosina colomi (Le Calvez, 1958)

Quinqueloculina colomi Le Calvez, 1958, p. 176, Lám. 3, figs. 15-16, Lám. 4, figs. 17-19.

Quinqueloculina colomi (Le Calvez), Randrianasolo, 1973, p. 117-118, planche X, fig.1

Quinqueloculina (Adelosina) colomi (Le Calvez), Colom, 1974, p. 187, fig.57, a-d.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx han sido encontrados 7 ejemplares en el sondeo Salinas distribuidos entre las muestras 3b, 4a, 4e, 4f, 5d y 5e; todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Ha sido citada en el Cuaternario español en las eolianitas de Serra Gelada (Blázquez y Usera, 1996a).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie aparece con frecuencia asociada a praderas de *Posidonia oceanica* (Le Calvez & Le Calvez, 1958, Blanc-Vernet 1969, 1977, 1984, Colom, 1974). Los sustratos más frecuentes en los que se encuentra son los arenosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), así como los fondos maërl, coralígenos y detrítico enfangado (Alberola, 1997).

Adelosina duthiersi Schlumberger, 1886

(Lám II, Fig. 2)

Adelosina duthiersi Schlumberger, 1886, p. 100, 553, Lám. 16, fig. 16, 18.

Quinqueloculina duthiersi (Schlumberger), Mateu, 1970, Lám. 12, fig. 154-156.

Quinqueloculina (Adelosina) duthiersi (Schlumberger), Colom, 1974, p. 187, fig. 53, h-m.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx sólo aparecen 4 individuos de esta especie en el sondeo Salinas distribuidos de la siguiente forma: 1 ejemplar en las muestras 4d y 5a y 2 individuos en la muestra 6a. Se han encontrado en la fracción >0,125 mm.

Ha sido citada en el Cuaternario español en las eolianitas de Serra Gelada (Blázquez y Usera, 1996a) y en los sedimentos pleistocenos y holocenos de las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie bastante frecuente en el Mediterráneo, asociada a praderas de *Posidonia oceanica* (Mateu, 1970, Colom, 1974), preferentemente en los rizomas como la mayor parte de los caparzones aporcelanados (Ribes *et al.*, 1992). Estenohalina y estenotópica (Murray, 1973, 1991). Ha sido citada además en sedimentos arenosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maëls y detrítico enfangado (Alberola, 1997).

Adelosina laevigata D'Orbigny, 1826

(Lám. II, Fig. 3)

Adelosina laevigata D'Orbigny, 1826, p. 304, n° 1

Quinqueloculina longirostra D'Orbigny 1846, p. 291, Lám. 18, fig. 25-27

Quinqueloculina laevigata D'Orbigny, Cushman, 1945 p. 27 Lám. 1.

Quinqueloculina longirostra D'Orbigny, Loeblich & Tappan, 1964, p. C458, fig. 349, 2, 3.

Quinqueloculina longirostra D'Orbigny, Daniels, 1970b, p. 73, Lám. 2, fig. 15

Quinqueloculina (Adelosina) laevigata (D'Orbigny), Colom, 1974, p.187, fig.52, a-j.

Quinqueloculina longirostra D'Orbigny, AGIP, 1982, Tavola VI, fig. 2, 2bis

Adelosina laevigata D'Orbigny, Loeblich & Tappan, 1988, p. 328-329, plate 337, figs. 5-12.

OBSERVACIONES: En l'Albufera d'Elx se han encontrado en sedimentos cuaternarios 2 ejemplares en el sondeo Pinet (muestras 2 y 4), 47 en el sondeo Salinas distribuidos entre las muestras 3d, 4b, 4d, 4e, 4f, 5a, 5b, 5c, 5g, 7c, 10c, además de 17 caparzones en la muestra 5d cuya clasificación específica no es clara debido a su estado de deterioro. En el sondeo Picola han sido identificados 61 individuos de esta especie, distribuidos entre las muestras 1-11, además de 1 individuo en la muestra 22. Todos ellos tienen diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Vizcaya (Cearreta, 1993), en las eolianitas de Serra Gelada (Blázquez y Usera, 1996a) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie epifita de praderas de *Posidonia oceanica* entre 10 y 40 m de profundidad (Le Calvez & Le Calvez, 1958, Colom, 1974), asociada a sedimentos arenosos (Mateu, 1970), arenas con biodetritos (Mateu, 1981), arena gruesa, arena fangosa y fango arenoso (Planelles, 1996), en sustratos sueltos de distintas texturas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), en fondos coralígenos, enfangados y maërl (Alberola, 1997).

Adelosina mediterraneis (Le Calvez & Le Calvez, 1958)

(Lam II, Fig. 4)

Quinqueloculina mediterraneis Le Calvez & Le Calvez, 1958. p. 177, pl. 4, figs. 19-31.

Quinqueloculina mediterraneis Le Calvez & Le Calvez, Mateu, 1970, Lám. 12, figs. 166-168.

Quinqueloculina mediterraneis Le Calvez & Le Calvez, Randrianasolo, 1973. p. 121. plate X, fig. 5

Quinqueloculina mediterraneis (Le Calvez & Le Calvez), Haynes, 1973 p. 73-74 pl. 7 fig. 4-5; pl. 8 fig. 1.

OBSERVACIONES: En l'Albufera d'Elx sólo se ha reconocido un ejemplar cuaternario, localizado en la muestra 5g del sondeo Salinas, que presenta un diámetro superior a 0,125 mm. Pensamos que esta especie debe ser asignada al género *Adelosina* D'Orbigny, 1826, por las características de su enrollamiento y las de su última cámara, con un cuello prolongado.

AUTOECOLOGÍA: Esta especie se encuentra asociada a los rizomas de *Posidonia oceanica* (Mateu, 1970, Colom, 1974, como *Quinqueloculina*), donde viven la mayor parte de los foraminíferos del suborden Miliolina en las praderas de fanerógamas marinas. Es estenohalina y ha sido citada en fondos maërl y detrítico enfangado (Alberola, 1997).

Adelosina pulchella D'Orbigny, 1846

(Lám. II, Fig. 5)

Adelosina pulchella, D'Orbigny, 1846, p. 203, lám 20, figs. 25-29.

Quinqueloculina pulchella (D'Orbigny), Randrianasolo, 1973, p. 122, plate X, fig. 3.

Quinqueloculina (*Adelosina*) *pulchella* (D'Orbigny), Colom, 1974, p.187, fig. 53, a-g.

Quinqueloculina pulchella (D'Orbigny), AGIP, 1982, tavola VI, fig. 5.

Adelosina schreibersi (D'Orbigny), Papp & Schmid, 1985, p. 106, plate 102, figs. 9-14.

OBSERVACIONES: En l'Albufera d'Elx sólo se ha encontrado en sedimentos cuaternarios 1 caparazón de esta especie, localizado en la muestra 7 del sondeo Picola; presenta un diámetro superior a 0,125 mm.

Ha sido citada en el Cuaternario español en el Valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en las islas de Mallorca (Mateu, 1972) y Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994 como *Quinqueloculina*) y en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, como *Quinqueloculina*, García Forner, 1997, como *Adelosina schreibersii*).

AUTOECOLOGÍA: Es frecuente en el Mediterráneo, en ocasiones asociada a los rizomas de praderas de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992) y es rara en fondos detríticos (Alberola, 1997).

Género *Spiroloculina* D'Orbigny, 1826

Spiroloculina excavata D'Orbigny, 1846

(Lám. II, Fig. 6)

Spiroloculina excavata D'Orbigny, 1846, p. 271, Lam. 16, figs. 19-21.

Spiroloculina excavata D'Orbigny, Mateu, 1970, p. 47. Lám. 3, figs 33-35.

Spiroloculina excavata D'Orbigny, Murray, 1971, p. 55, plate 19, figs. 1-3.

Spiroloculina excavata D'Orbigny, Randrianasolo, 1973, p. 129-130.

Spiroloculina excavata D'Orbigny, Colom, 1974, p. 28, fig. 62, c, d, h, i.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se ha encontrado 1 individuo en la muestra 6b del sondeo Salinas y 10 ejemplares en el sondeo Picola, 8 de las cuales no presentan los suficientes caracteres para una clasificación específica clara, debido a su deterioro. Todas ellas se localizan entre las muestras 1 y 11. Estos individuos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Ha sido citada en el Cuaternario español en el la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994).

AUTOECOLOGÍA: Especie muy abundante en el Mediterráneo entre 10 y 40 m de profundidad, en sustratos limoarenosos y limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), arenosos (Alejo *et al.*, 1999), muy ligada a la presencia de *Spiroloculina canaliculata* en los fondos de Columbretes (Alberola, 1997), aunque en nuestro caso la segunda especie no aparece.

Familia: **HAUERINIDAE** Schwager, 1876

Subfamilia: **HAUERININAE** Schwager, 1876

Genero: *Massilina* Schlumberger, 1893

Massilina secans (D'Orbigny, 1826)

(Lám. III, Fig 1)

Quinqueloculina secans D'Orbigny, 1826, p 303, n° 43.

Massilina secans (D'Orbigny), Mateu, 1970, p 50, Lám 5, figs. 61-69 y Lám 6, figs 70-75.

Massilina secans (D'Orbigny), Murray, 1971 p 67, Lám. 25, figs. 1-6.

Massilina secans (D'Orbigny), Randrianasolo, 1973, p. 127, Lám 7, fig 7.

Massilina secans (D'Orbigny), Colom, 1974, p. 206, Lám 58, figs. a-c

Massilina secans (D'Orbigny), AGIP, 1982, Lám 6, fig. 9.

Massilina secans (D'Orbigny), Loeblich & Tappan, 1988, p 335, Lám 344, figs. 1-3.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx han sido encontrados 68 ejemplares en el sondeo Salinas distribuidos entre las muestras 4b, 4f, 5a, 5b, 5c, 5d, 5e, 5i, 6a, 6b y 7a y 27 individuos en el sondeo Picola repartidos entre las muestras 4, 6, 10 y 11, además de 2 ejemplares deteriorados identificados como *Massilina cf secans* en la muestra 4. Todos ellos aparecen en la fracción >0,125 mm y >0,4 mm.

Esta especie ha sido encontrada en España durante el Cuaternario en Palma de Mallorca (Mateu, 1972), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1993, 1994, 1998), en el Golfo de Vizcaya

(Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993), en las eolianitas de Serra Gelada (Blázquez y Usera, 1996a) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica que habita ambientes marinos litorales (Murray, 1971). Es epífita de rizomas de *Posidonia oceanica* (Le Calvez & Le Calvez, 1958, Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984, Mateu, 1970) y ha sido encontrada en sustratos arenosos y fangosos (Mateu, 1970), así como en fondos de arena muy gruesa (Planelles, 1996). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Género: *Quinqueloculina* D'Orbigny, 1826

Quinqueloculina agglutinans D'Orbigny, 1839

(Lám. III, Fig.2 y 3)

Quinqueloculina agglutinans D'Orbigny 1839a. p. 195, lam 12, figs, 11-13

Quinqueloculina agglutinans D'Orbigny, Colom, 1974, p.188, fig. 60, l-q.

Quinqueloculina agglutinans D'Orbigny, Le Calvez, 1977a, p. 54-56, pl. 7, figs 1-4.

Quinqueloculina agglutinans D'Orbigny, AGIP, 1982, tavola V, fig. 9.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han identificado 2 individuos en el sondeo Pinet (muestras 4 y 29), 8 ejemplares en el sondeo Salinas (6 en la muestra 5c y 1 caparazón en las muestras 6a y 9a) y 8 caparazones en el sondeo Picola, de los cuales 7 pertenecen a la muestra 6 y 1 a la muestra 7. Todos ellos han sido encontrados en los tamaños superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en el Mar Balear (Mateu *et al.*, 1979), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie es frecuente en los rizomas de las praderas de *Posidonia oceanica* en el mar Mediterráneo (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984, Colom,

1974), preferentemente en la zona infralitoral. Es estenotópica. Ha sido citada en fondos limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maërl (Alberola, 1997). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Quinqueloculina aspera D'Orbigny, 1826

(Lám. III, Fig. 4)

Quinqueloculina aspera D'Orbigny 1826. p. 301, nº 11

Quinqueloculina aspera D'Orbigny, Parker *et al.*, 1871, pl. 8, fig. 11

Quinqueloculina aspera D'Orbigny, Mateu, 1970, p. 49

Quinqueloculina aspera D'Orbigny, Daniels, 1970b, p. 72, Tafel 2, fig. 11.

Quinqueloculina aspera D'Orbigny, Haynes, 1973, p. 63-65, plate 7, figs 1-3, plate 8, fig. 2, plate 31, figs. 1-5; text- fig. 15, nos. 1-4.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han contado 30 individuos en el sondeo Picola, distribuidos entre las muestras 2 y 10, de los cuales 6 (muestra 2) no presentan suficientes caracteres para una clasificación específica fiable, debido a su estado de deterioro. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido encontrada en el Cuaternario español en Mallorca (Mateu, 1972), en el Mar Menor (Mateu, 1981) y en las marjales de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997) y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica asociada a las praderas de *Posidonia oceanica* (Mateu, 1970, Ribes *et al.*, 1992) y sobre todo a los rizomas (Langer, 1988) y junto a praderas de *Cymodocea* y en fondos maërl (Alberola, 1997). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Quinqueloculina berthelotiana D'Orbigny, 1839

(Lám. III, Fig. 5)

Quinqueloculina berthelotiana D'Orbigny, 1839b, p. 142, Lám.3, figs. 25-27

Quinqueloculina berthelotiana D'Orbigny, Randrianasolo, 1973, p. 116. Plate IX, fig. 4.

Quinqueloculina berthelotiana D'Orbigny, Colom, 1974, p. 188 fig. 59, e-g.

Quinqueloculina berthelotiana D'Orbigny, Le Calvez, 1974. P. 49-51. Plate 12, figs 1-4.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han identificado 10 individuos en el sondeo Salinas (1 en las muestras 5f, 5g y 6b y 2 ejemplares en las muestras 5b, 5c y 5d) y 43 caparazones en el sondeo Picola, distribuidos entre las muestras 1, 4, 6, 7, 8, 20 y 22. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en Mallorca (Mateu, 1972), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1994) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Se asocia a praderas de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992) y de *Cymodocea* (Alberola, 1997). Ha sido citada en sustratos fangosos en la plataforma continental interna de Alicante (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en los fondos de las Islas Columbretes (Alberola, 1997).

Quinqueloculina bicornis (Walker & Jacob, 1798)

(Lám. III, Fig. 6)

Serpula bicornis Walker & Jacob, 1798, p. 663, pl. 14, fig. 2

Quinqueloculina bicornis (Walker & Jacob), Mateu, 1970, Lám. 9, figs. 114-117

Quinqueloculina bicornis (Walker & Jacob), Murray, 1971, p. 57, plate, 2, figs. 1-5

Quinqueloculina bicornis (Walker & Jacob), AGIP 1982, tavola V, fig. 1, 1bis.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han reconocido 9 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 2, 4 y 36b;

500 ejemplares en el sondeo Salinas, repartidos entre las muestras 1a,1b, 3b, 3c, 3d, 4a, 4c, 4d, 4e, 4f, 5a, 5b, 5c, 5d, 5e, 5f, 5g, 5h, 5i, 6a, 7c y 11a, especialmente abundante entre las muestras 4e y 5e; y 4 caparazones en la muestra 4 del sondeo Picola. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español se ha citado esta especie en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1993, 1994, 1998).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina muy frecuente en el Mediterráneo (Murray, 1991) donde se ha identificado en sustratos arenosos, limoarenosos y limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maërl y detrítico enfangado (Alberola, 1997).

Quinqueloculina disparilis D'Orbigny, 1826

Quinqueloculina disparilis D'Orbigny, 1826, p. 32, n°. 21.

Quinqueloculina disparilis D'Orbigny, Mateu, 1970, Lám. 8, figs. 111-1.

Quinqueloculina disparilis D'Orbigny, Colom, 1974, p. 200, fig. 55, a-g.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 4 individuos en el sondeo Salinas repartidos entre las muestras 5e, 5g y 9a; y 2 ejemplares en el sondeo Picola (muestra 4), además de 6 caparazones cuya clasificación específica no está clara, debido a su estado de deterioro, que pertenecen a la muestra 10 de Picola. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en Palma de Mallorca (Mateu, 1972), en la ría de Bibao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina, de salinidad normal marina, muy frecuente en el Mediterráneo. Se asocia a praderas de *Posidonia oceanica* y

especialmente a los rizomas (Blanc-Vernet, 1969, Langer, 1988, 1993) y, en general, a todo tipo de sustrato detrítico (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Quinqueloculina lucida Karrer, 1868

(Lám.IV, Fig. 1)

Quinqueloculina lucida Karrer 1868, p. 147, p. 15, Tafel 2, fig. 7.

Quinqueloculina lucida Karrer, Daniels, 1970b, p. 73, Tafel 2, fig. 16

Quinqueloculina lucida Karrer, Mateu, 1970, Lám. 8, figs. 108-110. Lám. 9, figs. 121-123.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 29 individuos en el sondeo Picola, distribuidos de la siguiente manera: 11 caparazones en la muestra 2, 5 individuos en la muestra 4, 6 ejemplares en la muestra 6 y 7 caparazones en la muestra 7; todo ellos presentan tamaños superiores a 0,125 mm.

Ha sido citada en el Cuaternario español en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina, presente en el infralitoral de las costas Mediterráneas. Se ha citado en fondos maërl y en detrítico enfangado en las islas Columbretes (Alberola, 1997).

Quinqueloculina quadrata Nörvang 1945

Quinqueloculina quadrata Nörvang , 1945, p. 7, plate 2

Quinqueloculina quadrata Nörvang, Mateu, 1970, p. 49, Lám. 11, fig. 151-153

Quinqueloculina quadrata Nörvang, Randrianasolo, 1973, p. 123.

Quinqueloculina quadrata Nörvang, Colom, 1974, p. 21, fig.58, d, g, l-o

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 14 ejemplares en el sondeo Salinas, distribuidos entre las muestras 5d, 6a, 9a, 9c y 9e; y 1 en la muestra 4 del sondeo Picola, además de 2 caparazones identificados en la muestra 16 del sondeo Picola cuya clasificación específica no está clara debido a su estado de deterioro. Todos ellos aparecen en las fracciones >0,4 mm y >0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pegó (Mateu y Viñals, 1990, García Forner, 1997), en el Golfo de Vizcaya (Cearreta, 1993, Cearreta y Pascual, 1993, Altuna *et al.*, 1993), en la ría de Bilbao y estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994, 1998) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica muy frecuente en el Mediterráneo. Ha sido citada en sustratos arenosos y limoarcillosos, en ocasiones asociada a praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997); Alberola (1997), la encuentra en fondos maërl, coralígeno, detrítico enfangado y en praderas de *Cymodocea*.

Quinqueloculina seminula (Linné, 1758)

(Lám. IV, Fig. 2)

Serpula seminulum Linné, 1758, p. 786.

Quinqueloculina seminulum (Linné), D'Orbigny, 1826, p. 303

Quinqueloculina seminula (Linné), Daniels, 1970b, p. 15, Tafel 3, fig. 4.

Quinqueloculina seminula (Linné), Murray, 1971, p. 65, plate 24, figs. 1-6

Quinqueloculina seminulum (Linné), AGIP, 1982, tavola VI, fig. 6.

Quinqueloculina seminula (Linnaeus), Colom, 1974, p. 202, fig. 54, d, f.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 62 ejemplares en el sondeo Salinas, distribuidos de la siguiente manera: 1 individuo en las muestras 3c, 3d y 5c, 2 caparazones en las muestras 4a, 4c, 4e, 5a, 5d y 5i, 3 ejemplares en la muestra 4c, 9 en la 5h y 35 individuos en la 6a. En el sondeo

Picola se han hallado 26 caparazones repartidos entre las muestras 1, 2, 7, 8 y 10. Todos ellos han sido localizados en tamaños superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en el Valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en las islas de Mallorca (Mateu, 1972) y Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en la bahía de Vizcaya (Cearreta *et al.*, 1992, Cearreta, 1993, Cearreta y Pascual, 1993, Altuna *et al.*, 1993), en las costas de Cantabria (Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta 1992, 1994, 1998), en el estuario de Santoña (Cearreta y Murray, 1996) y en la Marjal de Xàbia (Gracia Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica (Murray, 1968) epífita de *Posidonia oceanica* (Mateu, 1970, Ribes *et al.*, 1992), encontrada en fondos de fango y arena (Mateu 1970), en materiales arenosos (Pascual, 1984, Alejo *et al.*, 1999), en fondos de arena gruesa con *branchiostoma* y maërl (Alberola, 1997), aunque es frecuente encontrarla en todo tipo de sedimentos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997). Se ha citado en lagunas costeras (Mateu, 1981), en estuarios (Medioli *et al.*, 1986) y en lagunas salinas (Murray, 1991).

Quinqueloculina undulata D'Orbigny, 1826

(Lám. IV, Fig. 3)

Quinqueloculina undulata D'Orbigny, 1826, p. 302, nr. 27

Quinqueloculina undulata D'Orbigny, Daniels, 1970b, p.75, Tafel 3, fig. 6.

Quinqueloculina undulata D'Orbigny, Colom, 1974, p. 202, fig. 58, h-k

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 19 individuos en el sondeo Salinas, distribuidos de la siguiente manera: 1 caparazón en las muestras 5b, 5d, 5e y 6a, 2 en la 5g, 3 en la 5h y 10 ejemplares en la muestra 5i. Todos ellos presentan un diámetro superior a 0,125 mm.

En los materiales cuaternarios españoles ha sido citada en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1993, 1994).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie estenotópica está asociada en el Mediterráneo a praderas de fanerógamas marinas (Ribes *et al.*, 1992). Ha sido citada en fondos arenosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), en fondos maërl y en arenas fangosas (Alberola, 1997).

Quinqueloculina vulgaris D'Orbigny, 1826

(Lám. IV, Fig. 4)

Quinqueloculina vulgaris D'Orbigny, 1826, p. 302, nr. 33

Quinqueloculina vulgaris D'Orbigny, Daniels, 1970b, p. 75-76, Tafel 3, fig. 7

Quinqueloculina vulgaris D'Orbigny, Colom, 1974, p. 202, fig. 54, a-c

Quinqueloculina vulgaris D'Orbigny, AGIP, 1982, tavola VI, fig. 8

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han localizado 136 caparazones de esta especie en el sondeo Salinas, distribuidos entre las muestras 1a, 1b, 2, 3c, 3d, 4a, 4d, 4e, 4f, 5a, 5b, 5c, 5d, 5g, 5h, 5i, 6a y 7b, además de 26 ejemplares cuya clasificación específica no está clara debido a su estado de deterioro, que aparecen en las muestras 5a y 5b. En el sondeo Picola se han encontrado 243 individuos repartidos entre las muestras 1-11, donde se observa un incremento de la proporción hacia la muestra 11; además, 2 ejemplares en la muestra 18 no presenta suficientes caracteres para una clasificación específica fiable, debido a su mala conservación. Todos ellos tienen un diámetro superior a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en Mallorca (Mateu, 1972, Colom, 1979), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Vizcaya (Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994, 1998) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica asociada a los rizomas de la *Posidonia oceanica* (Le Calvez & Le Calvez, 1958, Ribes *et al.*, 1992). Ha sido citada en fondos de arenas con restos biógenos (Mateu, 1970, Pascual, 1984), en arena fangosa (Sen Gupta & Schafer, 1973) en arena gruesa (Planelles, 1996), en maërl y detrítico enfangado (Alberola, 1997) y en sustratos de distintas texturas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Subfamilia **MILIOLINELLINAE** Vella, 1957

Género *Affinetrina* Luczkowska, 1972

Affinetrina planciana (D'Orbigny, 1839)

Triloculina planciana D'Orbigny, 1839a, p. 173, Lám. 9, fig. 17-19.

Triloculina planciana D'Orbigny, Mateu 1970, p. 50, Lám. 6, figs. 82-84, Lám. 7, figs. 85-93.

Quinqueloculina planciana (D'Orbigny), Daniels, 1970b, p. 74, Tafel 3, fig. 1

Affinetrina planciana (D'Orbigny), Loeblich & Tappan, 1988, p. 337, plate 346, figs. 7-11

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx esta especie está representada por 3 ejemplares encontrados en el sondeo Salinas, distribuidos en la fracción > 0,125 mm de la siguiente manera: 2 caparazones en la muestra 5c y 1 en la muestra 5d.

Ha sido citada en el Cuaternario español en Mallorca (Mateu, 1972) y en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica relacionada con praderas de fanerógamas marinas (Mateu, 1970, Langer, 1988, 1993). Ha sido citada en materiales arenosos y en sedimentos colonizados por praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en *Cymodocea*, en detrítico enfangado coralígeno y maërl (Alberola, 1997).

Género *Miliolinella* Wiesner, 1931

Miliolinella circularis (Bornemann, 1855)

(Lám. IV, Fig. 5)

Triloculina circularis Bornemann, 1855, p. 349, Lám. 19, fig. 4a-c.

Scutuloris circularis (Bornemann), Randrianasolo, 1973, p. 137, plate II, fig. 4.
Miliolinella circularis (Bornemann), Colom, 1974, p. 206, fig. 57, t, v.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han recogido 41 ejemplares en el sondeo Pinet, en la muestra 34b; 215 caparazones en el sondeo Salinas, distribuidos entre las muestras 3b, 3d, 4a, 4b, 4c, 4d, 4e, 4f, 5a, 5b, 5c, 5d, 5e, 5f, 5g, 5h, 5i, 6a, 6b, 7a, 7b y 9a; y por último, se han encontrado 11 individuos en el sondeo Picola repartidos entre las muestras 4, 7 y 16. Todos estos individuos aparecen en las fracciones de 0,063 mm y 0,125 mm.

Ha sido citada en el Cuaternario español en el Prat de Torreblanca (Usera *et al.*, 1996) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina frecuente en el Mediterráneo. Ha sido citada en los fondos maërl, detrítico enfangado y coralígeno (Alberola, 1997), en praderas de *Posidonia oceanica* y a sustratos limoarenosos (Ribes *et al.*, 1992, Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Miliolinella eburnea (D'Orbigny, 1839)

(Lám. IV, Fig. 6)

Miliolinella eburnea D'Orbigny, 1839

Miliolinella eburnea (D'Orbigny), Daniels, 1970b, p. 77.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 325 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 28b, 29, 30b, 31b, 32b, 33b, 34b, 35b, 36a, 36b, además de 30 ejemplares cuya clasificación específica no está clara debido a su estado de deterioro, que aparecen en las muestras 28b y 33b. En el sondeo Salinas se han identificado 275 ejemplares repartidos entre las muestras 3b, 4a, 4b, 4c, 4d, 4e, 4f, 5a, 5b, 5c, 5d, 5e, 5h, 5i, 6a, 6b, 7a, 7b y 7c. Finalmente, se han reconocido 4 caparazones de esta especie en el sondeo Mórtoles, localizados entre las muestras 1-3. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en l'Albufera de València (Usera *et al.*, 1990b) y en el Prat de Torreblanca (Usera *et al.*, 1996).

AUTOECOLOGÍA: Especie euritópica, capaz de soportar notables variaciones de temperatura y salinidad, asociada a estuarios y marjales. Es una forma epifaunal, herbívora, que vive sobre sustratos duros (Daniels, 1970a, Murray, 1991). Algunos autores le atribuyen condiciones eurihalinas al interpretarla como autóctona en sedimentos de marjal (Usera *et al.*, 1996).

Miliolinella webbiana (D'Orbigny, 1839)

(Lám. V, Fig. 1)

Triloculina webbiana D'Orbigny, 1839b, p.140, plate III, fig.13-15.

Triloculina webbiana D'Orbigny, Le Calvez & Le Calvez, 1958. p. 195, plate 15, figs. 176-178.

Triloculina webbiana D'Orbigny, Le Calvez, 1974, p. 90-92, figs. 1-4.

Miliolinella webbiana (D'Orbigny), Randrianasolo, 1973, p.136-137, plate VIII, figs 2a,b

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han localizado 40 ejemplares en el sondeo Salinas, distribuidos entre las muestras 3d, 4b, 5a, 5c, 5h, 6b, 7a, 7b y 7c. En el sondeo Picola se han hallado 8 individuos que se reparten entre las muestras 7 y 9. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En los materiales cuaternarios estudiados en las costas españolas ha sido encontrada en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina de hábitat marino. Se ha citado viva en fondos maërl (Alberola, 1997), en sustratos arenoso, limosos y en praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Género: *Triloculina* D'Orbigny 1826

Triloculina oblonga (Montagu, 1803)

(Lám. V, Fig. 2)

Vermiculum oblongum Montagu, 1803, p. 522, Lám. 14, fig. 9.

Quinqueloculina oblonga (Montagu), Murray, 1971, p. 63, plate 23, figs. 4-8

Triloculina oblonga (Montagu), Colom, 1974, p. 23, fig.59, p-r.

Triloculina oblonga (Montagu), Randrianasolo, 1973, p. 133.

Quinqueloculina oblonga (Montagu), AGIP, 1982, tavola VI, fig. 3.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 236 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 4, 23, 28b, 29, 34b, 36a y 36b. En el sondeo Salinas se han hallado 18 caparazones repartidos entre las muestras 4f, 5a, 5c, 5e y 5g. Por último, se han reconocido 7 individuos en el sondeo Picola, en las muestras 3 y 11. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994, como *Quinqueloculina*) y en la marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina de hábitat litoral, preferentemente con fanerógamas. Ha sido citada en sedimentos arenosos (Mateu, 1981, Chave, 1987, Blanc-Vernet, 1969), en arenas fangosas (Sen Gupta & Chafer, 1973), en arena gruesa y fango arenoso (Planelles, 1996) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999, como *Quinqueloculina*). Ha sido encontrada en sedimentos colonizados por *Posidonia oceanica*, sustratos arenosos y limosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maërl y coralinos (Alberola, 1997).

Triloculina rotunda D'Orbigny 1826

Triloculina rotunda D'Orbigny, 1826, p. 299, n° 4.

Triloculina rotunda D'Orbigny, Mateu 1970, p. 5, Láms. 7 y 8, figs. 94- 101.

Triloculina rotunda D'Orbigny, Colom 1974, p.24, fig. 59, n,o

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 124 individuos de esta especie en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 23, 24b, 29, 36a, 36b, 38a y 38b; 50 caparazones en el sondeo Salinas, repartidos entre las muestras 3b, 3d, 4a, 4b, 4e, 5a, 5b, 5c, 5d, 5i y 10c; y finalmente, 33 ejemplares en el sondeo Picola, que se localizan en las muestras 4, 7, 9, 10 y 20. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en la marjal de Pego (Viñals *et al* 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en la marjal de Xàbia (Viñals *et al.*, 1993, García Forner, 1997) y en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina frecuente en el Mediterráneo. Es epifita de *Posidonia oceanica* y *Cymodocea* (Le Calvez & Le Calvez, 1958, Blanc-Vernet,

1969, 1977, 1984, Mateu, 1970, Ribes *et al.*, 1992). Aparece citada en todo tipo de sustratos aunque su presencia es mucho más abundante cuando se observan praderas de fanerógamas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997). Se observa en fondos de arena gruesa (Planelles, 1996) y es dominante en los fondos maërl (Alberola, 1997).

Triloculina trigonula (Lamarck, 1804)

(Lám. V, Figs. 3)

Miliolites trigonula Lamarck, 1804, p. 351, no. 3. Lám. 17, fig. 4.

Miliolites trigonula Lamarck, 1822, p. 612, no. 3.

Triloculina trigonula (Lamarck), Daniels, 1970b, p. 77, Tafel 3, fig. 13.

Triloculina trigonula (Lamarck), Mateu, 1970, p. 5, Lám. 13, figs. 169-171.

Triloculina trigonula (Lamarck), Haynes, 1973, p. 169, Lám. 8-12, fig. 7.

Triloculina trigonula (Lamarck), Randrianasolo, 1973, p. 134, Lám. IX, fig. 3.

Triloculina trigonula (Lamarck), Colom, 1974, p. 24, fig. 56, j, l.

Triloculina trigonula (Lamarck), Loeblich & Tappan, 1988, p. 344, plate 351, fig. 19-21.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 12 ejemplares en el sondeo Pinet, 2 en la muestra 29 y 10 en la muestra 38b; 84 caparazones en el sondeo Salinas distribuidos entre las muestras 3b, 4b, 4d, 4e, 4f, 5a, 5b, 5c, 5d, 5e y 6a; y por último, 66 individuos en el sondeo Picola, localizados en las muestras 6, 7, 9, 16, 17, 19, 20 y 21. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español ha sido citada en las islas de Mallorca (Mateu, 1972) y Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la marjal de Xàbia (Viñals *et al.*, 1993, García Forner, 1997), en el Golfo de Vizcaya y las costas de Cantabria (Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993) y en la marjal de Pego (Viñals, 1996, García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica muy frecuente en el Mediterráneo. Está asociada a todos los tipos de sustratos, especialmente los relacionados con praderas

de *Posidonia oceanica* y sedimentos limosos (Mateu, 1970, Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y es frecuente en fondos maërl (Alberola, 1997).

Superfamilia **SORITACEA** Ehrenberg 1839

Familia **PENEROPLIDAE** Schultze, 1854

Género ***Peneroplis*** de Montfort 1808

Peneroplis pertusus (Forskäl, 1775)

(Lám. V, Fig. 4)

Nautilus pertusus Forskäl, 1775, p.125, n° 65

Peneroplis pertusus (Forskäl), Mateu, 1970, p. 51.

Peneroplis pertusus (Forskäl), Colom, 1974, p. 219, fig. 64, j

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx han sido encontrados 54 caparazones de esta especie en el sondeo Salinas, distribuidos entre las muestras 2, 3b, 4b, 5c, 5d, 5g, 5h, 5i, 6a. En el sondeo Picola han aparecido 658 individuos, que se reparten entre las muestras comprendidas entre la 1 y 11, en las cuales se observa una mayor abundancia en el techo. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm. La variabilidad morfológica de esta especie ha sido objeto de numerosos debates (ver Mateu, 1970, Colom, 1974).

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en el Mar Menor (Mateu, 1981).

AUTOECOLOGÍA: Especie eurihalina muy frecuente en el Mediterráneo, sobre todo asociada a praderas de *Posidonia oceanica* (Colom, 1974, Langer, 1988, 1993). Ha sido encontrada en sustratos arenosos y limosos cercanos a la costa (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), en fondos maërl (Alberola, 1997) y en sedimentos arenosos y fangosos (Murray, 1991). Según este autor, esta especie suele aparecer en ambientes con salinidades próximas al 50‰ y temperaturas cálidas (entre 20-34 °C);

por esta razón es más común en el Mediterráneo durante los meses de verano. No obstante, la presencia de esta especie depende más de la salinidad del medio que de la temperatura. Está muy relacionada a la especie *Peneroplis planatus*, aunque ésta es menos frecuente.

Peneroplis planatus (Fichtel & Moll, 1798)

(Lám. V, Fig. 5)

Nautilus planatus Fichtell & Moll, 1798, p. 91, pl. 16, fig. a-c

Peneroplis planatus (Fichtell & Moll), Mateu, 1970, Lám. 14, figs. 186-187

Peneroplis planatus (Fichtell & Moll), Colom 1974, p. 219, fig. 64, h, i, k.

Peneroplis planatus (Fichtell & Moll), Loeblich & Tappan, 1988, p. 37, plate 391, figs. 7, 8, 11,12.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han contado 3 caparazones de esta especie en el sondeo Salinas, 1 en la muestra 5a y 1 en la 5f y 153 individuos en el sondeo Picola, distribuidos entre las muestras 1-4 y 6-10. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Ha sido citada en el Cuaternario español en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica asociada a praderas de *Posidonia oceanica* (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984, Colom, 1974), especialmente a los rizomas, aunque también ha sido identificada en las hojas (Langer, 1988, 1993). Ha sido citada en la plataforma de Alicante, sobre todo en sustratos arenosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y se ha localizado en las actuales lagunas salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Familia **SORITIDAE** Ehrenberg, 1839

Subfamilia **SORITINAE** Ehrenberg, 1839

Género *Amphisorus* Ehrenberg, 1839

Amphisorus hemprichii Ehrenberg, 1839

(Lám. V, Fig. 6)

Amphisorus hemprichii Ehrenberg, 1839, p. 130, Lám. 3, fig 3.

Amphisorus hemprichii Ehrenberg, Barker, 1960, p. 32, plate XVI, fig. 7

Amphisorus hemprichii Ehrenberg, Mateu, 1970, p. 52, Lám. 14, fig. 184-185.

Amphisorus hemprichii Ehrenberg, Loeblich & Tappan, 1988, p. 380-381, plate 417, figs. 1-8.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 5 caparazones en la muestra 3b del sondeo Salinas y 343 ejemplares en el sondeo Picola, distribuidos más o menos equitativamente entre las muestras comprendidas entre la 1 y la 11. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Ha sido citado en las eolianitas cuaternarias de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina frecuente en el Mediterráneo, asociada a praderas de *Posidonia oceanica* (Mateu, 1970, Colom, 1974). Ha sido citada en fondos maërl y en los fondos de las islas Columbretes aparece relacionada con las especies *Peneroplis planatus* y *Peneroplis pertusus* (Alberola, 1997).

Suborden **LAGENINA** Delage & Hérouard, 1896

Superfamilia **NODOSARIACEA** Ehrenberg, 1838

Familia **POLYMORPHINIDAE** D'Orbigny, 1839

Subfamilia **POLYMORPHININAE** D'Orbigny, 1839

Género *Globulina* D'Orbigny, 1839

Globulina gibba (D'Orbigny, 1826)

Polymorphina (Globulina) gibba D'Orbigny, 1826, p. 266.

Globulina gibba (D'Orbigny), Colom, 1974, p.113, fig. 15, a, c, d.

Globulina gibba (D'Orbigny), AGIP, 1982, tavola XX, fig. 1

Globulina gibba (D'Orbigny), Loeblich & Tappan, 1988, p. 419, plate 457, fig. 6-7.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx aparecen 2 ejemplares en el sondeo Pinet, en la muestra 89a, y presentan diámetros superiores a 0,125 m.

En los yacimientos cuaternarios de España esta especie está citada en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Golfo de Vizcaya (Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994) y en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina típica de mar abierto y frecuente en el Mediterráneo. Ha sido citada en las costas españolas en sustratos arenosos (Pascual, 1984), en arenas con conchas (Colom, 1974), en praderas de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992) en fondos de coralígeno, arenas gruesas y maërl (Alberola, 1997) y en sedimentos de arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Familia **ELLIPSOLAGENIDAE** A. Silvestri, 1923

Subfamilia **ELLIPSOLAGENINAE** A. Silvestri, 1923

Género *Fissurina* Reuss, 1850

Fissurina laevigata (Reuss, 1850)

Fissurina laevigata Reuss, 1850, p. 366

Fissurina laevigata Reuss, Barker, 1960, plate CXIV, p. 235, fig. 8

Fissurina laevigata Reuss, Loeblich & Tappan, 1988, p. 428, plate 465 fig. 5-9, plate 465 fig. 5-9

OBSERVACIONES: En l'Albufera d'Elx se han localizado 10 ejemplares en los sedimentos cuaternarios del sondeo Pinet, en tamaños superiores a 0,125 mm, distribuidos de la siguiente forma: 1 individuo en la muestra 100b, 2 ejemplares en las

muestras 89a, 99, 102 y 3 caparazones en la muestra 97. No aparece citada en las costas españolas durante el Cuaternario en la bibliografía consultada.

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica que vive en la actualidad en el Mediterráneo.

Suborden: **ROTALIINA** Delage & Hérouard, 1896

Superfamilia: **BOLIVINACEA** Glaessner, 1937

Familia: **BOLIVINIDAE** Glaessner, 1937

Género: ***Bolivina*** D'Orbigny, 1839

Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, 1930

(Lám.VI, Fig. 1)

Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, 1930, p. 81, pl. 3, figs. 36-40.

Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, Cushman, 1937, p. 166-168, plate 19, figs. 12-20.

Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, Daniels, 1970b, p. 81, Lám.3, fig. 36-40.

Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, Murray, 1971, p. 107, plate 43, figs. 1-7.

Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, Haynes, 1973, p. 130, plate 10, fig. 3; plate II, fig. 7.

Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, AGIP, 1982, tavola XLIII, fig. 8.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 606 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 13, 15, 23-30b, 33b-39a, 54, 59b, 67b, 69, 75, 77b, 79, 89a, 90a, 92b, 97, 99, 100b, 102 y 122. En el sondeo Salinas se han hallado 17 individuos repartidos entre las muestras 3b, 6a, 9e, 10b, 11c, 11d; y, por último, 2 caparazones en el sondeo Picola en la muestra 24. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

Esta especie a sido citada en materiales del Cuaternario español en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en las costas del Golfo de Vizcaya (Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994, 1998), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino, muy frecuente en el Mediterráneo. Ha sido citada en sustratos de arena fina (Alejo *et al.*, 1999), en fondos maërl y detrítico enfangado (Alberola, 1997) y en sustratos de limos arcillosos y arenas finas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Bolivina punctata D'Orbigny, 1839

(Lám. VI, Fig. 2)

Bolivina punctata D'Orbigny, 1839c, p. 63, pl. 8, figs. 10-12.

Bolivina punctata D'Orbigny, Cushman, 1937, p. 124, plate 15, fig. 12.

Bolivina punctata D'Orbigny, AGIP, 1982, tavola XXX, fig.9

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 767 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 15, 23-39a, 54, 67b, 69, 79, 81, 89a, 99, 100b, 102 y 120b. En el sondeo Salinas se han hallado 15 ejemplares que se reparten entre las muestras 5e, 6a, 9e, 9f, 10a, 10d, 11a y 11c, además de 2 caparzones cuya clasificación específica no está clara debido a su estado de deterioro, que aparecen en la muestra 24 del sondeo Picola.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie ha sido citada en el Mediterráneo asociada a fondos de texturas limoarcillosas, sustratos coralígenos y maërl (Alberola, 1997).

Género: *Brizalina* O.G. Costa, 1856

Brizalina arta (Macfadyen, 1930)

(Lám. VI, Fig. 3)

Bolivina arta Macfadyen, 1930, p. 58, Lám. 4, fig. 5.21a-b

Brizalina arta (Macfadyen), AGIP, 1982, Lám. 29, fig. 2.

Bolivina arta Macfadyen, Brun *et al.*, 1984, p 103, Lám 2 Grup.5, fig. 10

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx esta especie está representada por 1 ejemplar que se localiza en la fracción >0,125 mm de la muestra 90a.

Aparece citada en el Cuaternario español en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie se registra en el Mediterráneo ligada a fondos limoacillosos colonizados por praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Brizalina catanensis (Seguenza, 1862)

Bolivina catanensis Seguenza, 1862, p. 29, pl. 2 figs. 3a-3b

Bolivina catanensis Seguenza, Cushman, 1937, p. 108, pl. 13, figs.23-26, plate 14, fig. 1, 2

Brizalina catanensis (Seguenza), AGIP, 1982, Lám. XXIX, fig. 5

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 21 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos de la siguiente manera: 5 en

la muestra 33b, 12 caparazones en la muestra 59b, 2 ejemplares en la muestra 73b y 2 en la 89a; todos ellos aparecen en las fracciones de 0,063 y 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en las eolianitas de las islas Ibiza y Formentera (Henningsen et al., 1981).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie de hábitat marino es poco frecuente en el Mediterráneo.

Brizalina dilatata (Reuss, 1850)

Bolivina dilatata Reuss, 1850, p. 381, pl. 48, figs. 15a-c

Bolivina dilatata Reuss, Cushman, 1937, p. 787, plate 9, fig. 17-20

Brizalina dilatata (Reuss), AGIP, 1982, Lám. XXIX, fig. 9

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 20 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos de la siguiente forma: 1 ejemplar en la muestra 14, 3 en la 15, 7 en la 26b, 4 en la 27b, 1 en la muestra 29 y 2 caparazones en la muestra 30b; todos ellos aparecen en los tamaños >0,125 mm y >0,063 mm.

AUTOECOLOGÍA: Especie no muy frecuente en el Mediterráneo, rara en sustratos arenosos (Pujos, 1976), aunque se registra en arena fangosa (Planelles, 1996, como *Bolivina*).

Brizalina spathulata (Williamson, 1858)

Textularia variabilis Williamson var. *spathulata* Williamson, 1858, p. 76, figs. 164, 165.

Bolivina spathulata (Williamson), Barker, 1960, p.106, plate LII, figs. 20, 21.

Brizalina spathulata (Williamson), Daniels, 1970b, p. 107, Tafel 5, fig. 4.

Brizalina spathulata (Williamson), Colom, 1974, p.121, fig. 18, h, i.

Brizalina spathulata (Williamson), AGIP, 1982, Tavola XXXI, fig. 3.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 6 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos de la siguiente manera: 1 en la muestra 52, 3 ejemplares en la muestra 54, 2 caparazones en la muestra 75. En el sondeo Salinas se ha hallado 1 individuo en la muestra 3d. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

AUTOECOLOGÍA: Esta especie estenohalina se ha registrado en fondos maërl (Blanc-Vernet, 1969), en arena (Pujos, 1976), en arena fangosa y fango (Sen Gupta y Schafer, 1973), en arena fangosa (Planelles, 1996) y en detrítico enfangado y maërl (Alberola, 1997).

Brizalina striatula (Cushman, 1922)

(Lám. VI, Fig. 4)

Bolivina striatula Cushman, 1922a, p.27, plate 3, fig. 10

Brizalina striatula (Cushman), Daniels, 1970b, p.107, Tafel 5, fig. 5

Brizalina striatula (Cushman), Haynes, 1973, p.137, plate 10, fig. 1; plate II, fig. 1.

Bolivina striatula Cushman, Colom, 1974, p. 120-121, fig. 17 a-g.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 231 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 23-38a, y en las muestras 71, 75, 97, 99, 100b y 102. En el sondeo Salinas se han hallado 6 ejemplares, que se reparten de la siguiente manera: 1 individuo en las muestras 6a y 9d y 2 en las muestras 3b y 9e. En el sondeo Picola se han hallado 5 caparazones que aparecen en la muestra 1. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

Esta especie ha sido hallada en el Cuaternario español en las marjales de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997) y de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie estenohalina ha sido citada en sustratos arenosos y limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), en arena fina (Alejo *et al.*,

1999) y en fondos maërl (Alberola, 1997). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Superfamilia: **CASSIDULINACEA** D'Orbigny, 1839

Familia: **CASSIDULINIDAE** D'Orbigny, 1839

Subfamilia: **CASSIDULININAE** D'Orbigny, 1839

Género: *Cassidulina* D'Orbigny, 1826

Cassidulina laevigata D'Orbigny, 1826

Cassidulina laevigata D'Orbigny, 1826, p. 282, Lám. 15, figs 4, 5.

Cassidulina laevigata D'Orbigny, Colom, 1974, p.162, fig. 42 f.

Cassidulina laevigata D'Orbigny, AGIP, 1982, tavola XLIII, fig. 5.

Cassidulina laevigata D'Orbigny, Loeblich & Tappan, 1988, p. 504, plate 555, fig. 1-8.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 35 ejemplares en el sondeo Pinet distribuidos entre las muestras 25b, 26b, 27b, 29, 42b, 59b, 69, 75, 89a, 99, 104, 122 y 124, además de 3 caparzones cuya clasificación específica no está clara debido a su estado de deterioro, que aparecen en las muestras 15 y 28b. En el sondeo Salinas se han recogido 31 individuos, repartidos entre las muestras 4b, 6a, 7c, 10a, 10d, 10e, 11b, 11c y 11d. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie aparece en el Cuaternario español en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica muy frecuente en el Mediterráneo. Según Murray (1991), puede adaptarse a un rango de salinidad de 37-39‰ y de temperatura entre 13° y 20° y se ha observado en profundidades entre 25 y 853 m. Ha sido citada en sustratos de conchuela y arena fangosa (Colom, 1974), en materiales arcillosos

(Murray, 1991), en sedimentos con praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maërl y detrítico enfangado (Alberola, 1997).

Género *Globocassidulina* Voloshinova, 1960

Globocassidulina oblonga (Reuss, 1850)

Cassidulina oblonga Reuss, 1850. p. 380, fig. 22.

Globocassidulina oblonga (Reuss), AGIP, 1982, tavola XLIII, fig. 7.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 2 ejemplares en la muestra 97 del sondeo Pinet, 2 individuos en la muestra 9c del sondeo Salinas y 1 caparazón que carece de la totalidad de los caracteres para una clasificación taxonómica fiable en la muestra 3 del sondeo Picola; todos ellos en la fracción >0,125 mm.

Esta especie ha sido encontrada en el Cuaternario español en las eolianitas de las islas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981) y en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino frecuente en la plataforma continental mediterránea. Ha sido registrada en fondos colonizados por praderas de *Posidonia oceanica* y en distintos tipos de sustrato (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maërl (Alberola, 1997).

Superfamilia: **BULIMINACEA** Jones, 1875

Familia: **BULIMINIDAE** Jones, 1875

Género: *Bulimina* D'Orbigny 1826

Bulimina aculeata D'Orbigny, 1826

(Lám. VI, Fig. 5)

Bulimina aculeata D'Orbigny, 1826, p. 269, nº 7.

Bulimina aculeata D'Orbigny, Cushman & Parker, 1946, p. 120-121, plate 28, figs. 8-11.

Bulimina aculeata D'Orbigny, Colom, 1974, p.115, fig. 16, g.

Bulimina aculeata D'Orbigny, AGIP, 1982, tavola XXV, fig. 8.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 10 ejemplares de esta especie en el sondeo Pinet, distribuidos de la siguiente manera: 1 individuo en las muestras 12, 24b, 59b, 97, 99 y 100b y 2 caparazones en las muestras 120b y 122. En el sondeo Picola se han hallado 6 individuos en la muestra 11. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina de hábitat marino frecuente en el Mediterráneo, asociada a sedimentos limoarcillosos y de conchuela (Colom, 1974) y a detrítico enfangado (Alberola, 1997).

Bulimina elongata D'Orbigny, 1846

(Lám. VI, Fig.6)

Bulimina elongata D'Orbigny, 1846 p. 187, Lám. 11, figs. 19, 20.

Bulimina elongata D'Orbigny, Cushman & Parker, 1946., p.108-109, plate 25, figs. 14-17.

Bulimina elongata D'Orbigny, Murray, 1971, p. 117, plate 48, figs. 1-8.

Bulimina elongata D'Orbigny, Colom, 1974, p. 116, fig. 16 n.

Bulimina elongata D'Orbigny, AGIP, 1982, tavola XXVI, fig. 9

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 22 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 15, 26b, 42b, 43b, 75, 89a, 97, 99, 100b y 124 y 2 individuos en las muestras 5b y 9f del sondeo Salinas. Todos ellos presentan tamaños superiores a 0,063 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie es epífita de *Posidonia oceanica*, sobre todo de los rizomas (Mateu, 1970). Es frecuente en fondos arenosos y de conchuela (Colom, 1974), en sustratos fangosos y arenosos (Planelles, 1996), en sedimentos limoarcillosos colonizados por fanerógamas marinas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), en detrítico enfangado y fondos maërl (Alberola, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Bulimina marginata D'Orbigny, 1826

Bulimina marginata D'Orbigny, 1826, p. 269, plate.12, figs. 10-12

Bulimina marginata D'Orbigny, Daniels, 1970b, p. 83, Tafel 5, fig. 9

Bulimina marginata D'Orbigny, Murray, 1971, p.119, plate 49, figs. 1-7.

Bulimina marginata D'Orbigny, Colom, 1974, p.116, fig. 16, i', j', p', q', r'.

Bulimina marginata D'Orbigny, AGIP, 1982, tavola XXVII, fig. 6.

Bulimina marginata D'Orbigny, Loeblich & Tappan, 1988, p. 521, plate 571, figs. 1-3a

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 2 individuos de esta especie en las muestras 38a y 39a del sondeo Pinet; ambos en la fracción >0,063 mm.

Ha sido citada en el Cuaternario español en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Cádiz (Caralp, 1988), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta 1992, 1994), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie de hábitat marino es frecuente en el Mediterráneo. Según Murray (1991), su rango de salinidad es de 37-38‰ y el de temperatura de 10°C a 12°C y se ha encontrado entre 32 y 396 m de profundidad. Los fondos en los que ha sido citada son arenas y conchuela (Colom, 1974), sedimentos arcillosos (Murray, 1991), maërl (Alberola, 1997) y sustratos con *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Familia **BULIMINELLIDAE** Hofker, 1951

Género *Buliminella* Cushman, 1911

Buliminella elegantissima (D'Orbigny, 1839)

Buliminella elegantissima D'Orbigny, 1839

Buliminella elegantissima (D'Orbigny), Williamson, 1858, fig. 64, plate 5 fig. 134-135

Buliminella elegantissima (D'Orbigny), Cushman, 1944, p. 27, plate 3 fig. 43-44

Buliminella elegantissima (D'Orbigny), Höglund, 1947, p. 215, plate 18, fig. 1, text-fig 196

Buliminella elegantissima (D'Orbigny), Parker, 1952, p. 416, plate 5, fig. 27-28

Buliminella elegantissima (D'Orbigny), Barker, 1960, lám L, p. 103, fig. 20-22

Buliminella elegantissima (D'Orbigny), Murray, 1971, p. 105, plate 42.

Buliminella borealis (D'Orbigny), Haynes, 1973, p. 114, text-fig. 22, nos I-3

Buliminella elegantissima (D'Orbigny), Loeblich & Tappan, 1988, p. 522, plate 572, 7-11, plate 572, 7-11

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 65 ejemplares de esta especie en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 25b, 27b, 28b, 29, 32b, 33b, 36a, 36b, 37, 38a y 73b. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

Ha sido citada en el Cuaternario español en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina de hábitat marino (Murray, 1968, 1971), infaunal, que vive a escasa profundidad de la superficie del sedimento (Boltovskoy,

1965). Esta asociada a *Cymodocea* y *Posidonia oceanica* (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984) y ha sido encontrada en arena fina y en sustratos areno-fangosos (Pujos, 1976, Planelles, 1996).

Familia: **UVIGERINIDAE** Haeckel, 1894

Subfamilia: **UVIGERININAE** Haeckel, 1894

Género: *Uvigerina* D'Orbigny, 1826

Uvigerina peregrina Cushman, 1923

Uvigerina peregrina Cushman, 1923, pt. 4, 166, Lám. 42, fig. 7-10.

Uvigerina peregrina Cushman, Murray, 1971, p. 121, figs. 1-7.

Uvigerina peregrina Cushman, AGIP, 1982, tavola XXXIV, fig. 1.

Uvigerina peregrina Cushman, Leeuwen, 1986, p. 58, plate 1, fig. 1.

Uvigerina peregrina Cushman, Loeblich & Tappan, 1988, p. 525, plate 573, figs. 24-28

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 2 ejemplares en las muestras 43b y 87b en el sondeo Pinet, en las fracciones >0,063 y >0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en el Golfo de Cádiz (Caralp, 1988) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino frecuente en el Mediterráneo. Ha sido encontrada en sustratos de conchuela y de barros grises (Colom, 1974), en sedimentos colonizados por *Posidonia oceanica* y de textura limoarcillosa (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maërl (Alberola, 1997).

Subfamilia: **ANGULOGERININAE** Galloway 1933

Género: *Angulogerina* Cushman, 1927

Angulogerina angulosa (Williamson, 1858)

(Lám. VII, Fig.1)

Uvigerina angulosa Williamson, 1858, p. 67, plate 5, fig. 140

Trifarina angulosa (Williamson), Daniels, 1970b, p. 83, Tafel 6, fig. 4.

Trifarina angulosa (Williamson), Murray, 1971, p. 123, plate. 51, figs. 1-6.

Trifarina angulosa (Williamson), Randrianasolo, 1973, p. 145.

Trifarina angulosa (Williamson), Colom, 1974, p. 123, fig 19, q-t.

Trifarina angulosa (Williamson), Haynes, 1981, p.126-127, plate. 10, figs. 12, 13, 16, 17; plate 11, fig. 11.

Angulogerina angulosa (Williamson), Loeblich & Tappan, 1988, p. 525, Lám. 574, figs. 5-9.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 43 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 24b, 27b, 59b, 75, 77b, 89a, 92b, 97, 99, 100b, 102, y 124. En el sondeo Salinas se han hallado 24 individuos, que se reparten entre las muestras 9a, 9e, 9f, 11b, 11c y 11d. Todos ellos aparecen en los tamaños de >0,063 y >0,125 mm.

Ha sido citada en el Cuaternario español en el Golfo de Cádiz (Caralp, 1988), en el Golfo de Vizcaya y las costas de Cantabria (Cearreta y Pascual, 1993, como *Trifarina*), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b, como *Trifarina*) y en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino muy frecuente en el Mediterráneo. Ha sido encontrada en sedimentos de limoarcillas y en sustratos colonizados por *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), en detriticos enfangados y fondos maërl (Alberola, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Familia: **REUSSELLIDAE** Cushman, 1933

Género: ***Reusella*** Galloway, 1933

Reussella spinulosa (Reuss, 1850)

(Lám. VII, Fig.2)

Verneuilina spinulosa Reuss, 1850, p. 374 , Lám 47, fig. 12.

Reussella spinulosa (Reuss), Daniels, 1970b, p. 83, Tafel 6, fig. 2.

Reussella spinulosa (Reuss), Randrianasolo, 1973, p. 144, pl. 3, fig.1.

Reussella spinulosa (Reuss), AGIP 1982, tavola XXXII, fig. 6.

Reussella spinulosa (Reuss), Loeblich & Tappan, 1988, p. 527, plate 575, fig. 9-12.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se ha encontrado 1 ejemplar en la muestra 89a del sondeo Pinet, además de 4 caparazones cuya clasificación específica no está clara debido a su estado de deterioro, que aparecen en las muestras 6a y 10a. En el sondeo Salinas se han contado 56 individuos que se reparten entre las muestras 1b, 3d, 4f, 5b, 5d, 5g, 5i, 9a-9f, 10b, 10d, 10e, 11c y otros 4 con una clasificación taxonómica menos fiable. Por último, en el sondeo Picola se han localizado 14 caparazones que se reconocen en las muestras 20, 23 y 24, además de 3 individuos que no presentan suficientes caracteres para una clasificación específica fiable, que aparecen en las muestras 3 y 18.

Ha sido citada en el Cuaternario español en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino asociada a praderas de *Posidonia oceanica* y a sedimentos limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997). También se ha encontrado en fondos enfangados y maërl (Alberola, 1997).

Superfamilia: **FURSENKOINACEA** Loeblich & Tappan, 1961

Familia: **FURSENKOINIDAE** Loeblich & Tappan, 1961

Género: *Fursenkoina* Loeblich & Tappan, 1961

Fursenkoina schreibersiana (Czjzek, 1848)

(Lám.VII, Fig. 3)

Virgulina schreibersiana Czjzek, 1848; Vol. 2, p. 147, Lám. 13, figs. 18-21.

Fursenkoina schreibersiana (Czjzek), Murray, 1971, p. 185, Lám. 77, figs. 6-9.

Fursenkoina schreibersiana (Czjzek), AGIP 1982, Lám. 28, fig. 6.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 10 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 23, 54, 97, 99 y 100b; todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino que ha sido reconocida en sustratos limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Superfamilia: **DISCORBACEA** Ehrenberg, 1838

Familia : **BAGGINIDAE** Cushman, 1927

Subfamilia: **BAGGININAE** Cushman ,1927

Género: *Cancris* de Montfort, 1808

Cancris auricula (Fichtel & Moll, 1798)

Nautilus auricula Fichtel & Moll, 1798. p. 108, Lám. 20, figs. a-f.

Cancris auricula (Fichtel & Moll), Murray, 1971, p. 137, plate 57, figs. 1-7

Cancris auricula (Fichtel & Moll), Colom, 1974, p. 137, fig. 22, a-c.

Cancris auricula (Fichtel & Moll), AGIP, 1982, tavola XLII, fig. 4.

Cancris auricula (Fichtel & Moll), Rögl & Hansen, 1984, p. 67-68, plate 26, figs. 3-8, text-fig. 28

Cancris auricula (Fichtel & Moll), Loeblich & Tappan, 1988, p. 545, plate 591, figs. 1-4.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 13 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos de la siguiente manera: 2

caparazones en la muestra 59b, 2 en la 87b, 4 ejemplares en la muestra 89a, 3 en la 90a, 1 en la 91 y 1 individuo en la muestra 99. En el sondeo Salinas se han hallado 7 ejemplares repartidos entre las muestras 5a, 5i y 11d y en el sondeo Picola aparecen 4 caparazones localizados en la muestra 25. Todos ellos aparecen en tamaños superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en l'Albufera de l'Alcúdia de Mallorca (Colom, 1979), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en el Golfo de Cádiz (Caralp, 1988), en el Golfo de Vizcaya (Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino muy frecuente en el Mediterráneo. Se ha encontrado en fangos de Globigerinas (Colom, 1941), en arenas y gravas y en fondos biodetríticos (Mateu, 1970, 1981), en sustratos fangosos y de conchuela (Colom 1974), en arena gruesa y muy gruesa (Planelles, 1996), en fondos con praderas de *Posidonia oceanica* y sedimentos limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), en detrítico enfangado (Alberola, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Género: *Physalidia* Heron-Allen & Earland, 1928

Physalidia sp.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 3 ejemplares en el sondeo Mórtoles, 2 caparazones en la muestra 10 y 1 individuo en la muestra 11; todos ellos en la fracción >0,063 mm. Este género no ha sido citado en los materiales cuaternarios estudiados en España y hasta la fecha sólo ha sido localizado en la actual Prat de Torreblanca, donde puede constituir hasta el 20% del total de individuos (Guillem y Usera, 1999).

Familia: **EPONIDIDAE** Hofker, 1951

Subfamilia: **EPONIDINAE** Hofker, 1951

Género: *Eponides* de Montfort, 1808

Eponides repandus (Fichtel & Moll, 1798)

Nautilus repandus Fichtel & Moll, 1798, p. 35, Lám. 3, figs. a-d.

Eponides repandus (Fichtel & Moll), Mateu, 1970, p. 59, Lám. 21, figs. 316-317.

Eponides repandus (Fichtel & Moll), Murray, 1971, p.173, plate 72, figs. 1-4.

Eponides repandus (Fichtel & Moll), Colom, 1974, p.145-146, fig. 28, a-g.

Eponides repandus (Fichtel & Moll), Rögl & Hansen, 1984, p. 31-33, plate 2, figs. 5-7, plate 3, fig. 2-3. Text-fig. 9

Eponides repandus (Fichtel & Moll), Loeblich & Tappan, 1988, p. 549, plate 594, figs. 1-13.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 5 ejemplares en el sondeo Pinet, en las muestras 4 y 77b, con diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en Mallorca (Mateu, 1972), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en la cuenca Balear (Mateu, 1985b), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica de hábitat marino frecuente en el Mediterráneo, típica de aguas cálidas y templadas (Murray, 1971). Se ha encontrado en fondos arenosos (Mateu, 1970, Colom, 1974, Pujos, 1976, Pascual, 1984, Chave, 1987, Planelles, 1996), de conchuela (Colom, 1974), fangosos (Mateu, 1970), detrítico enfangado y maërl (Alberola, 1997) y en sustratos arenosos y limosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Familia: **DISCORBIDAE** Ehrenberg, 1838

Género: *Neoeponides* Reiss, 1960

Neoeponides auberi (D'Orbigny, 1839)

(Lám. VII, Fig. 4)

Rosalina auberi D'Orbigny, 1839a, p. 94, pl. 4, fig. 5-8.

Discorbis mira Cushman, 1922a, p. 39, plate 6, fig. 10-11.

Discorbis mira Cushman, Mateu, 1970, p. 55, Lám.16, fig. 229-230; Lám. 17, figs. 253-254.

Discorbis mira Cushman, Colom, 1974, p. 124, fig. 21, a.

Discorbis auberi (D'Orbigny), Le Calvez, 1977b, p. 77-78, pl. 9, figs. 1-4.

Neoeponides auberi (D'Orbigny), Loeblich & Tappan, 1988, p. 558, plate 605, figs. 5-7

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 4 caparazones en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 33b, 35b y 36b. Todos ellos en tamaños superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Mar Menor (Mateu, 1981) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Epifita de praderas de *Posidonia oceanica* (Mateu, 1970, Colom, 1974). Ha sido encontrada en sustratos arenosos (Mateu, 1970), en arena gruesa, muy gruesa y fangosa (Planelles, 1996), quien la cita por primera vez en el atlántico español, en fondos maërl (Alberola, 1997) y en sustratos arenosos y con praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Familia: **ROSALINIDAE** Reiss, 1951

Género: *Gavelinopsis* Hofker, 1951

Gavelinopsis praegeri (Heron-Allen & Earland, 1913)

(Lám. VII, Fig. 5)

Discorbina praegeri Heron-Allen & Earland, 1913a, p. 122, pl. 10, figs. 8-10.

Gavelinopsis praegeri (Heron-Allen & Earland), Murray, 1971, p. 133, plate 55, figs. 1-5.

Rosalina praegeri (Heron-Allen & Earland), Haynes, 1973, p. 159-161, plate 17, figs. 6-9, plate 19, fig. 4, plate 30, fig. 3, text-fig. 30, nos. 4 -9.

Gavelinopsis praegeri (Heron-Allen & Earland), Loeblich & Tappan, 1988, p. 560, plate 608, figs, 6-12.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 57 individuos en el sondeo de Pinet, distribuidos entre las muestras 7, 11, 13, 14, 15, 23, 25b, 26b, 27b, 73b, 75, 81, 89a, 102 y la 122. En el sondeo Salinas se han hallado 2 ejemplares en la muestra 6a y 7 en la muestra 11 del sondeo Picola. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994, 1998), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en el estuario de Santoña (Cearreta y Murray, 1996).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica de hábitat marino, muy frecuente en el Mediterráneo. Ha sido citada en sustratos arenosos (Lèvy *et al.*, 1973, 1979), en arena muy gruesa (Planelles, 1996), en arena fina (Alejo *et al.*, 1999), en fondos maërl y coralígenos (Alberola, 1997) y en sustratos limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Género: *Neoconorbina* Hofker, 1951

Neoconorbina terquemi (Rzehak, 1888)

(Lám.VII, Fig. 6 y Lám. VIII, Fig. 1)

Discorbina terquemi Rzehak, 1888. p. 228.

Neoconorbina terquemi (Rzehak), Daniels, 1970b, p. 85, Tafel 6, fig. 10.

Neoconorbina terquemi (Rzehak), Loeblich & Tappan, 1988, plate 609, figs. 8-10.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 44 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 13, 15, 25b, 27b, 35b, 38b, 39a, 71, 77b, 79, 81, 90a, 100b, 102 y 122, además de 1 caparazón en la muestra 95 cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad debido a su estado de deterioro. En el sondeo Salinas se han hallado 198 individuos que se reparten entre las muestras 3c, 3d, 4a, 4c, 4e, 4f, 5a, 5c-5e, 5g-7c, 9a-9f, 10b, 10c, 10d, 10e, 11a-11d y en el sondeo Picola aparecen 33 individuos localizados entre las muestras 1, 7, 10, 11, 16 y 21, además de 48 ejemplares con insuficientes caracteres para realizar una clasificación específica fiable, debido a su estado de deterioro, que se encuentran en las muestras 15-17 y 24.

En el Cuaternario español esta especie está citada en Mallorca (Mateu, 1972), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica de hábitat marino, muy frecuente en la plataforma continental mediterránea. Ha sido citada en fondos maërl, arenas gruesas y coralígeno (Alberola, 1997) y en todo tipo de sustrato pero especialmente en texturas limoarcillosas y en sedimentos con praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Género: *Rosalina* D'Orbigny, 1826

Rosalina globularis D'Orbigny, 1826

(Lám. VIII, Fig. 2 y 3)

Rosalina globularis D'Orbigny, 1826, p. 271, plate 13, figs. 1-2.

Discorbis globularis (D'Orbigny), Mateu, 1970, p. 54, Lám. 16, figs. 227-228.

Rosalina globularis D'Orbigny, Murray, 1971, p. 135, plate 56, figs. 1-6.

Discorbinella globularis (D'Orbigny), Colom, 1974, p.126, fig. 20, a-l.

Rosalina globularis D'Orbigny, AGIP, 1982, tavola XXXVIII, fig. 8.

Rosalina globularis D'Orbigny, Loeblich & Tappan, 1988, p. 561, plate 610, figs 1-5; plate 611, figs 1-6.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 1.794 individuos, distribuidos entre las muestras 4, 7, 11, 12-15, 23-40b, 52, 59b, 65-69, 73b-124, con tres máximos: uno entre las muestras 33b y 36b, otro en la 73b y el último entre las muestras 95 y 102; además se han obtenido 11 caparazones cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad, debido a su estado de deterioro, que aparecen en las muestras 12, 59b y 69. En el sondeo Salinas se han hallado 482 ejemplares que se localizan en todas las muestras estudiadas con la excepción de la 1b, 2, 3a y 11d. En el sondeo Picola se han reconocido 208 caparazones, que se reparten en la totalidad de las muestras salvo en la 15, 16, 20 y 23, además de 68 individuos con insuficientes caracteres para una clasificación específica fiable, que están en las muestras 15, 16, 20 y 23. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido encontrada en el Cuaternario español en l'Albufera de l'Alcúdia de Mallorca (Colom, 1979), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Cuenca Balear (Mateu, 1985b), en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica de hábitat marino. Es epifito de algas y de fanerógamas marinas, sobre todo en las hojas (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984, Mateu, 1974, Langer, 1988, 1993, Ribes *et al.*, 1992). Ha sido citada en sustratos de arenas y fango (Mateu, 1970, Sen Gupta y Schafer, 1973, Pascual, 1984), en arena gruesa y media y arena fangosa (Planelles, 1996), en sustratos de distintas texturas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y según Alberola (1997), es más abundante en los fondos maërl y menos en los colonizados por *Cymodocea* y en arena gruesa. También se ha encontrado en arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Rosalina globularis bradyi (Cushman, 1915)

(Lám. VIII, Fig. 4 y 5)

Discorbis globularis var. *bradyi*, Cushman, 1915, p.12, plate 8, fig. 1

Rosalina bradyi (Cushman), Daniels, 1970b, p. 84-5, Tafel 6, fig. 8. Abb. 59.

Rosalina globularis var. *bradyi* (Cushman), Randrianasolo, 1973, p. 147, planche VI, fig. 5

Rosalina globularis f. *bradyi* (Cushman), AGIP, 1982, tavola XXXVIII, fig. 9.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 34 caparazones en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 13, 15, 24b, 27b, 42b, 69, 73b, 77b, 79, 81, 97, 102 y 104. En el sondeo Salinas se han hallado 149 individuos repartidos entre las muestras 2, 3a, 3b, 3d, 4b-4f, 5a, 5c, 5d, 7b, 9a-9c, 9e, 9f, 10a-10e, 11a, 11c y 11d. En el sondeo Picola se han recogido 54 ejemplares que se localizan entre las muestras 1, 8, 11, 19 y 20-25. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en el Mar Menor (Mateu, 1981) y en las marjales de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996 y García Forner, 1997) y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica de hábitat marino. Es epífita de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992) que habita sobre todo en los rizomas (Langer, 1988, 1993). Se ha encontrado en sustratos colonizados por fanerógamas marinas en la plataforma continental de Alicante y Valencia (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en muestras de detrítico enfangado y coralino (Alberola, 1997).

Rosalina irregularis (Rhumbler, 1906)

Discorbina irregularis Rhumbler, 1906, p. 70, plate 5, fig. 57-58

Discorbina irregularis Rhumbler, Heron-Allen & Earland, 1913b, p. 120, plate 10, fig. 2-4

Discorbina mediterraneensis Rhumbler, Heron-Allen & Earland, 1913b, p. 118, plate 9, fig. 12-14.

Discorbis mediterraneensis Rhumbler, Cushman, 1931, p. 24, plate 5, fig. 2a-c

Rosalina irregularis (Rhumbler), Hedley *et al.*, 1967, p 45, plate II fig. 3a-b

Rosalina irregularis (Rhumbler), Haynes, 1973, plate 30, fig 9-10, text.fig 29, nos 6-16.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 3 individuos de esta especie, localizados en las muestras 4, 7 y 11 del sondeo Pinet; todos ellos con diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español ha sido citada en el estuario del Bidasoa y en la ría de Bilbao (Cearreta, 1992, 1993, 1994, 1998) y en el estuario de Santoña (Cearreta y Murray, 1996).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica de hábitat marino no muy frecuente en el Mediterráneo.

Rosalina mediterraneensis D'Orbigny, 1826

Rosalina mediterraneensis D'Orbigny, 1926. p. 271, no. 2.

Conorboides mediterraneensis (D'Orbigny), Colom, 1974, p.170-173.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 155 ejemplares de esta especie en el sondeo Pinet, distribuidos de la siguiente manera: 1 en la muestra 89a, 151 en la muestra 100b y 3 individuos en la muestra 102. En el sondeo Salinas se han hallado 70 caparazones, repartidos entre las muestras 3b, 4f, 5b-5h, 6a, 7b, 9d-9f, 10a-10e y 11a-11d y en el sondeo Picola se han localizado 38 individuos entre las muestras 3, 6, 9 11, 19 y 24. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en l'Albufera de València (Usera *et al.*, 1990b) y en las marjales de Pegó y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica de hábitat marino muy frecuente en el Mediterráneo, asociada a praderas de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992), donde es la más abundante de las especies epifitas (Mateu *et al.*, 1984a). Ha sido citada en

distintos sedimentos pero sobre todo colonizados por fanerógamas marinas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maërl (Alberola, 1997).

Rosalina williamsoni (Chapman & Parr)

Rotalina nitida Williamson, 1858, p. 54, plate 4, fig. 106-108

Rosalina nitida Terquem, 1875, p. 430, plate 2, fig. 9

Rotalia nitida (Williamson), Brady, 1864, p. 474

Discorbina nitida (Williamson), Cushman, 1949, p. 41, plate 8, fig. Ia-c

Discorbis williamsoni n. name Chapman & Parr, 1932, p. 226, plate 21 fig. 25

Rosalina williamsoni (Chapman & Parr), Voorthuysen, 1960, p. 252, plate II fig. 19

Rosalina williamsoni (Chapman & Parr), Haynes, 1973, plate 17, fig. 13-15 text-fig. 31, nos 1-4.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 37 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos de la siguiente manera: 2 ejemplares en la muestra 92b, 2 en la 97, 9 en la muestra 99 y 24 caparazones en la muestra 100b, además de 1 individuo localizado en la muestra 5b del sondeo Salinas; todos ellos aparecen en las fracciones de >0,125 mm. No ha sido citada en el Cuaternario español en la bibliografía consultada.

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino, no muy frecuente en el Mediterráneo. Ha sido encontrada en fondos de arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Rosalina sp.1

(Lám. VIII, Fig.6)

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 101 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 12-14, 23-25b y 36, además de 10 ejemplares en el sondeo Salinas que aparecen en las muestras 5a, 7a, 9b, 9e y 10e. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125

mm. No se ha podido encontrar en la bibliografía consultada caparazones cuya totalidad de caracteres sea semejante a esta especie por lo que se ha proferido dejarla en nomenclatura abierta.

Rosalina? sp.2

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 118 individuos en el sondeo Mórtoles: 22 en la muestra 22 y 96 en la muestra 3; todos ellos en la fracción de 0,063 mm. No se ha podido encontrar en la bibliografía consultada caparazones cuya totalidad de caracteres sea semejante a esta especie por lo que se ha proferido dejarla en nomenclatura abierta; no obstante, dado el escaso rango de tamaños que presentan los ejemplares, las características del caparazón y la asociación con la que aparece es muy probable que sea una especie eurihalina.

Superfamilia: **GLABRATELLACEA** Loeblich & Tappan, 1964

Familia: **GLABRATELLIDAE** Loeblich & Tappan, 1964

Género: *Glabratella*, Dorreen 1948

Glabratella patelliformis (Brady, 1884)

Discorbina patelliformis Brady, 1884, p. 647, plate 88, fig. 3, plate 89, fig. 1.

Glabratella patelliformis (Brady), Randrianasolo, 1973, p. 149, Lám. 6, fig. 1.

Glabratella patelliformis (Brady), Colom, 1974, p.137, Lám. 22, fig. d-g.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 94 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 2, 12-15, 24b-31b, 33b, 35b, 36a, 36b, 38a, 99 y 122, con un máximo en las muestras 36a y 36b. En el sondeo Salinas se han hallado 20 ejemplares, que se reparten entre las muestras 4f, 5e, 5i, 6a, 9a, 9d-9f, 10a-10c y 11a. En el sondeo Picola se han estudiado

10 caparazones que se localizan en las muestras 11 y 20. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino, asociada a praderas de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992). Ha sido citada en fondos arenosos y limosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en praderas de *Cymodocea*, maërl y detrítico enfangado (Alberola, 1997).

Género: *Planoglabratella* Seiglie & Bermúdez, 1965

Planoglabratella opercularis D'Orbigny, 1826

Rosalina opercularis D'Orbigny, 1826, p. 271.

Glabratella obtusa var. *opercularis* (D'Orbigny), Colom, 1974, p. 136-137, Lám. 22, figs. h-o.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 3 ejemplares en el sondeo Pinet, 2 en la muestra 28b y 1 en la muestra 33b. Estos caparazones presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979, como *Glabratella*), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981, como *Glabratella*) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino frecuente en el Mediterráneo asociada a pradera de *Posidonia oceanica*. Ha sido encontrada en fondos arenoso o de gravillas (Colom, 1974) y en sustratos coralígenos y maërl (Alberola, 1997).

Superfamilia: **DISCORBINELLACEA** Sigal, 1952

Familia: **PARRELLOIDIDAE** Hofker, 1956

Género: *Cibicidoides* Thalmann, 1939

Cibicidoides pseudoungerianus (Cushman, 1922)

Truncatulina pseudoungeriana Cushman, 1922a, p. 97, plate 20, fig. 9.

Cibicides pseudoungerianus (Cushman), Murray, 1971, p. 177, plate 74, figs. 1-6.

Cibicides pseudoungerianus (Cushman 1922), Colom, 1974, p. 149, fig. 31, g-i.

Cibicidoides pseudoungerianus (Cushman), AGIP, 1982, tavola LII, fig. 4.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se ha encontrado 1 ejemplar en la muestra 83 del sondeo Pinet y 8 individuos en el sondeo Salinas, 2 en la muestra 11b y 1 en la muestra 11c; todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

Esta especie ha sido citada en el Cuaternario español en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en el Golfo de Cádiz y Mar de Alborán (Caralp, 1988) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie es frecuente en la zona epibatial mediterránea. Ha sido citada en fondos de conchuela, arenosos y de gravilla (Colom, 1974), en sustratos maërl y detrítico enfangado (Alberola, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Familia **CIBICIDIDAE**, Cushman, 1927

Subfamilia **CIBICIDINAE**, Cushman, 1927

Género *Cibicides* de Montfort 1808

Cibicides subhaidingerii Parr, 1950

(Lám. IX, Fig. 1)

Cibicides subhaidingerii, Parr, 1950, Serie B, vol. 5, nº 6, 364 p

Truncatulina haidingerii, Brady, 1884, no D'Orbigny, Barker, 1960, plate XCV, fig. 7 (a-c)

Cibicides subhaidingerii Parr, Barker, 1960, p. 196, plate XCV, fig. 7 (a-c)

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 2 individuos en la muestra 17 del sondeo Picola y 57 ejemplares en el sondeo Salinas, distribuidos entre las muestras 4d, 4e, 5a, 5b 9b y 11a-11d. Todos ellos alcanzan diámetros superiores a 0,125 mm.

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino no muy frecuente en la zona infralitoral del Mediterráneo.

Familia: **PLANULINIDAE** Bermúdez, 1952

Género: *Lobatula* Fleming, 1828

Lobatula lobatula (Walker & Jacob, 1798)

(Lám. IX, Fig. 2)

Nautilus lobatulus Walker & Jacob, 1798, p. 642, Tafel 14, fig. 36.

Truncatulina lobata D'Orbigny, 1839b, p.134, pl. 2, fig. 22-24

Cibicides lobatula (Walker & Jacob), Mateu, 1970, Lám. 22, fig. 334-338; Lám. 23, fig. 336-341.

Cibicides lobatulus (Walker & Jacob), Daniels, 1970b, p. 89, Tafel 8, fig.3.

Cibicides lobatulus (Walker & Jacob), Murray, 1971, p. 175, Lám.73, figs 1-7.

Cibicides lobatulus (Walker & Jacob), Colom, 1974, p. 147-149, fig. 29-32.
Lobatula lobatula (Walker & Jacob), Loeblich & Tappan, 1988, p. 583, plate 637, figs. 10-13.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 1.792 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 2, 4, 7, 11-15, 23-33b, 36a, 37-43b, 52, 59b, 67b-106 y 120b-124. En el sondeo Salinas se han hallado 2.183 ejemplares que se reparten en todas las muestras estudiadas y en el sondeo Picola aparecen 1186 caparazones que se localizan en todas las muestras de materiales cuaternarios. Todas ellas presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en Mallorca (Mateu, 1972), en l'Albufera de l'Alcúdia de Baleares (Colom, 1979), en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Cádiz y Mar de Alborán (Caralp, 1988), en la Cuenca Balear (Mateu, 1985b), en la ría de Ares en A Coruña (Santos Fidalgo *et al.*, 1993), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994, 1998), en el estuario de Santoña (Cearreta y Murray, 1996), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie epifaunal de aguas frías y templadas que vive en sustratos duros (Murray, 1991) y sobre hojas de *Posidonia oceanica* (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984, Mateu, 1970, Langer, 1988, 1993, Ribes *et al.*, 1992). Ha sido citada en arenas con conchas (Blanc-Vernet, 1969, Mateu, 1970, Pascual, 1984, Chave, 1987), en arenas fangosas (Sen Gupta & Schafer, 1973), en fondos de limos con vegetales y conchas (Mateu, 1974), en arenas gruesas, muy gruesas, medias y fangosas (Planelles, 1996), en sustratos coralígenos y de maërl (Alberola, 1997), en arena fina (Alejo *et al.*, 1999) y en general en todo tipo de fondos (Blanc-Vernet, 1969, Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997). Su batimetría es bastante extensa, puede llegar hasta los 200 m de profundidad y adapta distintas morfologías en función de la turbulencia de las aguas (Abril, 1993). Aparece muy representada en

nuestro litoral y se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Familia: **PLANORBULINIDAE** Schwager, 1877

Subfamilia: **PLANORBULININAE** Schwager, 1877

Género: *Planorbulina* D'Orbigny, 1826

Planorbulina mediterraneis D'Orbigny, 1826

(Lám. IX, Fig. 3)

Planorbulina mediterraneis D'Orbigny, 1826, p. 280, Lám.14, fig. 4-6

Planorbulina mediterraneis D'Orbigny, Mateu, 1970, p.61, Lám. 23, fig. 342-344 y 346-349.

Planorbulina mediterraneis D'Orbigny, Murray, 1971, p.179, plate 75, figs. 1-6

Planorbulina mediterraneis D'Orbigny, Randrianasolo, 1973, p. 164

Planorbulina mediterraneis D'Orbigny, Colom, 1974, p.158-159, fig. 39-40.

Planorbulina mediterraneis D'Orbigny, Loeblich & Tappan, 1988, p. 588-589, plate 645, figs. 1-4., plate 646, figs 1-2.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 54 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 15, 23-25b, 27b-29, 36a, 36b, 39a, 52, 79, 81, 99 y 102. En el sondeo Salinas se han hallado 59 ejemplares que se reparten entre las muestras 3d, 4b, 4e, 5a-5e, 5h, 5i, 7b, 9c, 9d y 10c-10e. En el sondeo Picola aparecen 26 caparazones que se localizan en las muestras 1-7 y 19. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pego (Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Vizcaya (Cearreta y Pascual, 1993, Altuna *et al.*, 1993), en el estuario del Bidasoa y la ría de Bilbao (Cearreta, 1992, 1994, 1998), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997)

AUTOECOLOGÍA: Especie que vive en fondos pedregosos, con abundantes praderas de fanerógamas (*Posidonia oceanica*), fijada a la vegetación, a conchas o

sustratos duros y con una batimetría que se extiende entre 0 y 50 m de profundidad (Murray, 1971, 1973, Langer, 1988, 1993, Ribes *et al.*, 1992). La salinidad de las aguas es la normal marina y la temperatura cálida y templada. Ha sido encontrada en fondos arenosos (Mateu, 1970), en fondos de conchuela (Colom, 1974), en fondos maërl y en detrítico enfanfado (Alberola, 1997), en todo tipo de sustratos, especialmente abundante cuando éstos están colonizados por fanerógamas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Planorbulina variabilis D'Orbigny, 1826.

Truncatulina variabilis D'Orbigny, 1826, p. 279, no. 8, plate 3, fig. 1; plate 2, fig. 200; plate 51, fig. 200- 202.

Truncatulina variabilis D'Orbigny, 1839b, p. 135, plate 2, fig. 29.

Cibicidella variabilis (D'Orbigny), Mateu 1970, p. 59, Lám. 21 y 22, figs.321-326.

Cibicidella variabilis (D'Orbigny), Colom, 1974, p. 150, figs. 33 -34.

Planorbulina variabilis (D'Orbigny), Loeblich & Tappan, 1988, plate 645, figs. 5-6.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 24 individuos en el sondeo Salinas, distribuidos entre las muestras 4d, 4f, 5b-5f, 5i, 6a y 10b. En el sondeo Picola se han hallado 19 ejemplares que se reparten entre las muestras 1, 4, 6 y 10. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981) y en las marjales de Pegó y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie epifita de *Posidonia oceanica*, especialmente de las hojas (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984, Langer, 1988, 1993). Ha sido encontrada en praderas de *Cymodocea* y en sustratos detríticos (Alberola, 1997) y en todo tipo de sustratos sueltos y muy abundante cuando éstos están colonizados por fanerógamas marinas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Superfamilia: **PLANORBULINACEA** Schwager, 1877

Familia **CYMBALOPORIDAE** Cushman, 1927

Subfamilia **CYMBALOPORINAE**, Cushman, 1927

Género *Cymbaloporetta* Cushman, 1928

Cymbaloporetta sp.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se ha encontrado 1 ejemplar en la muestra 10e del sondeo Salinas, con un diámetro superior a 0,125 mm.

AUTOECOLOGÍA: Este género habita las aguas marinas tropicales, donde son altas la temperatura y la concentración de sales debido al elevado índice de evaporación. Algunos autores (Langer, 1993), asocian este género a praderas de fanerógamas marinas.

Superfamilia: **ASTERIGERINACEA** D'Orbigny, 1839

Familia: **ASTERIGERINATIDAE** Reiss, 1963

Género: *Asterigerinata* Bermúdez, 1949

Asterigerinata mamilla (Williamson, 1858)

(Lám. IX, Fig. 4)

Rotalina mamilla Williamson, 1858 p. 54, Lám 4, fig. 109-111.

Asterigerinata mamilla (Williamson), Daniels, 1970b, p. 86, Tafel 6, fig. 11; Tafel 7, fig. 1.

Asterigerinata mamilla (Williamson), Murray, 1971, p. 141, plate 59, fig. 1-6

Discorbis mamilla (Williamson), Colom, 1974, p. 124, fig. 21 x, y.

Asterigerinata mamilla (Williamson), Haynes, 1981, p. 164, plate 18, figs. 1-4; plate 19, figs. 7, 9. Text-fig. 32, nos. 1-5.

Asterigerinata mamilla (Williamson), AGIP, 1982, tavola XLII, fig. 8

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 374 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 2, 4, 7, 11-15, 23-29, 31b-39a, 43b, 52, 54, 69, 75, 77b, 79, 81-91, 95-102, 120b, 122 y 124, además de 6 caparazones cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad, debido a su estado de deterioro, que están en las muestras 14, 77b y 92b. En el sondeo Salinas han aparecido 452 ejemplares, que se reparten entre las muestras 1b, 2, 3b-3d, 4b-4f, 5a-5e, 5g-5i, 6a-6b, 7a, 7c, 9b-9f, 10a-10e, 11b y 11d; 22 ejemplares no presentan suficientes caracteres para una clasificación taxonómica fiable, que están en las muestras 1a, 7b y 11a. En el sondeo Picola se han hallado 181 caparazones que se localizan en las muestras 1-11 y 21-23, además de 134 individuos muy erosionados que tienen pérdida de algunos caracteres necesarios para su identificación específica, reconocidos en las muestras 14, 15, 17-20, 24 y 25.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en la Marjal de Pegó (Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994), en el estuario de Santoña (Cearreta y Murray, 1996), en las eolianitas de Serra Gelada (Blázquez y Usera, 1996a), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie epifaunal, libre, de aguas templadas y posiblemente herbívora (Murray, 1991). Ha sido citada en praderas de *Posidonia oceanica*, ligada a los rizomas (Langer, 1988, 1993, Ribes *et al.*, 1992). Ha sido encontrada en arena fina (Alejo *et al.*, 1999), en fondos coralígenos, maërl y detrítico enfangado (Alberola, 1997) y en todo tipo de sustratos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), aunque son especialmente abundantes cuando éstos son colonizados por praderas de fanerógamas marinas. El género *Asterigerinata* ha sido reconocido en la actualidad en el Prat de Torreblanca (Guillem y Usera, 1999) lo que se interpreta como una posible adaptación reciente a un hábitat diferente al normal marino.

Género *Biasterigerina* Seiglie & Bermúdez, 1965.

Biasterigerina planorbis (D'Orbigny, 1846)

Asterigerina planorbis D'Orbigny, 1846, p. 205, plate 11, figs. 1-3

Asterigerinata planorbis (D'Orbigny), AGIP, 1982, tavola XLII, fig. 9

Asterigerinata planorbis (D'Orbigny), Papp & Schmid, 1985. P. 75, plate 66, figs. 9-14.

Biasterigerina planorbis (D'Orbigny), Loeblich & Tappan, 1988, p. 606-607, plate 672, figs. 10-13.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se ha encontrado 1 individuo en el sondeo Pinet (muestra 59b), con un diámetro superior a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979) y en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino que ha sido citada en fondos maërl (Alberola, 1997) y en sustratos arenosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Superfamilia: **NONIONACEA** Schultze, 1854

Familia: **NONIONIDAE** Schultze, 1854

Subfamilia: **NONIONINAE** Schultze, 1854

Género: *Haynesina* Banner & Culver, 1978

Haynesina depressula (Walker & Jacob, 1798)

(Lám. IX, Fig. 5)

Nautilus depressulus, Walker & Jacob, 1798, p. 641, fig. 33.

Nonion depressulus (Walker & Jacob), Murray, 1971, p. 195, plate 82, fig. 1-8.

Nonion depressulus (Walker & Jacob), Haynes, 1973, p. 209, plate 22, figs. 8-11; plate 29, fig. 9. Text-fig. 44, nos. 1-3.

Haynesina depressula (Walker & Jacob), Haynes, 1981, p. 272, Lám. 12.9, figs. 18-19

Nonion depressulus (Walker & Jacob), AGIP, 1982, tavola XXI, fig. 1

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 89 individuos en el sondeo Pinet, repartidos entre las muestras 7, 23-27b, 40a, 89a-90a y 97-102. En el sondeo Salinas se han hallado 2 ejemplares, 1 en la muestra 9a y otro en la 10d. En la muestra 2 del sondeo Picola se han localizado 6 caparzones. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Vizcaya (Cearreta y Pascual, 1993, Altuna *et al.*, 1993), en la ría Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1993, 1994), en el estuario de Santoña (Cearreta y Murray, 1996), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino muy frecuente en el Mediterráneo. Ha sido citada en fondos arenosos, limoarcillosos y en praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), en sustratos detríticos enfangados (Alberola, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Haynesina germanica (Ehrenberg, 1840)

(Lám. IX, Fig. 6)

Nonionina germanica Ehrenberg, 1840a, plate 2, figs. 1 a-g.

Nonionina germanica Ehrenberg, 1840b, p. 23

Protelphidium anglicum, Murray, 1965, p. 149-150, plate 25, figs. 1-5; plate 26, figs. 1-6

Protelphidium anglicum, Murray, 1971, p. 169, plate 71, figs. 1-7

Haynesina germanica (Ehrenberg). Loeblich & Tappan, 1988, p. 616, plate 689, fig. 1-4.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 2.367 ejemplares en el sondeo Pinet, repartidos entre las muestras 4, 11, 14-41a, 52-75, 79, 85, 87b, 92b-104 y 120b, además de 9 caparzones cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad, debido a su estado de deterioro (muestras 12, 26b y 29). En el sondeo Salinas se han hallado 872 individuos que se distribuyen entre las muestras 2, 3b, 4a y 4b,4f-9a, 9e-9f, 10d-10e, 11b y 11d; 8 caparzones presentan insuficientes caracteres para una clasificación taxonómica fiable, reconocidos en las muestras 4c y 10b. Por último se contabilizan 74 ejemplares en el sondeo Mórtoles, localizados en las muestras 4, 9 y 49-55. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en l'Albufera de València (Usera *et al.*, 1990b), en la ría de Ares en A Coruña (Santos Fidalgo *et al.*, 1993), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao (Cearreta, 1992, 1993, 1994, 1998), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Es una especie infaunal, libre, de aguas salobres con un rango de salinidad entre 0 y 30‰, aunque en épocas de sequía puede soportar hasta el 50‰. Frecuente en marjales y zonas marginolitorales (Murray, 1991, Lévy *et al.*, 2000). Es eurihalina y en mar abierto está asociada a la distribución de *Posidonia oceanica* (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984), en aguas frías y templadas (Colom, 1950), abundante en lagunas salobres y estuarios (Murray, 1991), en arena fangosa y fango (Planelles, 1996) y en fondos maërl (Alberola, 1997). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Género: *Nonion* de Montfort, 1808

Nonion commune (D'Orbigny, 1846)

(Lám. X, Fig. 1)

Nonionina commune D'Orbigny, 1846, p. 108, Lám 5, figs. 11, 12.

Nonion boueanum Colom no D'Orbigny, Colom, 1974, p. 142, fig. 26, z, h'.

Nonion commune (D'Orbigny). Papp & Schmid, 1985, p. 45, plate 34, figs. 1-5

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 917 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 11-36b, 38b, 42b-59b, 65-75, 79-81, 87b-90a, 92b-104 y 120b-124. En el sondeo Salinas aparecen 253 ejemplares, repartidos entre las muestras 3b-3d, 4b-5c, 5e-5h, 6a-9b, 9d-10e y 11b-11d. En el sondeo Picola se han hallado 72 caparazones que se localizan entre las muestras 1-4, 6-8, 10-11, 17, 21 y 24, además de 43 individuos cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad, debido a su estado de deterioro, que están en las muestras 14-15, 18, 20 y 22. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español ha sido citada en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Cádiz y el Mar de Alborán (Caralp, 1988), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997)

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino muy frecuente en el Mediterráneo. Ha sido citada en los fondos de Columbretes (Alberola, 1997) y en fondos arenosos, limoarcillosos y con praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997). Su cita en otras localidades del Mediterráneo como *Nonion boueanum* hace difícil saber su distribución real, sobre todo después de la revisión de esta especie por Papp y Schmid (1985).

Subfamilia **ASTRONONIONINAE** Saidova, 1981

Genero: *Astrononion* Cushman & Edwards, 1937

Astrononion sidebottomi Cushman & Edwards, 1937

Astrononion sidebottomi Cushman & Edwards, 1937; Vol. 13, p. 31, Lám. 3, figs. 8a,b.

Astrononion sidebottomi Cushman & Edwards, Mateu, 1970, p. 64, Lám. 26, figs. 376-367.

Astrononion sidebottomi Cushman & Edwards, Daniels, 1970b, p. 90, Lám. 8, fig. 7.

Astrononion sidebottomi Cushman & Edwards, Randrianasolo, 1973, p. 167, Lám. 4, fig. 1.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 2 ejemplares en la muestra 11b del sondeo Salinas, en la fracción 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino, frecuente en el infralitoral mediterráneo. Ha sido encontrada en fondos detríticos de distintas texturas pero es especialmente abundante en aquellos colonizados por *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Subfamilia: **PULLENIINAE** Schwager, 1877

Género: *Melonis* de Montfort 1808

Melonis padanum (Perconig, 1952)

(Lám. X, Fig. 2)

Nonion padanum Perconig, 1952

Melonis padanum (Perconig), AGIP, 1982, tavola XXI, fig. 3

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 9 ejemplares en el sondeo Salinas, 1 en la muestra 11a y 2 en la muestra

11c. En el sondeo Picola se han hallado 7 individuos que se distribuyen entre las muestras 4, 6 y 7. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino frecuente en el Mediterráneo. Ha sido citada en fondos maërl (Alberola, 1997) y en sustratos colonizados por praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Melonis pompilioides (Fichtell & Moll 1798)

Nautilus pompilioides Fichtell & Moll, 1798; p. 31, Lám. 2, figs. a-c.

Melonis pompilioides (Fichtell & Moll), Murray, 1971, p. 199, Lám. 84, figs. 1-7.

Melonis pompilioides (Fichtell & Moll), Randrianasolo, 1973, p. 167.

Nonion pompilioides (Fichtell & Moll), Colom, 1974, p. 143, Lám. 26, fig. q, r.

Melonis pompilioides (Fichtell & Moll), Loeblich & Tappan, 1988, p. 621, Lám. 696, figs. 7-8.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 4 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 104 y 122, con un diámetro superior a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en Mallorca (Mateu, 1972), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en el Golfo de Cádiz (Caralp, 1988), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994) y en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie asociada a praderas de *Posidonia oceanica*, epífita en hojas y rizomas (Mateu, 1970, Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997). Ha sido

citada en arenas (Mateu, 1970, Pascual, 1984), en arena fangosa (Sen Gupta & Schafer, 1973, como *Nonion*) y en arena fangosa y fango arenoso (Planelles, 1996).

Género: *Pullenia* Parker & Jones, 1862

Pullenia bulloides (D'Orbigny, 1825)

Nonionina bulloides D'Orbigny, 1825, p. 127, nr. 2.

Nonionina sphaeroides D'Orbigny, 1826, p. 293.

Nonionina bulloides D'Orbigny, 1846, p. 107, Lám. 5, figs. 9-10.

Pullenia bulloides (D'Orbigny), AGIP 1982, Lám. 44, fig. 8.

Pullenia bulloides (D'Orbigny), Papp & Schmid 1985, nº 75, p. 45, Lám. 34, figs. 6-9.

Pullenia bulloides (D'Orbigny), Loeblich & Tappan, 1988, p. 621, Lám. 696, figs. 3-4.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 7 individuos en el sondeo Salinas, 1 en la muestra 1b y 2 en la muestra 11d, con diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en el Golfo de Cádiz (Caralp, 1988) y en las marjales de Pegó y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino muy frecuente en las aguas profundas del Mediterráneo. Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Superfamilia: **CHILOSTOMELLACEA** Brady, 1881

Familia: **GAVELINELLIDAE** Hofker, 1956

Subfamilia: **GAVELINELLINAE** Hofker, 1956

Género: *Hanzawaia* Asano, 1944

Hanzawaia boueana (D'Orbigny, 1846)
(Lám. X, Fig. 3)

Truncatulina boueana D'Orbigny, 1846, p. 169. plate 9, figs. 24-26

Hanzawaia boueana (D'Orbigny), AGIP, 1982, tavola L, fig. 9

Cibicides boueanus (D'Orbigny), Papp & Schmid, 1985, p. 64, plate 56, figs. 6-9.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 36 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 15, 23, 25b-28b, 42b, 54, 59b, 73b, 79, 87b, 97, 100b-104 y 122-124. En el sondeo Salinas se han hallado 27 individuos que se reparten entre las muestras 4d, 7d, 96, 9f, 11c y 11d. En el sondeo Picola aparecen 18 caparazones que se localizan en las muestras 8, 15, 16, 19 y 20. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie de hábitat marino muy frecuente en el Mediterráneo. Ha sido encontrada en sustratos limoarcillosos y en praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maërl y detrítico enfangado (Alberola, 1997).

Familia: **TRICHOHYALIDAE** Saidova, 1981

Género: *Aubignyna* Margerel, 1970

Aubignyna perlucida (Heron-Allen & Earland, 1913)

(Lám. X, Fig. 4)

Rotalia perlucida Heron-Allen & Earland, 1913a, p. 139, plate XIII, figs. 7-9

Aubignyna perlucida (Heron-Allen & Earland), Usera *et al.*, 1991, Lám. 2, fig. 2-5

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 157 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 4, 23-28b, 38a, 42a, 54, 95, 120b y 122, además de 6 caparazones en la muestra 69 cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad, debido a su estado de deterioro,. En el sondeo Salinas se han hallado 9 ejemplares que se localizan en las muestras 5h, 6a, 7b y 7c; en la muestra 11c se observan 4 individuos con insuficientes caracteres para una identificación taxonómica fiable. En el sondeo Picola aparecen 2 caparazones en la muestra 20. Por último, se han obtenido 2 individuos en la muestra 55 del sondeo Mórtoles. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,063 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en l'Albufera de València (Usera *et al.*, 1990b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie eurihalina muy frecuente en las marjales y albuferas del Mediterráneo (Usera y Mateu, 1995). Ha sido citada en sustratos limoarcillosos de la plataforma interna valenciana (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y es muy rara en los fondos de Columbretes (Alberola, 1997).

Género: *Buccella* Andersen 1952

Buccella granulata (Di Napoli, 1952)

(Lám. X, Fig. 5)

Eponides frigidus var. *granulatus* Di Napoli, 1952, p. 103, pl. 5, fig. 3.

Rotalia granulata (Di Napoli Alliota), Randrianasolo, 1973, p. 155, pl. IV, fig. 9.

Buccella frigida (Cushman) var. *granulata* (Di Napoli), AGIP, 1982, tavola XL, fig. 5

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 100 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 2, 7, 23-25b, 27b, 28b, 52, 67b, 73b-79, 85-102 y 120b. En el sondeo Salinas se han hallado 195 individuos que se reparten entre las muestras 1a, 1b, 3a-5f, 9a, 9c, 9e,

10b y 11a-11c. En el sondeo Picola han aparecido 106 caparazones que se localizan entre los paquetes de muestras 1-11 y 19-22, además de 55 ejemplares cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad, debido a su estado de deterioro, que están en los niveles 14-18 y 23-24. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica muy frecuente en el infralitoral mediterráneo. Tiene un rango de salinidad y temperatura de 37-38‰ y 10°C- 25°C, respectivamente y ha sido encontrada entre 25 y 42 m de profundidad en sustratos arenosos y fangosos (Murray, 1991). Ha sido citada en sedimentos arenosos y limoarcillosos y en praderas de *Posidonia oceanica* (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en fondos maërl (Alberola, 1997). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Género: *Trichohyalus* Loeblich & Tappan, 1953

Trichohyalus aguayoi (Bermúdez, 1935)

(Lám. X, Fig.6 y Lám. XI, Fig. 1)

Discorbis aguayoi Bermúdez, 1935; p. 204, Lám. 15, figs. 10-15.

Discorinopsis aguayoi (Bermúdez), Parker *et al.*, 1953, p.7, Lám. 14, figs. 23, 24.

Trichohyalus aguayoi (Bermúdez), Tufescu, 1969, ps. 46-52, figs. 2-4.

Discorinopsis aguayoi (Bermúdez), Boltovskoy & Hincapié de Martínez, 1983, p.218, Lám. 2, figs. 8, 9.

Discorinopsis aguayoi (Bermúdez), Scott *et al.*, 1989, p. 730, Lám. 1, figs. 6a-b.

Discorbina lacunae Silvestri, 1950, p. 80, Lám. 3, figs. 22-23.

Discorinopsis vadescens (Cushman & Bröimann), Boltovskoy & Vidarte, 1977, p.38, Lám. 2, figs. 8, 10.

Trichohyalus lacunae (Silvestri), Albani *et al.*, 1991, p. 34, Lám. 1, figs. 9-10. (reg 947)

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 19 ejemplares en el sondeo Pinet, 6 en la muestra 65 y 13 en la muestra 67b. En el sondeo Salinas se han hallado 12 individuos que se distribuyen entre las muestras 6a y 7a-7c. En el sondeo Mórtoles se han obtenido 2.567 caparazones, localizados en los niveles 1-11, 19-20 y 51-55, de los cuales el 95,4% están entre las muestras 1 y 11. Todos ellos se encuentran en las fracciones de 0,063 y 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en Santa Pola (Colom, 1959b), en las costas catalanas (Calzada, 1970), en Torreblanca (Collado y Robles, 1983, Usera *et al.*, 1996), en l'Albufera de València (Robles *et al.*, 1985, Usera *et al.*, 1990b), en la Marjal de Pegó (Mateu y Viñals, 1990, García Forner, 1997) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie eurihalina muy frecuente en las marjales y albuferas del área Mediterránea. En el hábitat natural es frecuente encontrarlo en aguas cálidas (Bermúdez, 1935), aunque soporta amplios rangos de temperatura en cultivos de laboratorio (Arnold, 1954). Forma libre, infaunal y detritívora. Habita en fondos fangosos (Phleger, 1967, Tufescu, 1969, Murray, 1971, Resig, 1974, Boltovskoy & Wright, 1976, Scott *et al.*, 1979, Lévy, 1982, 1989, Gasse *et al.*, 1987, García Forner *et al.*, 1993). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola como *Discorbis* sp. (Zaninetti, 1984b).

Superfamilia **ROTALIACEA** Ehremberg, 1839

Familia: **ROTALIIDAE** Ehernberg, 1839

Subfamilia: **AMMONIINAE** Saidova, 1981

Género: *Ammonia* Brünnich, 1772

Ammonia beccarii (Linné, 1758)

(Lám. XI, Figs. 2 y 3)

Nautilus beccarii Linné, 1758, p. 1162

Ammonia beccarii (Linné), Mateu, 1970, p. 56, Lám. 18, figs. 261-263.

Ammonia beccarii (Linné), Daniels, 1970b, p. 86, Tafel 7, fig. 5.

Ammonia beccarii (Linné), Murray, 1971, p. 151, plate 62, fig. 1.

Ammonia beccarii (Linné), Colom, 1974, p. 140, figs. 23-25.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han podido diferenciar las dos forma de *Ammonia beccarii* a partir de una varibilidad morfológica importante, que se refleja en la ornamentación de la cara umbilical de la forma *Ammonia beccarii beccarii* (Linné), con presencia de un botón y pústulas calcáreas, mayor grado de calcificación y tamaño de los caparazones respecto a la forma *Ammonia beccarii tepida* (Cushman). En el lado umbilical de esta última forma existen profundas depresiones suturales que, en ocasiones, se refuerzan en sus bordes por tubérculos calcáreos.

En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado de la primera forma 5.863 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 2-25b y 52-124; en el sondeo Salinas se han hallado 5.090 individuos repartidos entre las muestras 1a-6b y 9a-11d, y por último, en el sondeo Picola se han obtenido un total de 1.010 caparazones localizados en todas las muestras de materiales cuaternarios. La forma *Ammonia beccarii tepida* aparece representada en el sondeo Pinet por 17.517 individuos que se encuentran entre las muestras 15-75 y 97-100b; en el sondeo Salinas se han hallado 2.132 ejemplares que se reparten entre las muestras 3b, 4a, 4b y 5a-7c; en el sondeo Mórtoles han sido contabilizados 4.236 caparazones que aparecen en todas las muestras estudiadas y, por último, en el sondeo Fondo han sido contados 338 ejemplares distribuidos de la siguiente manera: 165 en la muestra 16 y 173 en la muestra 51. La forma *Ammonia beccarii beccarii* aparece en los tamices 0,125 mm y 0,4 mm y la forma *Ammonia beccarii tepida* se encuentra en los tamaños superiores a 0,063 mm y 0,125 mm.

Se han tenido en cuenta el sentido de enrollamiento de los caparazones ya que algunos autores (Longinelli & Tongiorgi, 1960) sugieren que un aumento de las proporciones de individuos dextrógiros podría ser consecuencia de un aumento de la temperatura, no obstante, el significado funcional de la correlación entre temperatura y enrollamiento no esta claro. En las muestras cuaternarias de los techos de los

sondeos Salinas, Mórtoles y Fondo existe una predominancia del enrollamiento levógiro en una proporción de 2/3. En el sondeo Pinet se observa una proporción de 1/2 a favor de ejemplares levógiros.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en Torreblanca (Colom, 1959b, Usera *et al.*, 1996), la Cuenca Balear (Vazquez *et al.*, 1991), en la isla de Mallorca (Mateu, 1972), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en l'Albufera de València (Usera *et al.*, 1990b), en el corredor de Guadix-Baza (Anadon *et al.*, 1986, 1987, Anadón y Julià, 1990), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Mateu, 1989, Mateu y Viñals, 1990, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Vizcaya (Altuna *et al.*, 1993, Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y el estuario de Bidasoa (Cearreta, 1992, 1993, 1994, 1998), en el estuario de Santoña (Cearreta y Murray, 1996), en las eolianitas de Serra Gelada (Blázquez y Usera, 1996a), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Forma cosmopolita, infaunal, libre. Prefiere las arenas más finas y el fango como sustrato y las aguas templadas o tropicales (Murray, 1991). Posiblemente herbívoro. Las formas encontradas en las marjales y lagunas es la *tepida*, de aguas hiposalinas (Brandshaw, 1957, Tufescu, 1968, Haman, 1971, Seiglie, 1973, Boltovskoy & Wright, 1976, Buzas, 1977, Resig, 1974, Schnitker, 1974, Otvos, 1978, Phleger & Lankford, 1978, Poag, 1978, Scott & Medioli, 1980, Albani & Serradrei Barbero, 1982, Zaninetti, 1982, 1984a, Cearreta 1988a, 1988b, 1989, Murray, 1973, 1991). En mar abierto es epifita común de rizomas de *Posidonia oceanica* (Mateu, 1970, Ribes *et al.*, 1992). Ha sido encontrada en arenas (Mateu, 1970, Pascual 1984), fango (Mateu, 1970), en todo tipo de sedimentos (Planelles, 1996, Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999). Vive preferentemente en profundidades que oscilan entre 0 y 50 m (Murray, 1973), es decir, en el zona infralitoral y la plataforma interna; no obstante, para Murray (1991), alcanza los -100 m. Según este autor, es eurihalina y euritérmica y se adapta a salinidades de 35-38‰ y a temperaturas entre 10° y 25°C. Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

La dinámica poblacional esperable es, en principio, diferente en el medio marino y en el lagunar, siendo la de un estrategia de la k en mar abierto y la de un estrategia de la r en aguas restringidas; no obstante se ha detectado estrategias de la k en cuencas cuaternarias atalásicas (Usera y Blázquez, 1998).

Existen numerosas obras donde se analizan, bien en el laboratorio o en un ambiente natural, el desarrollo de las poblaciones de *Ammonia beccarii*. En el primer caso, los trabajos de Brandshaw (1957, 1961) establecen los límites de crecimiento, reproducción y supervivencia para temperaturas y salinidades y los de Schnitker (1974) para temperatura. Estos autores han observado que la temperatura mínima para el crecimiento se sitúa entre 10°C y 10,5°C y el máximo, antes de la muerte, es de 35°C. En un proceso escalonado de crecimiento, se produce una cámara cada seis días a una temperatura de 15 °C; con temperaturas de 20 °C, una cámara cada cuatro días. Entre 24°C y 27°C se sitúa el óptimo y se añade una cámara cada dos días. A partir de este momento se alcanza con rapidez el límite de temperatura de supervivencia. Por lo que respecta a la reproducción, a 15 °C de temperatura son necesarios 134 días antes de reproducirse, que se reducen a 72 días si ésta es de 20 °C, a 19 días si la temperatura es de 24°C a 27 °C y a sólo 15 días si es de 30 °C. En lo referente a la salinidad *Ammonia beccarii* sobrevive al 2‰ pero sólo empieza a crecer con una salinidad superior al 7‰. Con salinidades del orden del 67‰ aumenta el número de cámaras cada 35 días. Con un 13‰ o un 50‰ la producción de una nueva cámara se realiza cada tres días y se incrementa a dos días cuando la salinidad está entre 20‰ y 40‰. Salinidades por encima del 50‰ parecen frenar el proceso de reproducción. No obstante, es el resultado de la combinación de estas variables del medio lo que puede proporcionar una idea del óptimo de crecimiento y reproducción. En cultivos en el laboratorio *Ammonia beccarii* se reproduce y crece continuamente cada 28 días a temperatura de 30 °C y salinidades de 20‰ al 40‰. La reproducción se produce, por regla general, a partir de la formación de la cámara número 13.

Familia: **ELPHIDIIDAE** Galloway, 1933

Subfamilia: **ELPHIDIINAE** Galloway, 1933

Género: *Elphidium* de Montfort, 1808

Elphidium aculeatum (D'Orbigny, 1846)

(Lám. XI, Fig. 4)

Polystomella josephina D'Orbigny, 1846; p. 130, Lám. 6, figs. 25-26.

Polystomella aculeata D'Orbigny, 1846; p. 136, Lám. 6, figs. 27-28.

Elphidium aculeatum (D'Orbigny), Randrianasolo, 1973, p. 155, Lám. 5, fig. 11.

Elphidium aculeatum (D'Orbigny), AGIP 1982, Lám. 21, fig. 8.

Elphidium aculeatum (D'Orbigny), Papp & Schmid, 1985, p. 52, Lám. 43, figs. 1-3, p. 53, Lám. 43, figs. 4-7.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 61 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 13, 15, 23-25b, 27b-28b, 71, 87b, 95-104 y 120b. En el sondeo Salinas se han hallado 56 individuos repartidos entre las muestras 1a, 1b, 4b-4d, 4f-5b, 5e, 5g, 6a, 7c, 9a, 9c, 9d y 9f-11a. Por último, en el sondeo Picola se han obtenido 6 caparazones que se localizan en las muestras 18, 20 y 21. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979) y en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina y estenotérmica epifita de *Posidonia oceanica* (Langer, 1993, Ribes *et al.*, 1992). Ha sido citada en el Mediterráneo en fondos de conchuela (Colom, 1974) y se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

Elphidium advenum (Cushman, 1922)

(Lám. XI, Fig. 5)

Polystomella advena Cushman, 1922a. p. 56, plate 9, figs. 11-12.

Elphidium advenum (Cushman), Mateu, 1970, p. 57.

Cribononion advenum (Cushman), Daniels, 1970b, p. 87, Tafel 7, fig. 10.

Elphidium advenum (Cushman), Randrianasolo, 1973, p. 156, planche VIII, fig. 3.

Elphidium advenum (Cushman), AGIP, 1982, tavola XXI, fig. 9.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 297 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 2, 4, 11-15, 23-25b, 28b, 32b, 36a, 36b, 38a, 39a, 59b, 73b, 81, 85-104, 120b y 124, además de 4 individuos cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad, debido a su estado de deterioro, en las muestras 81 y 104. En el sondeo Salinas se han hallado 688 caparazones que se reparten entre las muestras 1a, 3c, 3d y 4b-11c; han aparecido 18 individuos con insuficientes caracteres para su determinación taxonómica fiable en las muestras 1b, 3a y 11d. En el sondeo Picola se han obtenido un total de 124 ejemplares, que se localizan en las muestras 1-4, 5-11, 17, 19, 21-22, 24 y 25, además de 14 caparazones con ausencia de caracteres que permitan su identificación específica clara en las muestras 16 y 20. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en la Marjal de Pegó (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en las eolianitas de Serra Gelada (Blázquez y Usera, 1996a), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina y estenotérmica epifita de *Posidonia oceanica* (Langer, 1993). Ha sido encontrada en sustratos limoarcillosos y en sedimentos colonizados por praderas de fanerógamas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997). Es muy frecuente en los fondos de las islas Columbretes (Alberola, 1997).

Elphidium articulatum (D'Orbigny, 1939)

Polistomella articulata D'Orbigny, 1939b, p. 30, plate 3, fig. 9-10

Elphidium williamsoni Haynes, n sp., plate 24, fig. 7, plate 25, fig. 6-9, plate 27, fig. 1-3

Polystomella umbilicatula Williamson, 1858, p. 42, plate 3, fig. 81 y 82

Polystomella umbilicatula Terquem, 1875, p. 429, plate 2, fig. 3a-b.

Elphidium umbilicatum (Williamson), Lévy *et al.*, 1969: p. 96 plate 1, fig 6a-b, plate 2, fig 1-2

Elphidium articulatum (D'Orbigny), Murray, 1973, p. 153, plate 63, fig. 1-7

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 18 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 13, 15, 29, 36a, 89a, 92b, 97 y 102. En el sondeo Salinas se han hallado 4 individuos que se reparten entre las muestras 4b, 4e y 10a. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica de hábitat marino. Ha sido citada en fondos de arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Elphidium complanatum (D'Orbigny, 1839)

(Lám. XI, Fig. 6)

Polystomella complanata D'Orbigny, 1839b, p. 129, pl. 2, figs. 35-36.

Elphidium complanatum (D'Orbigny), Mateu, 1970, p. 57, Lám. 18, figs. 270- 271.

Elphidium complanatum (D'Orbigny), Randrianasolo, 1973, p.156.

Elphidium complanatum (D'Orbigny), Colom, 1974, p. 143, fig. 26, e-j, m-n.

Elphidium complanatum (D'Orbigny), AGIP, 1982, tavola XXI, fig. 10.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 741 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 15, 24b, 28b, 36b-38b, 40b, 41a, 43b, 52, 63, 65, 73b, 77b-81, 87b-97, 102-104 y 120-124. En el sondeo Salinas se han obtenido un total de 35 individuos que se reparten entre las muestras 9a, 9d-9f, 10b y 10d-11c. Por último, en el sondeo Picola se han hallado 29 caparazones que se localizan entre las muestras 2, 6, 11, 20, 21, 24 y 25. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en l'Albufera de Alcúdia de Mallorca (Colom, 1979), en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en la Marjal de Pego (Mateu y Viñals, 1990, García Forner, 1997), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenohalina y estenotérmica muy frecuente en el Mediterráneo. Algunos autores la asocian a praderas de *Posidonia oceanica* (Ribes *et al.*, 1992). Ha sido citada en fondos arenosos y material detrítico costero (Blanc-Vernet, 1969), en arenas, gravilla, y conchuela (Colom, 1974), en arena gruesa, muy gruesa, fangosa y fango arenoso (Planelles, 1996), en sedimentos limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), en sustratos maërl y coralígenos (Alberola, 1997). Algunos autores la encuentran en lagunas y aguas someras (Mateu, 1981).

Elphidium crispum (Linné, 1758)

(Lám. XII, Fig. 1)

Nautilus crispum Linné, 1758, p. 709.

Elphidium crispum (Linné), Mateu, 1970, p. 57, Lám.18, fig.266-267; 274-275.

Elphidium crispum (Linné), Daniels, 1970b, p. 87, Tafel 7, fig. 7.

Elphidium crispum (Linné), Murray, 1971, p. 155, plate 64, figs. 1-6

Elphidium crispum (Linné), Randrianasolo, 1973, p.156.

Elphidium crispum (Linné), Colom, 1974, p. 143, fig. 27

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 669 individuos, distribuidos entre las muestras 1-23, 25b, 27b, 28b, 37, 39, 54, 59b, 69, 77b-83, 87b-90a y 95-106, además de 15 ejemplares cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad, debido a su estado de deterioro, que se localizan en las muestras 73 y 104. En el sondeo Salinas se han hallado 306 caparazones que se reparten entre las muestras 1a, 1b, 3a-5d, 5f, 5h-6a, 9a-9d y 10a; en este sondeo se han realizado las determinaciones específicas con poca claridad en 119 individuos, debido a su escasa conservación, que aparecen en las muestras 1a, 3c, 3d, 4d, 5a, 5d, 5g, 5i, 6a, 7d, 9c, 9e y 10d. Por último, en el sondeo

Picola se han obtenido un total de 125 ejemplares que se reconocen entre las muestras 1, 3-8, 10-11, 15, 17, 19 y 21-23, además de 28 conchas con insuficientes caracteres para una clasificación taxonómica fiable que están en las muestras 2, 4, 15, 16, 20, 21 y 25. Todos ellos presentan diámetros superiores a 0,125 mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en la isla de Mallorca (Mateu, 1972), en l'Albufera de Alcúdia de Mallorca (Colom, 1979), en la isla de Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en la ría de Ares (Santos Fidalgo *et al.*, 1993), en el Golfo de Vizcaya (Cearreta y Pascual, 1993, Altuna *et al.*, 1993), en la ría de Bilbao y estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1993, 1994, 1998), en el estuario de Santoña (Cearreta y Murray, 1996), en las eolianitas de Serra Gelada (Blázquez y Usera, 1996a), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie muy frecuente en el Mediterráneo. Es ubicua junto a *Ammonia beccarii* en la plataforma continental interna valenciana (Blázquez, 1995, 1996). Es eurihalino con un rango de salinidad que oscila entre 35 y 50‰; habita sobre todo la zona infralitoral. Vive en profundidades entre 0 y 50 m a temperaturas superiores a 15°. Es muy abundante cuando el sustrato está colonizado por praderas de *Posidonia oceanica* (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984, Ribes *et al.*, 1992), asociada preferentemente a los rizomas (Langer, 1988, 1993). Se encuentra entre algas (Mateu, 1970), en fondos de arenas (Mateu, 1970, Pascual, 1984), en fangos (Mateu, 1970), en conchuela (Colom, 1974), en arena fina (Alejo *et al.*, 1999), en fondos maërl, coralígeno y detrítico enfangado (Alberola, 1997) y en todos los tipos de sedimentos (Planelles, 1996, Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997).

Elphidium excavatum (Terquem, 1875)

(Lám. XII, Fig. 2)

Polystomella excavata Terquem, 1875, p. 25, Lám. 2, fig. 2.

Elphidium excavatum (Terquem), Colom, 1974, p. 144, fig. 26, k, l.

Elphidium excavatum (Terquem), Murray, 1973, p. 159, plate 66, fig. 1-7

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 6.704 individuos en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 11, 13-52, 59b, 65-75, 79-104 y 120b-124. En el sondeo Salinas se han hallado 284 ejemplares repartidos entre las muestras 1a, 3c, 3d, 4b, 4d-4f, 5b-11d, además de 19 caparazones cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad, debido a su estado de deterioro, que se localizan en las muestras 4c, 4e y 5h. En el sondeo Picola se han obtenido 54 individuos que aparecen en las muestras 3, 4, 6, 10, 11, 15, 17, 19, 20, 22, 24 y 25, donde hay 22 conchas que carecen de la totalidad de caracteres para su determinación taxonómica fiable en las muestras 16 y 23. En el sondeo Mórtoles se han contado 4 ejemplares, 3 en la muestra 2 y 1 en la muestra 9. Por último, en el sondeo Fondo se han contabilizado 13 caparazones, 6 en la muestra 16 y 7 en la 51. Todos ellos aparecen en los tamices de $>0,125$ y $>0,063$ mm.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en el valle del Guadalquivir (Saavedra, 1960), en la isla de Mallorca (Mateu y Viñals, 1990), en l'Albufera de València (Usera *et al.*, 1990b), en la Marjal de Pego (Viñals *et al.*, 1989, Viñals, 1996, García Forner, 1997), en el Golfo de Vizcaya (Cearreta y Pascual, 1993), en la ría de Bilbao y el estuario del Bidasoa (Cearreta, 1992, 1994), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en la Marjal de Xàbia (García Forner, 1997). Especies de características similares han colonizado ambientes restringidos durante el Terciario, como *Elphidium granosum* (D'Orbigny). Se ha encontrado en las actuales Salinas de Santa Pola (Zaninetti, 1984b).

AUTOECOLOGÍA: Esta especie eurihalina y euritérmica de quilla redondeada es infaunal, libre, vive sobre arena y fango y habita desde las aguas salobres hasta las hipersalinas (Murray, 1991). Presenta muy variada morfología externa, con numerosas formas como consecuencia de su extensa distribución geográfica (Miller *et al.*, 1982). Algunas de ellas son hiposalinas y están presentes en lagunas litorales y estuarios, donde vive enterrada entre 0,5 y 6,0 cm en el sedimento. Se encuentra frecuentemente en aguas salobres, cercanas a la costa, y relacionada con fondos limo-arcillosos. En mar abierto está asociada a praderas de *Posidonia oceanica* (Ribes *et*

al., 1992) y de *Cymodocea* (Blanc-Vernet, 1969). Ha sido citada en sustratos de arena fangosa, fango y fango arenoso (Planelles, 1996), de limoarcillas (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997), de maërl y arena fangosa (Alberola, 1997) y de arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

Elphidium macellum (Fichtel & Moll, 1798)

(Lám. XII, Fig. 3)

Nautilus macelus Fichtel & Moll, 1798, p. 66, plate 10, figs. h, k.

Elphidium macellum (Fichtel & Moll), Mateu, 1970, p.57, Lám. 19, figs. 278-279

Elphidium macellum (Fichtel & Moll), Daniels, 1970b, p. 87, Tafel 7, fig. 8.

Elphidium macellum (Fichtel & Moll), Randrianasolo, 1973, p. 157.

Elphidium macellum (Fichtel & Moll), Colom, 1974, p. 144, fig. 26, o, p; fig. 27

Elphidium macellum (Fichtel & Moll), AGIP, 1982, tavola XXII, fig.4.

OBSERVACIONES: En los sedimentos cuaternarios de l'Albufera d'Elx se han encontrado 964 ejemplares en el sondeo Pinet, distribuidos entre las muestras 2-15, 23-28b, 31b, 33b, 36b-38b, 52-59b, 75 y 81-124, además de 5 caparazones cuya clasificación específica no ha podido realizarse con claridad, debido a su deterioro, localizados en las muestras 12 y 77b. En el sondeo Salinas se han hallado 572 individuos repartidos entre las muestras 1a, 3b-7a, 7c, 9a, 9b y 9d-11a; además de 54 caparazones que presentan insuficientes caracteres para una determinación específica fiable, contabilizados en las muestras 1b, 3a, 9c, 11c y 11d. Por último, en el sondeo Picola han aparecido 230 ejemplares que se localizan en las muestras 1-14, 17, 19 y 21-25, además de 48 caparazones que tienen ausencia de algún carácter que permita su clasificación específica clara, que están en las muestras 14-16 y 20.

En el Cuaternario español esta especie ha sido citada en las islas de Mallorca (Mateu, 1972) y Cabrera (Mateu *et al.*, 1979), en las eolianitas de Ibiza y Formentera (Henningsen *et al.*, 1981), en el Mar Menor (Mateu, 1981), en la bahía de Baiona (Blázquez y Usera, 1996b) y en las marjales de Pego y Xàbia (García Forner, 1997).

AUTOECOLOGÍA: Especie estenotópica, epifito de hojas y rizomas de *Posidonia oceanica* (Blanc-Vernet, 1969, 1977, 1984, Mateu, 1970, Langer, 1988, 1993, Ribes *et al.*, 1992), típica de estuarios (Pujos, 1976). Ha sido citada en zonas de algas y en fondos de arenas (Pujos, 1976, Pascual 1984), en arena de fango (Mateu, 1970) y en todo tipo de sedimentos (Blanc-Vernet, 1969), en arena muy gruesa, fangosa y fango arenoso (Planelles, 1996), en sustratos coralígenos, detrítico enfangado y maërl (Alberola, 1997), en fondos limoarcillosos (Blázquez, 1995, Usera y Blázquez, 1997) y en arena fina (Alejo *et al.*, 1999).

8.2.-Contenido micropaleontológico y características deposicionales de los materiales obtenidos en los sondeos realizados en l'Albufera d'Elx

El grado de información paleoecológica que podemos obtener a partir de una asociación fósil depende, en gran medida, del proceso histórico transcurrido desde la producción (la muerte de los organismos) hasta el descubrimiento de sus restos. La tafonomía es la rama de la paleontología que se ocupa del estudio de los mecanismos de formación de los fósiles y sus yacimientos. El término tafonomía, que etimológicamente significa "las leyes del enterramiento", fue acuñado en 1940 por el paleontólogo ruso Efremov, quien la definió como la rama de la Paleontología que estudia la transición, en todos sus detalles, de los restos de los organismos desde la biosfera a la litosfera, como resultado de un gran número de fenómenos tanto geológicos como biológicos (Efremov, 1940).

Si consideramos que en el ciclo de la naturaleza generalmente todos los materiales orgánicos son reciclados por medio de la degradación biológica, física y química, el proceso de fosilización supone entonces una interrupción parcial de este ciclo; es decir, una pérdida de materia por parte de la biosfera, que va a ser depositada en las rocas sedimentarias, y que solamente a largo plazo, con la erosión de éstas, puede volver a transferirse a la biosfera (Ziegler, 1983). Desde este punto de vista, la tafonomía es una ciencia que estudia lo improbable: la supervivencia de materiales y formas de origen orgánico. La historia tafonómica se compone de procesos que contrarrestan la entropía (Margalef, 1981, Seilacher, 1992). Pero a pesar de todo esto, tampoco podemos olvidar, como señala Behrensmeyer (1984), que en determinados ambientes y circunstancias la fosilización quizás sea más la norma que la excepción.

El que un resto de un organismo se conserve como fósil va a depender tanto de factores intrínsecos como extrínsecos. Los primeros se relacionan con la morfología, la anatomía y los biomateriales de los que se compone el resto y, los segundos, se refieren al ambiente biológico y físico, a las características de la matriz sedimentaria y a las propiedades químicas de las aguas contenidas en el sedimento (Seilacher, 1992).

A lo largo del siglo XX, a medida que los paleontólogos se ocupan cada vez más de los problemas paleoecológicos, se plantea una nueva e importante cuestión: ¿En qué medida refleja una asociación fósil, es decir, el conjunto de fósiles que encontramos, la estructura de la comunidad viva original? Multitud de estudios realizados llevan claramente a la conclusión de que existe un buen número de fenómenos que acontecen antes y después de la muerte de los organismos, y que en muchas ocasiones alteran de un modo sustancial dicha estructura. Esto es, la asociación fósil se contempla como una imagen distorsionada, en mayor o menor grado, de la biocenosis original.

A partir de aquí, sobre los restos que componen estas asociaciones producidas van a actuar toda una serie de nuevos procesos, los cuales son estudiados por la tafonomía. Estos procesos tafonómicos son también en su mayoría fenómenos selectivos; es decir, no afectan del mismo modo a unos restos que a otros, con lo cual tenemos un nuevo sesgo que distorsiona la información paleobiológica contenida en la asociación registrada. Además, en la mayor parte de los casos es muy difícil conocer el sentido de este sesgo, por tanto, es de la máxima importancia averiguar si la asociación fósil objeto de estudio es resultado de una historia tafonómica con un mayor o menor grado de distorsión respecto de la biocenosis original. Por todo esto, diversos autores han hecho hincapié en la necesidad de desentrañar el proceso histórico de la formación de una asociación fósil, mediante un detallado estudio tafonómico, previamente a la formulación de conclusiones de tipo paleoecológico (Lawrence, 1971, De Renzi *et al.*, 1975, De Renzi, 1978, Behrensmeyer y Hill, 1980, Martinell *et al.*, 1980, etc.).

Por último, el modo de recolección o excavación puede constituir asimismo una fuente considerable de alteración. De esta manera, si no se emplean métodos de muestreo y de excavación cuidadosos, que nos permitan recuperar el mayor grado posible de información, la muestra obtenida para su estudio podría no ser representativa de la asociación fósil (Martinell *et al.*, 1980, De Renzi, 1981).

A partir de la publicación de Efremov (1940), durante los años sesenta y principio de los setenta se realizan otros trabajos pioneros sobre la formación de

asociaciones fósiles (Johnson, 1960, Craig & Hallam, 1963, Chave, 1964, Fagerstrom, 1964, Lawrence, 1971, Rolfe y Brett, 1969, etc.). Los conceptos tafonómicos más utilizados en la actualidad por la mayor parte de los paleontólogos españoles fueron establecidos por Fernández López en toda una serie de trabajos dedicados a este tema (Fernández López, 1981, 1984, 1986-1987, 1989, 1990, 1991a, 1991b). Más tarde, López y Truyols (1994) sintetizan y clarifican estos conceptos.

A diferencia de la tafonomía, la paleoecología estudia el conjunto de fenómenos que afectan a la comunidad viva o biocenosis, hasta la formación de la asociación de entidades producidas; es decir, estudia los aspectos relacionados con el modo de vida y muerte de los organismos. En cambio, la tafonomía trata todos los procesos que inciden en una asociación de elementos producidos hasta la formación de la asociación registrada (o asociación fósil), esto es, los fenómenos de fosilización en sentido amplio (Montoya, 1994).

La producción de entidades que van a integrarse en la fosilización puede llevarse a cabo bien mediante la muerte de los organismos o bien por realización, es decir, cualquier proceso diferente a la muerte del organismo. Este último proceso incide de forma especial en las comunidades de foraminíferos ya que su forma de reproducción más habitual es por realización y en menor medida a través de la reproducción sexuada. Por otra parte, al proceso de entrada de información desde la biosfera a la litosfera se le denomina acumulación (Efremov, 1950, Fernández López, 1984).

La historia tafonómica puede dividirse en dos fases claramente diferenciadas: la etapa bioestratinómica, que es la comprendida entre la formación de la asociación producida y el enterramiento, y por otro lado la etapa fosildiagenética, que abarca desde el enterramiento hasta la aparición de la asociación registrada.

Durante la etapa bioestratinómica concurren dos de las fuentes principales de alteración de una asociación producida: la exposición subaérea, que conlleva básicamente los procesos de meteorización y bioerosión, y la resedimentación, que consiste en el desplazamiento -lateral o no- de los restos sobre el sustrato, antes del enterramiento. Por otro lado, con anterioridad a la deposición de la entidad sobre el

sustrato puede sufrir un desplazamiento más o menos acusado, denominado necrocinesis. La flotación, la dispersión en el aire o el transporte por agentes biológicos son procesos habituales de ésta última forma de transporte.

Durante la etapa fosildiagenética se produce la fosilización en sentido estricto, pero también actúan aquí una serie de fenómenos de origen físico-químico, geológico y biológico, cuyo resultado es el deterioro de los restos enterrados. Además, en esta etapa puede realizarse un fenómeno llamado reelaboración, que consiste en el desenterramiento y movilización de los restos procedentes de un material más antiguo; este proceso puede provocar una alteración drástica de la asociación fósil original.

Atendiendo a estos conceptos, las entidades que componen una asociación registrada pueden ser básicamente de tres tipos: resedimentadas (si han sufrido resedimentación), reelaboradas (si ha habido reelaboración) y acumuladas (si no han experimentado ninguno de estos procesos). La acumulación constituye el primer proceso, y en ocasiones el único, de entrada de información en la litosfera. Tanto los elementos acumulados como los resedimentados pueden convertirse, mediante reelaboración, en entidades reelaboradas, pudiendo repetirse el proceso más de una vez.

Además, los elementos que componen una asociación fósil pueden ser autóctonos, si se conservan en su área de producción (sin transporte lateral) y alóctonos, si han sufrido desplazamiento y, por tanto, se conservan fuera de su área de producción. Los términos démicos y adémicos son conceptos paleoecológicos aplicados a los organismos producidos dentro o fuera, respectivamente, del área de distribución o vida del taxón. Así, un foraminífero de aguas salobres, cuyo hábitat son las albuferas o lagunas litorales, si es encontrado *in situ* es un fósil autóctono, porque no ha sufrido desplazamiento lateral, y démico ya que se produce dentro de su área de vida. En cambio, cuando se registran, por ejemplo, depósitos de *washover fans* dentro de la sedimentación lacustre y las entidades registradas son taxones de aguas marinas, puede hablarse de fósiles alóctonos, por transporte lateral, y adémicos porque no son especies específicas de ambientes salobres. Si la muerte o producción de estos organismos transportados se produjese dentro del sistema lacustre serían

entidades autóctonas y adémicas; aunque esta opción es menos probable dado el carácter violento de los episodios de tormenta a los que suelen obedecer los depósitos de *washover fans* en las costas micromareales.

Por otra parte, si una asociación fósil está constituida por elementos que provienen de dos o más biocenosis de ambientes diferentes, la llamaremos asociación mezclada; y si sus elementos proceden de dos o más biocenosis temporalmente sucesivas, la denominaremos asociación condensada.

Si se tiene en consideración que sólo se conserva una pequeña parte de los restos producidos por los organismos, y que además hay una preservación diferencial en favor de unos elementos respecto de otros (Chave, 1964), clásicamente se entendía el proceso tafonómico como una pérdida de información paleobiológica, con lo cual tendríamos un registro muy incompleto (Rolfe y Brett, 1969). Hoy se considera que existe más bien una transformación de la información, es decir, habría una pérdida de información paleobiológica y a su vez un incremento en la información tafonómica (De Renzi, 1997). En definitiva, una asociación fósil, además del mayor o menor grado de información sobre la biocenosis original, es portadora de datos referentes al ambiente de producción así como de los procesos ocurridos desde la producción de los restos hasta que, en la actualidad, la encontramos en forma de fósiles (Behrensmeyer y Kidwell, 1985, Wilson, 1988, Fernández López, 1991a).

Evidentemente, las asociaciones acumuladas son las que más información paleoecológica aportan, ya que las entidades que las componen provienen todas de una misma área de producción, siendo mucho menor la posibilidad de mezcla de entidades procedentes de distintas poblaciones distantes en el espacio y/o en el tiempo. Por otro lado, los elementos de una asociación acumulada son autóctonos, ya que se encuentran en el lugar donde han sido producidos.

En el caso de los 109.569 caparazones de foraminíferos estudiados y de los de otros organismos encontrados en los testigos de sondeo del sistema de isla-barrera o restinga-albufera de l'Albufera d'Elx pueden diferenciarse distintos tipos de asociaciones en función del ambiente de producción. En estos materiales se registran superposiciones en la vertical de ambientes marinos, lagunares y continentales, con

sus respectivos subambientes, siguiendo las leyes estratigráficas, muy influenciadas en este caso por las oscilaciones del nivel marino a lo largo del Cuaternario. Aplicando los conceptos tafonómicos podemos encontrar las siguientes entidades:

En facies lagunares o de albufera lo más frecuente son asociaciones acumuladas, con foraminíferos autóctonos, cuando son entidades registradas que se producen en el mismo sedimento lagunar, es decir, que no han sido transportadas. Si además éste es su hábitat y, por tanto, son especies de aguas salobres, pueden considerarse démicas al tiempo que autóctonas. En estos ambientes los caparzones están muy bien conservados. En el caso de que se trate de un ambiente lagunar cercano a una bocana o que está afectado por depósitos de *washover fans* las entidades registradas serán en gran parte procedentes del medio marino, por lo que se trata de entidades alóctonas y adémicas dentro de una asociación resedimentada. Si los foraminíferos han sido transportados vivos y su muerte se ha realizado dentro de la laguna serán entidades autóctonas y adémicas. En esta última facies, el conjunto de fósiles registrados se reconoce como una asociación mezclada ya que los foraminíferos y ostrácodos de aguas salobres están mezclados, en distintas proporciones, con las especies procedentes del medio marino inmediato. Los foraminíferos resedimentados muestran, por lo general, caparzones rotos sobre todo con pérdida de las últimas cámaras. Además, podríamos tener también dentro del contexto lagunar entidades reelaboradas, es decir, foraminíferos procedentes de niveles marinos o salobres más antiguos, desmantelados por los agentes de la erosión. Por tanto, la asociación registrada sería de tipo condensada. Estos medios restringidos o parcialmente encharcados pueden estar también asociados a depósitos de depresión interdunar; en estos casos son abundantes las entidades resedimentadas que muestran un mal estado de conservación y aparecen mezcladas con foraminíferos autóctonos y démicos que viven en esta zona y que no presentan señales de erosión superficial. Los ambientes palustres presentan caparzones de foraminíferos reelaborados y son determinados a partir de ostrácodos autóctonos y démicos que generalmente son de agua dulce.

En ambientes de *shoreface* y *foreshore*, los foraminíferos y demás entidades registradas son también démicas y autóctonas, aunque es frecuente que sean alóctonas ya que son fáciles los desplazamientos laterales de zonas cercanas dado las

condiciones hidrodinámicas del medio. Las entidades registradas en estos ambientes presentan un buen estado de conservación, aunque no es extraño encontrar caparazones con rotura de cámaras, sobre todo de las últimas. Se observa además una proporción directa entre el grado de conservación y la profundidad. También es posible encontrar entidades reelaboradas, procedentes sobre todo del ambiente continental.

Los sedimentos propios de ambientes de *backbarrier flat*, *backshore* etc., dentro del medio litoral expuesto, presentan asociaciones caracterizadas por entidades resedimentadas, es decir, transportadas sobre todo en sentido lateral sobre el sustrato y antes del enterramiento. Los caparazones están muy erosionados, aunque en casos de *backbarrier flat* suelen acompañar en bajas proporciones entidades procedentes del medio lacustre inmediato, que presentan mejor grado de conservación. En medios continentales, como llanuras de inundación, abanicos aluviales, depósitos de glaciares, etc. todos los fósiles de foraminíferos y ostrácodos registrados, cuando los hay, son entidades reelaboradas.

Como puede observarse, las peores condiciones de conservación de las entidades registradas se detectan en los ambientes litorales subaéreos, incluyendo sistemas lagunares en desecación, es decir, en aquellos medios que sufren exposición subaérea durante la primera fase tafonómica: la bioestratinómica. En esta etapa de transporte, los caparazones se erosionan por procesos de meteorización, bioerosión, transporte hidráulico, etc. Durante estos procesos de resedimentación se pueden producir asociaciones compuestas por elementos alóctonos, así como asociaciones condensadas; no obstante, ésta última asociación puede encontrarse en cualquier ambiente. El que los caparazones se conserven hasta convertirse en fósiles va a depender de la duración de la etapa de exposición subaérea, antes de su enterramiento, así como de la intensidad de los procesos destructivos que concurren durante esta fase. De este modo, un resto que se entierre rápidamente quedará preservado de un buen número de procesos destructivos, y tendrá por ello mayores probabilidades de ser conservado.

Los foraminíferos que se encuentran en ambientes continentales -depósitos de ladera, abanicos aluviales, llanos de inundación etc.- proceden de la reelaboración de

antiguos depósitos marinos o lacustres que han sido desmantelados por la erosión, por tanto, pertenecen a la segunda etapa tafonómica: la fosildiagenética. En esta fase comprendida entre el enterramiento de los restos y el descubrimiento de los fósiles, concurren procesos muy importantes de cara a la propia conservación de los restos. Pueden ocurrir sobre todo fenómenos de diagénesis y disolución parcial o total de las conchas, de forma que el resto fósil registrado es, en ocasiones, el molde interno o externo del caparazón original.

En ambientes sedimentarios de canal activo, asociados a facies de arenas y gravas, los caparazones suelen mostrar señales de un transporte acusado, presentando las mencionadas abrasiones caracterizadas por un redondeamiento importante y una selección por tamaños. Además, en la asociación fósil suele encontrarse muchos individuos inidentificables. Cuando la fracción sedimentaria disminuye y dominan los limos y arcillas asociados en general a ambientes de llano de inundación, el grado de conservación de los foraminíferos varía respecto al medio anterior, con un estado de deterioro menos acusado. No obstante, los ejemplares diagenizados muestran una mucha menor vulnerabilidad ante la erosión y funcionan en la mayor parte de los casos como clastos.

8.2.1.- SONDEO PINET

El sondeo Pinet está situado en las coordenadas UTM en 30SYH089 311, en el km 81 de la carretera nacional 332, a 750 m de distancia de la línea de costa. Su altitud es de 1 m y alcanzó una profundidad de 36 m (fig. 7.1). Desde el punto de vista geomorfológico está emplazado en el extremo S de una de las paleorrestingas que cerraron l'Albufera de Elx (fig. 6.4); debido a la disposición de las mismas es posible que se trate de una de las que en la bibliografía clásica se viene conociendo como Tirreniense II o Tirreniense III, ya que en este punto las dos paleobarreras posiblemente están adosadas.

8.2.1.1.- Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos

En el sondeo Pinet se han analizado para su estudio micropaleontológico y sedimentológico un total de 224 muestras, cuyos resultados han permitido determinar una secuencia cuaternaria basada en distintas unidades deposicionales (fig. 8.1). Se han encontrado 61.648 ejemplares diferenciados entre reelaborados, autóctonos y alóctonos en las 99 muestras en las que ha sido estudiado el contenido en foraminíferos (fig. 8.2, 8.3 y 8.4). En conjunto, en todo el sondeo destacan los subórdenes Rotaliina que alcanza el 96,98% y el Miliolina, con un 2,54%, además de la escasa representación de los subórdenes Textulariina, Spirillinina y Lagenina, con una representación de 0,41, 0,04 y 0,02%, respectivamente (fig. 8.5).

Se han llevado a cabo tres dataciones numéricas en este sondeo cuyos datos se indican en el cuadro siguiente:

SONDEO	MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)	EDAD	MÉTODO
Pinet	8	2	13.835 BP	¹⁴ C
Pinet	19b	5,5	-----	Th/U
Pinet	67	14	198.800 BP	Th/U

A partir de los resultados micropaleontológicos y sedimentológicos (fig. 8.6, 8.7 y 8.8) se han establecido en este testigo doce unidades sedimentarias, que de base a techo son:

UNIDAD I. Desde -36 m hasta -23 m (muestras 176-120b) aparece un sedimento de color ocre (10YR6/4) constituido por arena fina con fragmentos de areniscas que en algunos casos alcanzan los tamaños canto y grava. En la base, además, aparecen cantos de naturaleza calcárea y silíceo de morfología redondeada. En conjunto, la fracción arenosa está formada por granos calcáreos, calcareníticos y de cuarzo, hialino y hematoideo, que presentan formas subredondeadas y subangulosas. Entre otros elementos clásticos destacan concreciones ferruginosas, moscovita y una proporción variable de bioclastos. A partir de la muestra 137b hasta la 120b, con 3,5

m de espesor, son abundantes los precipitados de carbonatos que con frecuencia cubren los clastos. A -25 m se observa un potente nivel de concreciones carbonáticas, en las cuales aparecen moldes de moluscos bivalvos.

Desde el punto de vista micropaleontológico se han identificado radiolas y placas de equinodermos, fragmentos de moluscos (sobre todo bivalvos y algunos ejemplares del género *Dentalium*), ostrácodos marinos, restos de briozoos y foraminíferos bentónicos. Entre los 17.927 individuos estudiados de este último grupo la asociación característica de esta unidad está formada por especies estenohalinas como *Ammonia beccari beccarii*, *Elphidium crispum*, *Nonion commune*, *Elphidium advenum*, *Rosalina globularis*, *Lobatula lobatula* y *Asterigerinata mamilla*, con un 63,2%, 18%, 7%, 6,7%, 6,3%, 5,7% y 3,1%, respectivamente. Desde el punto de vista tafonómico, estos ejemplares presentan caparazones muy calcificados de tamaños superiores a 0,125 mm, con ornamentaciones típicas del ambiente marino. Se observa diagenización en los individuos, sobre todo en los primeros cinco metros del sondeo y un mejor grado de conservación entre los 29 y 25 m de profundidad.

Los cálculos basados en el número de individuos en 50 g de sedimento indican una tendencia al aumento del número de foraminíferos hacia mitad de la unidad. Los índices de riqueza de Margalef, alfa de Fisher y diversidad de Shannon-Wiener tienen valores medios de 3,19, 4,47 y 2,74, respectivamente. Estos valores se incrementan al igual que la diversidad específica cuando el número de individuos es mayor. La equitabilidad indica que ninguna de las especies es dominante respecto a las demás.

La mayor parte de los individuos pertenecen al suborden Rotaliina, aunque Miliolina es especialmente frecuente en las muestras del techo, donde el mal estado de conservación ha imposibilitado la identificación taxonómica de la mayor parte de las especies. El suborden Textulariina está presente en la unidad sobre todo con la especie *Textularia agglutinans*, que es más abundante en las muestras localizadas a cotas más altas.

La proporción media de carbonatos es del 74% y el contenido en materia orgánica para toda la unidad es de 0,3%.

Tanto desde el punto de vista micropaleontológico como sedimentológico este nivel es muy semejante a los niveles pliocenos que afloran en la Serra del Molar (ver capítulo 9.2).

UNIDAD II. En contacto erosivo respecto a la unidad anterior, aparece un sedimento de 1 m de potencia (muestras 119-108) caracterizado por la buena clasificación presencia de cantos y gravas con matriz de arena gruesa de color marrón grisáceo. Los cantos de naturaleza silíceo y calcárea y morfología redondeada y aplanada, tienen entre 2 y 3 cm de diámetro. La fracción arenosa está constituida por granos calcáreos y silíceos subredondeados, que incluyen cuarzos hematoides.

Desde el punto de vista micropaleontológico no se han observado restos fósiles, ni autóctonos ni alóctonos. La proporción media de carbonatos es del 70% y el contenido en materia orgánica para toda la unidad es de 0,15%.

UNIDAD III. Con 1 m de potencia, entre las muestras 115 y 107, se registra un material grisáceo (10YR6/2), con intercalaciones de coloraciones ocres. Presenta un cambio energético importante respecto a la unidad anterior, ya que la textura dominante es inferior a 2 mm; se observa una disminución de las proporciones de arenas hacia el techo, que pasan del 69% al 16%, donde dominan las fracciones limoarcillosas. Los granos de tamaño arena son de naturaleza silíceo y calcárea, aunque son frecuentes los precipitados carbonáticos de forma laminar; éstos últimos son mucho más abundantes en la muestra 110.

Desde el punto de vista micropaleontológico no se han observado restos fósiles.

La proporción media de carbonatos es del 56% y el contenido en materia orgánica es del 0,4%; éste último porcentaje muestra una ligera tendencia a elevarse hacia el techo.

UNIDAD IV. Entre -21 m y -19 m (muestras 106-97) se deposita un sedimento de color gris azulado (7,5YRN/7) caracterizado por la alternancia de texturas arenosas y

limoarcillosas. En las muestras arenosas la fracción inferior a 0,063 mm puede alcanzar el 5%, mientras que llega a suponer el 70% en los niveles más arcillosos. En los granos de tamaño arena se observa un claro dominio del cuarzo subredondeado, aunque también aparecen elementos de naturaleza calcárea, restos bioclásticos y, especialmente en el techo, arenas carbonáticas. En la base (muestra 102) se reconocen algunas gravas calcáreas redondeadas y aplanadas.

El contenido fósil está formado por fragmentos de moluscos (bivalvos y gasterópodos), radiolas de equinodermos, espículas de esponjas, briozoos, ostrácodos de hábitat marino, foraminíferos planctónicos (*Orbulina* sp.) y bentónicos, entre los cuales se han identificado dos tipos de asociaciones: una de aguas restringidas formada por *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica*, *Haynesina depressula*, *Elphidium excavatum*, etc. y otra de mar abierto donde son frecuentes las especies litorales como *Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium crispum*, *Lobatula lobatula*, *Rosalina globularis* *Elphidium complanatum* y *Nonion commune*, con una representación media en toda la unidad de 45%, 10%, 7,9%, 5,6%, 5,3% y 3,6 %, respectivamente. Teniendo en cuenta las características autoecológicas de las especies y el grado de conservación de los caparazones se ha considerado la primera asociación como autóctona y démica, que supone el 5,2% del total de individuos, y la segunda como alóctona, ya que proceden de la resedimentación del ambiente marino inmediato. Las proporciones de cada una de las especies en la totalidad de las muestras de este nivel tienen un valor similar.

En este material se han identificado un total de 5.757 ejemplares, que muestran un óptimo estado de conservación, sin señales de diagenización, aunque se aprecia la rotura de las cámaras exteriores en gran parte de los individuos determinados como alóctonos; no obstante, en las muestras de la base se observa en general un mayor deterioro de los caparazones estudiados. Dos especies del género *Bolivina* aparecen de forma significativa (*Bolivina punctata* y *Bolivina pseudoplicata*) sobre todo hacia el techo. Los diámetros de los foraminíferos están repartidos equitativamente en los tamaños superiores a 0,125 mm y 0,4 mm, aunque la primera asociación aparece sobre todo en el tamiz de 0,125 mm.

El número de individuos en esta unidad es el más importante de todo el sondeo, hasta 168.094 ejemplares teóricos en 50 g en la muestra 99. El contraste en el número de individuos en 50 g respecto a las unidades adyacentes, sugieren la posible incidencia de fenómenos externos que introduzcan los caparazones de forma repentina (ver fig. 8.1). Los índices de diversidad y equitabilidad presentan valores semejantes a lo largo de toda la unidad, aunque en las muestras del techo se observan cifras más bajas. La representación media de estos índices es de 0,63 en el caso de la equitabilidad, de 4 para el alfa de Fisher y en torno a 3 en la diversidad de Shannon-Wiener y en la riqueza de Margalef.

Casi el 100% de los individuos encontrados pertenecen al suborden Rotaliina, ya que sólo se han encontrado 3 ejemplares del suborden Miliolina y otros 3 del suborden Lagenina. La proporción media de carbonato disminuye respecto a la unidad anterior (54%) y el contenido en materia orgánica es similar (0,4%); ambos presentan poca variabilidad a lo largo de la unidad.

UNIDAD V. En contacto erosivo con la unidad anterior y con unos 1,7 m de potencia, entre las muestras 95 y 90a se observa un sedimento de textura arcillolimosa de color gris azulado (7,5YRN/7), con intercalaciones bandeadas de coloraciones ocreas. La escasa fracción arenosa está constituida en su totalidad por carbonato cálcico precipitado en forma de láminas y rizotúbulos, que se reparten en todos los tamaños texturales inferiores a arena media, acompañados por abundantes concreciones ferruginosas, sobre todo en el techo. En las tres últimas muestras de esta unidad se aprecia una coloración rojiza (2.5YR8/6) con intercalaciones de coloraciones grisáceas.

El contenido micropaleontológico es escaso. Se registran entidades autóctonas como ostrácodos de agua dulce, *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), y salobre, *Cyprideis torosa* (Jones), oogonios de carofitas (*Lamprothamnium papulosum*), etc., que presentan un óptimo estado de conservación; hacia techo estos caparazones aparecen muy fragmentados. Como fauna alóctona se han identificado moluscos bivalvos y foraminíferos, cuyas especies más frecuentes son *Ammonia beccarii beccarii*, *Lobatula lobatula*, *Elphidium complanatum*, *Rosalina globularis*, *Nonion commune*, *Elphidium macellum* y *Elphidium excavatum*, con un 26,9%, 15%, 10,2%, 7,7%,

6,6%, 5,7% y 5,2%, respectivamente. De los 448 foraminíferos extraídos en esta unidad el 100% son ejemplares alóctonos y probablemente reelaborados del nivel anterior. Estos caparazones están diagenizados y parecen corresponder a los que ofrecen mayor resistencia a la erosión; además presentan una disminución de proporciones respecto al total de ejemplares hacia el techo y tienen diámetros semejantes, entre sí y respecto al sedimento. El número de individuos teóricos en 50 g es significativamente menor que en cualquiera de las unidades más antiguas estudiadas en este sondeo. Destaca la oscilación brusca de los índices de diversidad y riqueza y los altos valores de la equitabilidad. El 100% de los individuos encontrados pertenecen al suborden Rotaliina.

La proporción media de carbonato es del 39% y el contenido en materia orgánica es similar a la unidad anterior (0,44%), en los cuales no se observa ninguna tendencia.

UNIDAD VI. Entre -18 m y -16 m (muestras 89b-77) aparece un sedimento de textura arenolimoarcillosa de color grisáceo (7,5YRN/7), donde las proporciones de arcillas y limos aumentan de forma progresiva hacia el techo. El porcentaje medio de la fracción arenosa alcanza el 45% y está constituida por cuarzos subredondeados hialinos, y en ocasiones hematoideos, y por granos calcáreos de morfología más redondeada.

El contenido micropaleontológico consta, en general, de foraminíferos bentónicos, radiolas y placas de equinodermos, espículas de esponjas, etc., aunque en la muestra 81 se observan también restos de algas calcáreas, briozoos y moluscos (bivalvos y gasterópodos). Las entidades registradas presentan un mal estado de conservación como consecuencia del efecto de algún agente de transporte. La asociación de foraminíferos encontrada en los 2.467 caparazones estudiados está formada por *Ammonia beccarii beccarii*, *Lobatula lobatula*, *Elphidium crispum*, *Elphidium macellum*, *Elphidium complanatum*, *Asterigerinata mamilla*, *Rosalina globularis* y *Nonion commune*, con un 37,7%, 24%, 7,2%, 5,2%, 4%, 3,7%, 3% y 3%, respectivamente. Todos ellos presentan proporciones constantes a lo largo de la unidad. Casi el 100% de los individuos encontrados pertenecen al suborden Rotaliina, aunque se registran algunos individuos de los subórdenes Textulariina (*Textularia*

sp.) y Miliolina (*Quinqueloculina* sp.). Los caparazones muestran una película de carbonato cálcico que los recubre y claras evidencias de transporte, dada la rotura de las últimas cámaras, el pulimento superficial y las señales de rodamiento. Además se aprecian fragmentos de los ostrácodos *Cyprideis torosa* e *Ilyocypris gibba*.

Los índices de alfa de Fisher, diversidad de Shannon-Wiener, riqueza de Margalef, y equitabilidad se muestran más altos en la base, en las muestras 89 y 87, aunque en el resto de muestras se mantienen constantes. El valor medio de cada uno de ellos es de 3,44, 2,49, 2,48 y 0,6, respectivamente. El número de individuos es muy superior a la unidad anterior, con un valor medio de 4.827 caparazones, donde en la muestra 81 se han obtenido un total de 18.708 ejemplares teóricos en 50 g; la cifra más baja aparece en la muestra 85 con 43 caparazones en 50 g.

La proporción media de carbonatos para toda la unidad es del 45% donde se observa un ligero incremento hacia el techo. El contenido en materia orgánica es de 0,47%.

UNIDAD VII. Entre -16 m y -11, 2 m (muestras 75-52) existe un material en el que pueden distinguirse dos subunidades en función de las características sedimentológicas y micropaleontológicas, que de base a techo son:

Subunidad VIIa: Con un espesor de 2 m de potencia el sedimento encontrado entre las muestras 75 y 67 es de textura arcillolimosa y color gris azulado (7,5YRN/7), con intercalaciones de coloraciones ocre que son más abundantes hacia el techo. En las muestras que coronan esta unidad la escasa fracción arenosa está constituida por precipitados carbonáticos.

El contenido fósil se concentra sobre todo en las fracciones superiores a 0,125 mm, cuyos máximos representantes son foraminíferos bentónicos y ostrácodos de aguas salobres como *Cyprideis torosa*. De los 2.939 foraminíferos extraídos en esta unidad destaca la asociación *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica* y *Elphidium excavatum* como fauna autóctona y démica con un 39%, 11% y 1,2% de representación media, respectivamente. Las proporciones de la primera especie son preponderantes hasta la muestra 71, a partir de la cual disminuye de forma

significativa, mientras que la segunda y la tercera aumentan hacia el techo y son dominantes en las muestras en que *Ammonia beccarii tepida* pierde importancia (fig. 8.9). Los caparazones de estas especies y de los ostrácodos muestran un buen estado de conservación, sin señales de transporte o erosión. No ocurre lo mismo con el resto de foraminíferos observados en la unidad, como *Ammonia beccarii beccarii* con un 31% de porcentaje medio para toda la subunidad, *Lobatula lobatula* con un 5,7%, *Nonion commune* con un 2,6%, *Rosalina globularis* con un 2,4%, etc, cuyas conchas están diagenizadas y presentan indicios de erosión y ausencia de cámaras. Además, sus tamaños similares hacen referencia a la acción procesos de selección ligados a algún agente de transporte o a la conjunción de varios. Las frecuencias de los mismos son claramente descendentes de muro a techo. Teniendo en cuenta las especies de foraminíferos consideradas autóctonas, la proporción de individuos alóctonos es del 50%, no obstante, no se desestima que el porcentaje de especies autóctonas sea mayor debido a la frecuencia de especies como *Bolivina pseudoplicata* y *Bolivina punctata*, que presentan un número de ejemplares significativo.

La totalidad de los índices de diversidad y la equitabilidad son inferiores a la unidad anterior y el número de individuos teóricos en 50 g aumenta hacia el techo, hasta la muestra 69 donde se produce el máximo con un total de 28.815. Las muestras con número de individuos y diversidades más bajas se produce en la 73 y la 75, donde las proporciones de los individuos alóctonos disminuyen de forma significativa. Los valores del alfa de Fisher, diversidad de Shannon-Wiener, riqueza de Margalef y equitabilidad son 2,58, 1,81, 1,96 y 0,5, respectivamente.

Casi el 100% de los individuos estudiados pertenecen al suborden Rotaliina, aunque también se registran algunos ejemplares de caparazónaporcelanado y del suborden Spirillinina, con la especie *Spirillina vivipara*.

La proporción media de carbonatos para toda la subunidad es de 57% y el contenido en materia orgánica es de 0,43%.

Subunidad VIIb. Entre las muestras 65 y 52, con 2,8 m de potencia, aparece un sedimento de color blanco (10YR8/2) de textura arcillolimoso con una proporción de arenas entre las muestras 65 y 59 próxima al 50%; éstas disminuyen de forma

drástica entre las muestras 64-62. La fracción arena está constituida en su mayor parte por concreciones porosas de carbonatos, que en algunas muestras llegan a alcanzar el tamaño canto y grava; en el techo son frecuentes los rizotúbulos. Entre las muestras 57 y 52 el tamaño de grano disminuye de forma considerable y son abundantes las concreciones ferruginosas.

Desde el punto de vista micropaleontológico los fósiles considerados autóctonos están representados por fragmentos de ostrácodos de la especie *Cyprideis torosa* y foraminíferos bentónicos, con las especies *Ammonia beccarii tepida* y *Haynesina germanica*, con un valor medio del 17,3% y 8,5%. Los caparazones están algo erosionados y se concentran en los diámetros superiores a 0,125 mm. Otras especies son frecuentes en esta subunidad como es el caso de *Ammonia beccarii beccarii* y *Lobatula lobatula* que llegan a significar el 46% y el 8,2% respectivamente del total de individuos, las cuales tienen conchas erosionadas y rotas.

Los índices de diversidad, riqueza y equitabilidad presentan valores variables y son altos en la muestra 59b, donde se han encontrado 20 especies repartidas en un número de foraminíferos teóricos en 50 g de 6.583. En el resto de la unidad todos los valores son más bajos. Casi el 100% de los individuos pertenecen al suborden Rotaliina y los caparazones aporcelanados están presentes en las muestras 52 y 54 con miliólidos indeterminados del género *Quinqueloculina*, en el cual no se han podido identificar especies debido a la ausencia de gran parte de los caracteres necesarios para su clasificación taxonómica.

La proporción media de carbonatos para toda la subunidad es del 75% en la que se aprecia un descenso significativo en el techo, donde se obtiene un valor medio del 39%. El contenido en materia orgánica es del 0,46%.

UNIDAD VIII. Se extiende entre las muestras 50d y 44, entre -11,2 y -9 m. Se trata de un material rojizo (7.5YR8/4) con intercalaciones de coloraciones grisáceas y textura arcillolimosas. La escasa fracción arenosa muestra la presencia de granos de naturaleza calcárea y concreciones ferruginosas. A partir de la muestra 46a el sedimento es de color blanco (10YR8/2), debido a la abundancia de carbonatos que persisten hasta el techo de la unidad.

Desde el punto de vista micropaleontológico, aparece fauna alóctona que está representada por fragmentos de equinodermos, bivalvos, foraminíferos bentónicos y plantónicos, etc., que presentan un alto grado de diagenización y que gran parte de las veces son moldes internos. Las especies reconocidas son *Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium excavatum*, *Asterigerinata mamilla*, *Lobatula lobatula*, *Bolivina* sp. y *Brizalina* sp., etc. Los foraminíferos planctónicos identificados pertenecen a los géneros *Globigerina* y *Globorrotalia*. Lo más característico de esta subunidad es la aparición de restos de valvas del ostrácodo *Ilyocypris gibba* y otras especies del género *Candona*; estas valvas constituyen la única fauna autóctona de este nivel, aunque debido a su estado fragmentario es posible que también sean el resultado de procesos de resedimentación desde un área fuente cercana.

La proporción media de carbonatos de esta unidad es del 46% y el contenido en materia orgánica es del 0,8%, en el cual se observa un aumento del porcentaje hacia el techo de la unidad.

UNIDAD IX. Entre -9 y -8 m (muestras 43b-39b) aparece un sedimento de color gris azulado (7,5YRN/7), en el que dominan las texturas arcillolimosas, con proporciones de limos más abundantes hacia el techo de la unidad. Son frecuentes las intercalaciones de tenues coloraciones ocreas e incluso la presencia de nódulos ferruginosos en todo el sedimento.

Desde el punto de vista micropaleontológico se han encontrado foraminíferos y ostrácodos (*Candona* sp. y *Cyprideis torosa*); éstos últimos llegan a formar verdaderas ostracoditas en las muestras 40a y 39b. Los foraminíferos bentónicos encontrados (10.098 ejemplares) están formados por la asociación *Elphidium excavatum*, *Ammonia beccarii tepida* y *Haynesina germanica*, con valores medios de 70,5%, 26% y 2,1%, respectivamente. Junto a éstas aparecen otras especies diagenizadas y rodadas como *Bolivina miocenica* (Gianotti), *Hanzawaia boueana*, *Cassidulina laevigata*, *Textularia* sp., *Lagena* sp., *Heterolepa* sp., *Gyroidina* sp., etc., que proceden de la reelaboración de niveles marinos más antiguos.

Entre las especies consideradas autóctonas y démicas se establecen claras dominancias de unas sobre otras a lo largo de la unidad (fig. 8.10). Así, *Elphidium excavatum* es la más abundante hasta la muestra 41a, momento a partir del cual comienza a disminuir en frecuencia a medida que *Ammonia beccarii tepida* empieza a ser más importante, hasta que pasa a ser la dominante en las muestras del techo; estas especies están acompañada por *Haynesina germanica* cuyas proporciones también son mayores en las muestras localizadas en cotas más altas. Estos individuos están poco calcificados, muy bien conservados y presentan diámetros superiores a 0,063 mm. Esta unidad tiene los valores de diversidad, riqueza y equitabilidad más bajos de todo el sondeo, aunque muestran un ligero incremento hacia el techo de la unidad. El 100% de los individuos estudiados pertenecen al suborden Rotaliina.

La proporción media de carbonatos en el total de la unidad es del 45% y el contenido en materia orgánica es del 0,96%, el más alto de todo el sondeo.

UNIDAD X. Se extiende entre -8 m y -5 m (muestras 39a y 26b). Se trata de un sedimento limoarcilloso con ciertas proporciones de arena (19%), aunque se alcanzan porcentajes entre el 30% y 40% en las muestras 34-30. Esta fracción está constituida por granos calcáreos y silíceos y concreciones ferruginosas. Se han encontrado fragmentos de calcarenita de tamaño canto y grava, sobre todo en el techo. Entre las muestras 35 y 30 se registra una gran abundancia de concreciones carbonatadas, que justifican la mayor parte de las proporciones de arena que se observan en estos materiales.

Desde el punto de vista micropaleontológico, las entidades registradas son foraminíferos bentónicos, ostrácodos como *Candona* sp., *Cyprideis torosa* y otros de hábitat de salinidad normal marina. Hacia el techo son frecuentes los fragmentos de briozoos y moluscos, bivalvos y gasterópodos, etc. Los 29.795 foraminíferos extraídos en esta unidad se caracterizan por presentar una mezcla de asociaciones de especies eurihalinas y estenohalinas y un estado de conservación semejante. En este sentido, *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica* y *Elphidium excavatum* son dominantes en la base, entre las muestras 39a y 37, punto a partir del cual es más frecuente la presencia de especies estenohalinas como *Rosalina globularis*, *Elphidium complanatum*, *Elphidium macellum*, pertenecientes al suborden Rotaliina, y otras del

suborden Miliolina como *Triloculina rotunda*, *Triloculina trigonula*, *Triloculina oblonga*, etc. Desde la muestra 32b hasta el techo se aprecia de nuevo una asociación de especies eurihalinas formada por *Ammonia beccarii tepida* y *Haynesina germanica*, a las que se suma en ocasiones *Aubignyna perlucida*. No obstante, lo característico de esta unidad es la mezcla de especies de ambientes salobres y salinos, independientemente de las relaciones de dominancia que se establezcan entre ellas. Los caparazones menos calcificados presentan diámetros entre $>0,125$ mm y $>0,063$ y los más calcificados siempre son superiores a $0,125$ mm; estos últimos muestran señales de transporte que suponen la rotura de cámaras, sobre todo de las últimas. Gran parte de estos caparazones están rellenos y cubiertos por carbonatos porosos precipitados, especialmente en los niveles más carbonatados.

El número de individuos por 50 g de sedimento es muy superior al de la unidad anterior y es el segundo mayor en todo el sondeo. Los valores del alfa de Fisher, índice de Shannon-Wiener, riqueza de Margalef y equitabilidad son 3,17, 2,20, 2,38 y 0,53, respectivamente. Todos son muy superiores respecto a la unidad anterior.

El suborden Rotaliina es el más frecuente en toda la unidad aunque a partir de la muestra 38 los caparazones aporcelanados comienzan a ser importantes, con un máximo de representación en las muestras 29 y 28b.

La proporción media de carbonatos es de 59% aunque se registran porcentajes del 81% entre las muestras 36 y 32. El contenido en materia orgánica es de 0,55%.

UNIDAD XI. Se extiende entre las muestras 22 y 16, con 1,7 m de potencia. Se trata de un nivel consolidado, en contacto erosivo con la unidad anterior, constituido por un material calcarenítico de matriz micrítica muy seleccionada, que contiene abundantes restos biogénicos y una proporción de cuarzo inferior al 20% (fig. 8.11a y b). Desde el punto de vista micropaleontológico, se caracteriza en la base por presentar gran cantidad de algas encostrantes (Melobesias) y fragmentos de placas de equinodermos, moluscos gasterópodos y bivalvos, briozoos (que alcanzan hasta $0,963$ mm de diámetro), foraminíferos bentónicos de los subórdenes Rotaliina y Textulariina, etc. Destaca el aumento en el número de especies del suborden

Miliolina frente al de Rotaliina y Textulariina de la muestra 21 y la máxima proporción de algas Melobesias en la muestra 20. A partir de la muestra 19 (a -4,40 m) se observa un cambio sedimentario y micropaleontológico, ya que la calcarenita es mucho más detrítica, aumenta el contenido en cuarzo y disminuyen de forma significativa las algas calcáreas y en general el contenido fósil. En esta unidad se aprecian oolitos, aunque son escasos.

El porcentaje medio de carbonato es de más del 80% y el contenido en materia orgánica es prácticamente nulo.

UNIDAD XII. Constituye el techo del sondeo y ocupa los últimos 3,3 m del testigo, entre las muestras 15 y 1. Este material está constituido por arenas, en un porcentaje medio del 54%, aunque su participación es más significativa en el techo y en la base del esta unidad. En las muestras 5 y 6 (a -1 m) dominan las texturas arcillolimosas que presentan un color grisáceo. La fracción arenosa está formada por granos calcáreos y silíceos además de otros clastos como oolitos que, aunque están presentes en casi todas las muestras sólo son dominantes (80%) en la muestra 4 (a -0,9 m). Hacia techo aparecen cantos calcáreos aplanados. La fracción arenosa está formada predominantemente por cuarzo redondeado.

El contenido fósil está constituido por restos de ostrácodos marinos, fragmentos de moluscos gasterópodos y bivalvos, como *Cerastoderma* sp., foraminíferos y placas y radiolas de equinodermos. Están diagenizados, presentan un mal estado de conservación y es frecuente la presencia de una superficie de carbonatos precipitados que los recubre. Los foraminíferos están representados por especies estenohalinas como *Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium macellum*, *Lobatula lobatula*, *Rosalina globularis* y *Asterigerinata mamilla*, con un 20%, 17,8%, 10%, 6,4% y 4,8 de valor medio en la unidad, respectivamente. Estas especies disminuyen en frecuencia hacia el techo, al igual que el número de individuos en 50 g y los índices de diversidad, riqueza y equitabilidad, aunque lo más destacable es la variabilidad de los mismos.

La proporción de carbonatos de toda la unidad es del 69% y el contenido de materia orgánica es del 0,3%; éste último presenta valores más altos a -1 m.

8.2.1.2.- Interpretación paleoambiental

A partir de los resultados obtenidos en el estudio micropaleontológico y sedimentológico del sondeo Pinet pueden extraerse las siguientes interpretaciones paleoambientales:

Los niveles inferiores parecen corresponder a un episodio con importantes variaciones energéticas (unidad I). Comienza con un depósito de profundidad somera, con fragmentos de calcarenita que hacen referencia a una parcial consolidación del material, que se mezcla en la base con un episodio de alta energía que deposita cantos calcáreos y silíceos. La abundancia de foraminíferos epifitos de ambientes litorales y la presencia de fragmentos de briozoos, sobre todo en el techo, indican la resedimentación de los individuos desde un área fuente cercana donde son frecuentes los sustratos duros. El transporte de los caparzones se traduce en la rotura de las cámaras exteriores y en el pulimento superficial. Los índices más altos de diversidad, riqueza y equitabilidad y la mayor abundancia de foraminíferos, así como la menor actuación de procesos tafonómicos biostratinómicos y fosildiagenéticos destructivos, permiten pensar en un aumento de la profundidad de la lámina de agua o de condiciones hidrodinámicas más tranquilas entre -30 y -27 m. En general, se cumple que cuanto mayor es el número de especies más próximas son éstas a ser iguales en abundancia. La progresiva somerización del medio, que se registra a partir de los -27 m, viene reflejada por la escasa conservación de los caparzones, el descenso generalizado de los índices de diversidad, equitabilidad y del número de foraminíferos fósiles en 50 g, el aumento progresivo de los carbonatos y las concreciones ferruginosas existentes en todo el sedimento. Debido a la semejanza desde el punto de vista sedimentario y micropaleontológico con el Plioceno que aflora en la Serra del Molar, esta unidad ha sido adscrita a esta época geológica.

A -23 m (unidad II) y después de un largo período erosivo se encuentran los primeros depósitos asimilados al Cuaternario que se conservan en este sondeo. Se aprecia un episodio litoral de alta energía a partir del cual se acumulan cantos y gravas que probablemente responden al subambiente de *foreshore*. Un pequeño alejamiento de la línea de costa se aprecia en la unidad III, que se manifiesta a partir

de depósitos de *backbarrier flat* muy influenciados en la base por el subambiente de la playa emergida inmediata o *backshore* y por la laguna adyacente hacia el techo. Por tanto, la secuencia granodecreciente es el resultado de una disminución de la energía como consecuencia del alejamiento de la línea de costa en este punto de l'Albufera d'Elx.

En el ambiente parcialmente restringido que se deduce en el techo de la unidad anterior se produce un fenómeno de *washover fans*, que constituye la unidad IV, y que invade la laguna costera. Este ambiente se caracteriza en el inicio por la presencia de aguas tranquilas y salobres, colonizado por fauna de foraminíferos autóctonos y démicos, en el cual penetran desde el medio marino cercano, a partir de una barrera rota o con un proceso de formación incompleto, sedimentos cargados de foraminíferos litorales y estenohalinos que la mayor parte de las veces presentan rotura y ausencia de cámaras exteriores. La acción de este fenómeno produce en este ambiente los anormales altos valores de diversidad y riqueza y la falta de dominancia de alguna especie que caracterizan los medios restringidos. La ausencia de individuos aporcelanados puede explicarse por la mayor susceptibilidad que tienen estos caparzones a la meteorización química (Lee & Roger, 1999) o por la ausencia de praderas de fanerógamas marinas en las proximidades (Colom, 1974). Con posterioridad, estos medios lagunares se desecan y son sustituidos por ambientes palustres que sufren encharcamientos estacionales de agua dulce (unidad V). La presencia del ostrácodos como *Ilyocypris gibba* indica la menor salobridad del agua y, por tanto, la continuación del alejamiento de la línea de costa. Los foraminíferos encontrados son reelaborados de los niveles anteriores y son el producto de la actuación de factores tafonómicos bioestratinómicos y fosildiagnéticos que afectan al número de especies, al número de individuos y al estado de conservación de los caparzones. Estos encharcamientos disminuyen hacia el techo de la unidad con la instalación de procesos de hidromorfía en un ambiente aluvial. En la unidad VI, se registra una nueva aproximación de la línea de costa en facies de *backbarrier flat* como indican la presencia de foraminíferos de hábitat marino, en mal estado de conservación y pulimento superficial, que se mezclan con escasos fragmentos de ostrácodos procedentes de un medio lagunar cercano. Más tarde esta pequeña pulsación desaparece en la unidad VII, y se instala de nuevo en este punto un ambiente lagunar somero de poca oxigenación que es colonizado por una comunidad

de foraminíferos y de ostrácodos que indican aguas restringidas, salobres y de baja energía (subunidad VIIa); no obstante, con cierta influencia marina debido a la presencia de especies estenohalinas. Es posible que en este punto la barrera que cerraría esta antigua laguna estaría abierta, ya que un episodio violento que lograra romperla para introducir estos caparzones dejaría en el interior de la laguna texturas arenosas que aquí no se registran. La relación entre *Ammonia beccarii tepida* y *Haynesina germanica*, donde la disminución de la primera especie supone el aumento proporcional de la segunda, tiene difícil explicación ya que se trata de dos especies oportunistas que no han sido cultivadas en conjunto; no obstante, *Haynesina germanica* es la más resistente a los cambios ambientales. Este tipo de comportamientos ha sido registrado entre las mismas especies en algunos niveles lagunares holocenos de la bahía de Xàbia (García Forner *et al.*, 1993). Hacia techo se observan procesos de desecación que facilitan la precipitación masiva de carbonato a partir de un medio saturado que constituyen la subunidad VIIb. Estas facies lagunares son sustituidas, más tarde, por un ambiente aluvial con condiciones hidromórficas (unidad VIII), que suponen una disminución de la lámina de agua, el retrabajamiento de los foraminíferos que caracterizan el nivel anterior y la resedimentación de los ostrácodos de agua dulce que colonizarían un ambiente palustre cercano. La aparición de una precipitación masiva de carbonatos coronando esta unidad supone la desaparición de estos ambientes.

Un ambiente lacustre poco profundo se instala en la unidad IX y se caracteriza por la presencia de comunidades de foraminíferos bentónicos y de ostrácodos salobres que llegan a alcanzar la categoría de ostracodita, cuyas valvas superpuestas informan de un medio tranquilo con régimen laminar. La relación de incompatibilidad entre las especies *Elphidium excavatum* y *Ammonia beccarii tepida* que supone el dominio de la segunda cuando la primera tiene un hábitat menos favorable ha sido también constatada en algunos niveles holocenos de las marjales de Pego y Xàbia (García Forner *et al.*, 1993). La asociación de foraminíferos hace referencia a un aumento de la salinidad hacia el techo de la unidad, que se confirma posteriormente con una clara influencia marina, pero dentro de un régimen calmado (unidad X). No obstante, en este último ambiente se observa una comunicación con el medio marino de carácter oscilante, con una máxima incidencia en la base y en el

techo y un nivel intermedio donde es frecuente la precipitación de carbonato y donde las especies eurihalinas son dominantes.

El acercamiento de la línea de costa se confirma en un nuevo episodio infralitoral (unidad XI), tras un período erosivo que seccionó los submedios litorales intermedios. Destaca la importancia de las algas melobesias encostrantes y la erosión en el techo de la calcarenita. Por último, la unidad XII se interpreta como un ambiente supralitoral, quizás en facies dunares, aunque no se ha observado estratificación cruzada; no obstante, la presencia de sedimentos arcillolimosos grisáceos intercalados hacen pensar en una depresión interdunar. En este nivel se detecta una intensa actuación de factores tafonómicos, de modo que probablemente cada muestra es el producto del proceso tafonómico destructivo de la muestra anterior. Los oolitos frecuentes en esta unidad, y sobre todo en el techo, podrían indicar al menos la proximidad geográfica del Tirreniense II, considerados como indicador petrológico de dicha transgresión marina en el Mediterráneo (Goy *et al.*, 1993).

En definitiva, la secuencia sedimentaria del sondeo Pinet consiste en una sucesión vertical de diversos paleoambientes que parecen responder a oscilaciones de la línea de costa. Se aprecian tres momentos durante el Cuaternario en los que ésta se ha situado más cerca del continente desde su posición actual, dos de los cuales se plasman en facies de *backbarrier flat*, uno de ellos ligado a un depósito previo de *foreshore*, y otro a un ambiente de *shoreface*, coronado por sedimentos de *backshore*. Dos de estas tres fases supondrían que el mar se localizaría a más de 750 m hacia el interior desde su localización actual. Durante estos episodios se observan asociaciones de foraminíferos estenohalinos, cuyos valores de diversidad, riqueza y equitabilidad varían sustancialmente en función de la actuación de procesos tafonómicos, bioestratinómicos y fosildiagenéticos. De forma intercalada se registran alejamientos de la línea de costa que se traducen en una sedimentación continental, bien en el contexto aluvial de suelos hidromorfos, que en ocasiones presentan ambientes palustres asociados, o bien en medios lagunares. En el primer caso, es frecuente el ostrácodo de agua dulce *Ilyocypris gibba* y los foraminíferos reelaborados y, en el segundo, se observan foraminíferos démicos eurihalinos que conviven con el ostrácodo de aguas salobres *Cyprideis torosa*.

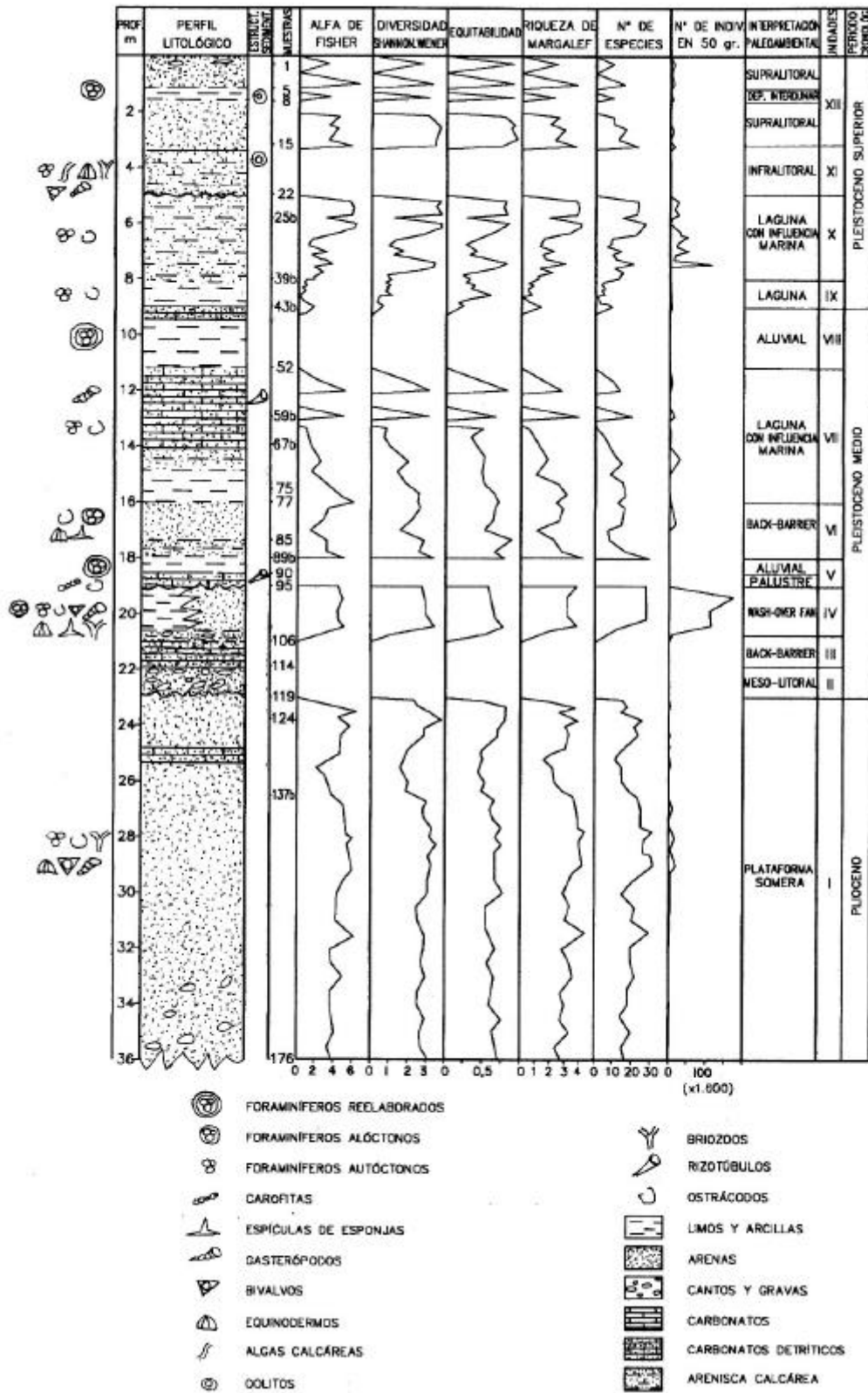
Respecto a la edad de estos sedimentos, la localización del sondeo indica que la playa que corona la serie podría corresponderse, según la bibliografía existente, con el estadio isotópico 5e o 5c, ya que en este punto ambas paleobarreras parecen estar adosadas. La coloración y la semejanza de facies de este material respecto a un nivel de playa que afloran a pocos metros del sondeo (ver capítulo 8.6.2.2) y la ausencia de oolitos, marcadores en esta zona del estadio isotópico 5e, permiten atribuirlo tentativamente al estadio isotópico 5c. La continuidad y el paso gradual que muestran los sedimentos inferiores, en facies de albufera y albufera con influencia marina, parecen indicar que estos dos depósitos podrían corresponderse con el mismo episodio isotópico y, por tanto, pertenecientes al Pleistoceno superior. Es probable que la playa correspondiente al Tirreniense II se encuentre a algunos metros hacia el interior de la posición de este sondeo, en caso de haberse conservado en este punto. Los resultados de una datación sobre concreciones carbonáticas en la muestra 67 de la unidad VII dio una edad de 198.800 BP. A pesar de lo discutidas que son las dataciones numéricas, esta fecha podría considerarse válida ya que se trata de un sistema geoquímico no tan abierto, según el informe del Laboratorio del Centre d'Études et de Recherches Appliquées au Karst, de la Faculté Polytechnique de Mons (Bélgica); en este sentido, los sedimentos que se extienden entre -23 m y -9 m podrían atribuirse al Pleistoceno medio. La edad de 13.500 BP que ha sido estimada por el método ^{14}C , por medio de AMS, sobre el sedimento orgánico de la depresión interdunar es, en este sentido, muy discutida y poco fiable, entre otras razones porque las dataciones numéricas realizadas sobre sedimento orgánico no han dado buenos resultados en el estudio de esta cuenca. Este material ha sido enviado a datar por radiocarbono pensando que podría corresponderse con depósitos lagunares asociados a la transgresión flandriense pero los resultados de la interpretación paleoambiental y los posteriores trabajos de campo parecen indicar que se trata de un depósito interdunar relacionado con una pulsación positiva del nivel del mar mucho más antigua.

La aparición del Plioceno a -23 m puede explicarse en este sondeo en función del marco geológico del área de estudio que, según Alfaro (1995), se incluye en una estructura plegada, en la cual los núcleos de los anticlinales afloran al N y al S de la zona estudiada, respectivamente en el Cap de Santa Pola y en la Serra del Molar. Por tanto, la base de este sondeo correspondería al flanco N del anticlinal que constituye

esta última sierra. Estos sedimentos forman parte de la Formación Areniscas de Rojales definida por Montenat (1977), adscrita a la base del Plioceno superior por Montenat *et al.* (1990), al techo del Plioceno superior por Goy *et al.* (1990), al Pleistoceno inferior por Bardají *et al.* (1995). Recientemente, el hallazgo de un yacimiento de micromamíferos en las cercanías de Rojales ha permitido proponer a Soria *et al.* (1996), una edad Plioceno inferior para estos materiales. En los sedimentos estudiados en este sondeo no se han encontrado organismos planctónicos determinativos que permitan participar de esta discusión cronológica.

8.2.1.3.- Figuras

8.1.- Columna estratigráfica deñl sondeo Pinet



8.2.- Contenido en foraminíferos fósiles encontrados en el sondeo Pinet

ESPECIES	2	4	7	11	12	13	14	15	23	24b	25b	26b	27b	28b	29	30b	31b
SUBORDEN LAGENINA																	
<i>Amphicoryna scalaris</i>																	
<i>Fissurina laevigata</i>																	
<i>Fissurina</i> sp.																	
<i>Globulina gibba</i>																	
<i>Lagena</i> sp.																	
<i>Lenticulina</i> sp.	1				1												
<i>Oolina</i> sp.														1			
Polimorfinido sp.																	
SUBORDEN MILIOLINA																	
<i>Adelosina laevigata</i>	1	1															
<i>Adelosina</i> cf. <i>colomi</i>																	
<i>Adelosina</i> sp.														2			
<i>Affinetrina planciana</i>															2		
<i>Massilina</i> cf. <i>secans</i>															1		
<i>Massilina</i> sp.																	
<i>Miliolinella circularis</i>																	
<i>Miliolinella eburnea</i>														1	49	6	33
<i>Miliolinella</i> cf. <i>eburnea</i>														7			
<i>Miliolinella</i> sp.	8																
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>		1													1		
<i>Quinqueloculina aspera</i>																	
<i>Quinqueloculina bicornis</i>	5	2															
<i>Quinqueloculina seminula</i>																	
<i>Quinqueloculina</i> sp.	14	2	8	4	9	37	13	30	27	3	2		12	68	151	1	
<i>Triloculina oblonga</i>		1							3					58	30		
<i>Triloculina rotunda</i>									4	2					47		
<i>Triloculina trigonula</i>															2		
Miliólido indet																	
SUBORDEN ROTALIINA																	
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>	23	15	11	9	13	52	31	50	9	7	5				4		
<i>Ammonia beccarii tepida</i>								8	121	111	144	460	67	57	362	286	1363
<i>Angulogerina angulosa</i>										1			1				
<i>Asterigerinata mamilla</i>	5	5	3	2	4	15	2	14	7	13	16	5	18	9	5		1
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>							1										
<i>Aubignyna perlucida</i>		13							1	3	17	1	102	11			
<i>Aubignyna</i> cf. <i>perlucida</i>																	
<i>Biasterigerina planorbis</i>																	
<i>Bolivina pseudoplicata</i>						1		3	14	3	8	2	28	7	2	4	
<i>Bolivina punctata</i>								4	13	13	17	10	25	24	52	2	12
<i>Bolivina</i> sp.						1			2	1							
<i>Brizalina arta</i>																	
<i>Brizalina catanensis</i>																	
<i>Brizalina dilatata</i>							1	3				7	4		1	2	
<i>Brizalina spathulata</i>																	
<i>Brizalina striatula</i>									1	2			8	13	24	1	
<i>Brizalina</i> sp.			1			1	1			1	1		1	1	1		
<i>Buccella granulata</i>	2		1						2	2	2		2	1			
<i>Buccella</i> sp.																	
<i>Bulimina aculeata</i>					1					1							
<i>Bulimina elongata</i>								1				2					
<i>Bulimina marginata</i>																	
<i>Bulimina</i> sp.					1	3			1		1		1		1		
<i>Buliminella elegantissima</i>											3		7	10	16		
<i>Cancris auricula</i>																	
<i>Cassidulina laevigata</i>											2	1	2		1		
<i>Cassidulina</i> cf. <i>laevigata</i>								1						2			
<i>Cassidulina</i> sp.																	
<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i>																	
<i>Cibicidoides</i> sp.																	
<i>Coryphostoma</i> sp.															1		
<i>Elphidium aculeatum</i>						1		2	1	4	1		3	1			
<i>Elphidium advenum</i>	7	2		3	1	12	2	11	8	3	4			2			
<i>Elphidium</i> cf. <i>advenum</i>																	

ESPECIES	32b	33b	34b	35b	36a	36b	37	38a	38b	39a	(39b)	(40a)	(40b)	(40c)	(41a)	(41b)	(41c)	(42a)
SUBORDEN LAGENINA																		
<i>Amphicoryna scalaris</i>																		
<i>Fissurina laevigata</i>																		
<i>Fissurina</i> sp.																		
<i>Globulina gibba</i>																		
<i>Lagena</i> sp.																		
<i>Lenticulina</i> sp.																		
<i>Oolina</i> sp.																		
Polimorfínido sp.																		
SUBORDEN MILIOLINA																		
<i>Adelosina laevigata</i>																		
<i>Adelosina</i> cf. <i>colomi</i>																		
<i>Adelosina</i> sp.																		
<i>Affinetrina planciana</i>																		
<i>Massilina</i> cf. <i>secans</i>																		
<i>Massilina</i> sp.																		
<i>Miliolinella circularis</i>			41															
<i>Miliolinella eburnea</i>	29	63	47	58	25	14												
<i>Miliolinella</i> cf. <i>eburnea</i>		23																
<i>Miliolinella</i> sp.																		
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>																		
<i>Quinqueloculina aspera</i>																		
<i>Quinqueloculina bicornis</i>						2												
<i>Quinqueloculina seminula</i>																		
<i>Quinqueloculina</i> sp.			4	21	107	116		21	4	5								
<i>Triloculina oblonga</i>			1		26	117												
<i>Triloculina rotunda</i>					23	34		4	10									
<i>Triloculina trigonula</i>									10									
Miliólido indet							3		1	1								
SUBORDEN ROTALINA																		
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>																		
<i>Ammonia beccarii tepida</i>	558	469	903	438	178	452	2110	632	2274	1240	1894	1504	196	247	179	32	40	20
<i>Angulogerina angulosa</i>																		
<i>Asterigerinata mamilla</i>	1	8	2	2		2	3		3	1								
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>																		
<i>Aubignyna perlucida</i>								1										1
<i>Aubignyna</i> cf. <i>perlucida</i>																		
<i>Biasterigerina planorbis</i>																		
<i>Bolivina pseudoplicata</i>		3	2		20	46	50	1		6								
<i>Bolivina punctata</i>		8	9	89	86	54	228	23	2	9								
<i>Bolivina</i> sp.								1	2		2							
<i>Brizalina arta</i>																		
<i>Brizalina catanensis</i>		5																
<i>Brizalina dilatata</i>																		
<i>Brizalina spathulata</i>																		
<i>Brizalina striatula</i>		2		24	58	42	33	1										
<i>Brizalina</i> sp.													1					
<i>Buccella granulata</i>																		
<i>Buccella</i> sp.																		
<i>Bulimina aculeata</i>																		
<i>Bulimina elongata</i>																		
<i>Bulimina marginata</i>								1		1								
<i>Bulimina</i> sp.																		
<i>Buliminella elegantissima</i>	1	1			8	6	8	3										
<i>Cancris auricula</i>																		
<i>Cassidulina laevigata</i>																		
<i>Cassidulina</i> cf. <i>laevigata</i>																		
<i>Cassidulina</i> sp.																		
<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i>																		
<i>Cibicidoides</i> sp.																		
<i>Coryphostoma</i> sp.																		
<i>Elphidium aculeatum</i>																		
<i>Elphidium advenum</i>	2				2	17		7			1							
<i>Elphidium</i> cf. <i>advenum</i>																		

ESPECIES	(42b)	(43b)	52	54	59b	63	65	67b	69	71	73b	75	77b	79	81	83	85	87b	
SUBORDEN LAGENINA																			
<i>Amphicoryna scalaris</i>																			
<i>Fissurina laevigata</i>																			
<i>Fissurina</i> sp.																			
<i>Globulina gibba</i>																			
<i>Lagena</i> sp.																			
<i>Lenticulina</i> sp.					1														
<i>Oolina</i> sp.																			
Polimorfínido sp.														1					
SUBORDEN MILIOLINA																			
<i>Adelosina laevigata</i>																			
<i>Adelosina</i> cf. <i>colomi</i>																			
<i>Adelosina</i> sp.																			
<i>Affinetrina planciana</i>																			
<i>Massilina</i> cf. <i>secans</i>																			
<i>Massilina</i> sp.																			
<i>Miliolinella circularis</i>																			
<i>Miliolinella eburnea</i>																			
<i>Miliolinella</i> cf. <i>eburnea</i>																			
<i>Miliolinella</i> sp.																			
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>																			
<i>Quinqueloculina aspera</i>																			
<i>Quinqueloculina bicornis</i>																			
<i>Quinqueloculina seminula</i>																			
<i>Quinqueloculina</i> sp.			11		1		1					2			1				
<i>Triloculina oblonga</i>																			
<i>Triloculina rotunda</i>																			
<i>Triloculina trigonula</i>																			
Miliólido indet			4	2					4	3	1	1							
SUBORDEN ROTALINA																			
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>			195	16	65	8	335	315	589	131	41	9	72	162	255	162	12	159	
<i>Ammonia beccarii tepida</i>	22	13	42	5	9	11	51	48	100	413	281	132							
<i>Angulogerina angulosa</i>					6							2	1						
<i>Asterigerinata mamilla</i>		1	4	1					1			3	7	6	14	1	3	10	
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>													1						
<i>Aubignyna perlucida</i>				3															
<i>Aubignyna</i> cf. <i>perlucida</i>								6											
<i>Biasterigerina planorbis</i>					1														
<i>Bolivina pseudoplicata</i>				1	6			1	13			1	3	12					
<i>Bolivina punctata</i>				2				8	22					6	1				
<i>Bolivina</i> sp.	1	1	1					3	3	2									
<i>Brizalina arta</i>																			
<i>Brizalina catanensis</i>					12						2								
<i>Brizalina dilatata</i>																			
<i>Brizalina spathulata</i>				1	3								2						
<i>Brizalina striatula</i>										4			3						
<i>Brizalina</i> sp.									2	2				4					
<i>Buccella granulata</i>			1					1			2	8	3	7			3	4	
<i>Buccella</i> sp.																			
<i>Bulimina aculeata</i>					1														
<i>Bulimina elongata</i>	3	4										1							
<i>Bulimina marginata</i>																			
<i>Bulimina</i> sp.				1	1						1	1	1	1	2				1
<i>Buliminella elegantissima</i>											2								
<i>Cancris auricula</i>					2														2
<i>Cassidulina laevigata</i>	4				11				2				4						
<i>Cassidulina</i> cf. <i>laevigata</i>																			
<i>Cassidulina</i> sp.																			
<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i>																1			
<i>Cibicidoides</i> sp.														1					
<i>Coryphostoma</i> sp.																			
<i>Elphidium aculeatum</i>										1									1
<i>Elphidium advenum</i>					4						1				9		1	16	
<i>Elphidium</i> cf. <i>advenum</i>															2				

Resultados y discusión

ESPECIES	89a	90a	91	92b	95	97	99	100b	102	104	106	120b	122	124	126	128a	129	131a	
SUBORDEN LAGENINA																			
<i>Amphicoryna scalaris</i>													1						
<i>Fissurina laevigata</i>	2					3	2	1	2										1
<i>Fissurina</i> sp.																			
<i>Globulina gibba</i>	2																		
<i>Lagena</i> sp.								1											
<i>Lenticulina</i> sp.											1								
<i>Oolina</i> sp.																		1	
Polimorfínido sp.							1								1	2			
SUBORDEN MILIOLINA																			
<i>Adelosina laevigata</i>																			
<i>Adelosina</i> cf. <i>colomi</i>															1				
<i>Adelosina</i> sp.																	1		
<i>Affinetrina planciana</i>																			1
<i>Massilina</i> cf. <i>secans</i>																			
<i>Massilina</i> sp.																			
<i>Miliolinella circularis</i>																			
<i>Miliolinella eburnea</i>																			
<i>Miliolinella</i> cf. <i>eburnea</i>																			
<i>Miliolinella</i> sp.																			1
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>																			
<i>Quinqueloculina aspera</i>															1			1	
<i>Quinqueloculina bicornis</i>																			
<i>Quinqueloculina seminula</i>															3				
<i>Quinqueloculina</i> sp.															6	7	7	12	
<i>Triloculina oblonga</i>																			
<i>Triloculina rotunda</i>																			
<i>Triloculina trigonula</i>																			1
Miliólido indet		1					1		1		1					1	1		
SUBORDEN ROTALINA																			
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>	145	24	19	10	81	483	709	733	217	162	90	409	5	21	183	163	275	247	
<i>Ammonia beccarii tepida</i>						10	4	31											
<i>Angulogerina angulosa</i>	2			1		3	6	15	4					1					1
<i>Asterigerinata mamilla</i>	42	7	5		4	15	23	14	57			2	1	7	36	5	24	5	
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>				4													1		
<i>Aubignyna perlucida</i>					1							1	2		2				1
<i>Aubignyna</i> cf. <i>perlucida</i>																			
<i>Biasterigerina planorbis</i>																			
<i>Bolivina pseudoplicata</i>	7	2		1		36	70	241	11				1		3			5	
<i>Bolivina punctata</i>	5						5	6	31			1							
<i>Bolivina</i> sp.																2		1	
<i>Brizalina arta</i>		1												2					
<i>Brizalina catanensis</i>	2													3	1				
<i>Brizalina dilatata</i>												2							
<i>Brizalina spathulata</i>																			
<i>Brizalina striatula</i>						4	2	8	1										
<i>Brizalina</i> sp.			1						1					3	1	1	1		
<i>Buccella granulata</i>	10	1	1	1	3	9	8	13	11				2			4	4	3	2
<i>Buccella</i> sp.																			
<i>Bulimina aculeata</i>						1	1	1				2	2				2		1
<i>Bulimina elongata</i>	2					1	1	6							1				
<i>Bulimina marginata</i>																			
<i>Bulimina</i> sp.																			
<i>Buliminella elegantissima</i>																			
<i>Cancris auricula</i>	4	3	1				1												
<i>Cassidulina laevigata</i>	1						1			1			1	4	1				
<i>Cassidulina</i> cf. <i>laevigata</i>																			
<i>Cassidulina</i> sp.																			
<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i>																			
<i>Cibicidoides</i> sp.																			
<i>Coryphostoma</i> sp.																			
<i>Elphidium aculeatum</i>	1				1	3	17	21	1	1		1						4	3
<i>Elphidium advenum</i>	38	6	3	3	5	9	6	1	19	27		57		8	46	7	20	6	
<i>Elphidium</i> cf. <i>advenum</i>											2								

ESPECIES	132a	133a	134a	136	137b	139	141	143	145	147	148	149b	151	152a	153	155	157	159
SUBORDEN LAGENINA																		
<i>Amphicoryna scalaris</i>																		
<i>Fissurina laevigata</i>														2				
<i>Fissurina</i> sp.																		
<i>Globulina gibba</i>																		
<i>Lagena</i> sp.																		
<i>Lenticulina</i> sp.																		1
<i>Oolina</i> sp.																		
Polimorfinido sp.																		
SUBORDEN MILIOLINA																		
<i>Adelosina laevigata</i>																		
<i>Adelosina</i> cf. <i>colomi</i>																		
<i>Adelosina</i> sp.	1														2			
<i>Affinetrina planciana</i>																		
<i>Massilina</i> cf. <i>secans</i>																		
<i>Massilina</i> sp.																		
<i>Miliolinella circularis</i>																		
<i>Miliolinella eburnea</i>																		
<i>Miliolinella</i> cf. <i>eburnea</i>																		
<i>Miliolinella</i> sp.	1		1															
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>																		
<i>Quinqueloculina aspera</i>																		
<i>Quinqueloculina bicornis</i>																		
<i>Quinqueloculina seminula</i>																		
<i>Quinqueloculina</i> sp.															8			
<i>Triloculina oblonga</i>																		
<i>Triloculina rotunda</i>																		
<i>Triloculina trigonula</i>																		
Miliólido indet				1											2			
SUBORDEN ROTALINA																		
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>	258	433	321	247	300	246	275	232	169	464	220	189	386	347	291	45	271	326
<i>Ammonia beccarii tepida</i>																		
<i>Angulogerina angulosa</i>							5	4	1	6	2	2	8	5			1	2
<i>Asterigerinata mamilla</i>	2	6	7		2	14	11	17	23	52	34	12	36	48	23	7	9	16
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>																		
<i>Aubignyna perlucida</i>						2	4		3	14	3	1	8	3	2			
<i>Aubignyna</i> cf. <i>perlucida</i>					1													
<i>Biasterigerina planorbis</i>																		
<i>Bolivina pseudoplicata</i>				1	1			1	3	3	3	1	2	6	2			
<i>Bolivina punctata</i>							1			1	2		3	3		1		
<i>Bolivina</i> sp.																	1	
<i>Brizalina arta</i>																		
<i>Brizalina catanensis</i>																		
<i>Brizalina dilatata</i>											1							
<i>Brizalina spathulata</i>										1								
<i>Brizalina striatula</i>							1	1										
<i>Brizalina</i> sp.					1			1					1	1				2
<i>Buccella granulata</i>	4	1	2	4	4		1	3		6	3	3	9	7			2	
<i>Buccella</i> sp.																1		
<i>Bulimina aculeata</i>				1					1	7	2	1	8	3	1	1		
<i>Bulimina elongata</i>																		
<i>Bulimina marginata</i>											1							
<i>Bulimina</i> sp.																		
<i>Buliminella elegantissima</i>																		
<i>Cancris auricula</i>			1		1	1		1	1	1		1	4	5	2			
<i>Cassidulina laevigata</i>					3	2							3	2				
<i>Cassidulina</i> cf. <i>laevigata</i>									1									
<i>Cassidulina</i> sp.										1								
<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i>											1							
<i>Cibicidoides</i> sp.																		
<i>Coryphostoma</i> sp.																		
<i>Elphidium aculeatum</i>						5	1	1	7	4	16	10	7	13	5		3	1
<i>Elphidium advenum</i>	4	2	4	5	11	34	33	21	28	90	28	30	109	116	45	10	36	25
<i>Elphidium</i> cf. <i>advenum</i>			2															

ESPECIES	161	163	165	166	167	168	170	172	174	176	Total
SUBORDEN LAGENINA											
<i>Amphicoryna scalaris</i>											1
<i>Fissurina laevigata</i>				1							13
<i>Fissurina</i> sp.											1
<i>Globulina gibba</i>											2
<i>Lagena</i> sp.											1
<i>Lenticulina</i> sp.					1						6
<i>Oolina</i> sp.											2
Polimorfinido sp.											5
SUBORDEN MILIOLINA											
<i>Adelosina laevigata</i>											2
<i>Adelosina</i> cf. <i>colomi</i>											1
<i>Adelosina</i> sp.											6
<i>Affinetrina planciana</i>											3
<i>Massilina</i> cf. <i>secans</i>											1
<i>Massilina</i> sp.					1						1
<i>Miliolinella circularis</i>											41
<i>Miliolinella eburnea</i>											325
<i>Miliolinella</i> cf. <i>eburnea</i>											30
<i>Miliolinella</i> sp.											11
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>											2
<i>Quinqueloculina aspera</i>											2
<i>Quinqueloculina bicornis</i>											9
<i>Quinqueloculina seminula</i>											3
<i>Quinqueloculina</i> sp.				1		1	8			1	726
<i>Triloculina oblonga</i>											236
<i>Triloculina rotunda</i>											124
<i>Triloculina trigonula</i>											13
Miliólido indet								2	1		32
SUBORDEN ROTALIINA											
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>	338	189	175	109	181	173	61	219	159	141	13.496
<i>Ammonia beccarii tepida</i>											17.517
<i>Angulogerina angulosa</i>	1										81
<i>Asterigerinata mamilla</i>	25	10	9	11	7	6	1			7	839
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>											7
<i>Aubignyna perlucida</i>	2	3									205
<i>Aubignyna</i> cf. <i>perlucida</i>											7
<i>Biasterigerina planorbis</i>											1
<i>Bolivina pseudoplicata</i>	1		1								639
<i>Bolivina punctata</i>			1								779
<i>Bolivina</i> sp.	1			1		1					24
<i>Brizalina arta</i>											3
<i>Brizalina catanensis</i>	1										26
<i>Brizalina dilatata</i>											21
<i>Brizalina spathulata</i>											7
<i>Brizalina striatula</i>											233
<i>Brizalina</i> sp.	2										33
<i>Buccella granulata</i>	3	6	7	1	3	4	9	11	5	13	224
<i>Buccella</i> sp.											1
<i>Bulimina aculeata</i>	1			1	1		1	1	1	3	47
<i>Bulimina elongata</i>											22
<i>Bulimina marginata</i>											3
<i>Bulimina</i> sp.											17
<i>Buliminella elegantissima</i>											65
<i>Cancris auricula</i>				1					4	2	38
<i>Cassidulina laevigata</i>	2					1					49
<i>Cassidulina</i> cf. <i>laevigata</i>											4
<i>Cassidulina</i> sp.											1
<i>Cibicoides pseudoungerianus</i>											1
<i>Cibicoides</i> sp.											1
<i>Coryphostoma</i> sp.											1
<i>Elphidium aculeatum</i>	7	52	22	4	4	1					231
<i>Elphidium advenum</i>	35	56	40	29	31	20	15	37	15	13	1.298
<i>Elphidium</i> cf. <i>advenum</i>											6

Resultados y discusión

ESPECIES	2	4	7	11	12	13	14	15	23	24b	25b	26b	27b	28b	29	30b	31b
<i>Elphidium articulatum</i>						3		3							1		
<i>Elphidium complanatum</i>								1		2				1			
<i>Elphidium crispum</i>	1	1	2	4	8	4	2	1	4		18		4	1			
<i>Elphidium cf. crispum</i>																	
<i>Elphidium excavatum</i>				1		3	5	1	11	17	8	3	10	2	7	19	22
<i>Elphidium macellum</i>	1	1	12	22	20	43	43	93	25	36	18	6	9	12			1
<i>Elphidium cf. macellum</i>					4												
<i>Elphidium sp.</i>							2		3				3				
<i>Eponides repandus</i>		1															
<i>Fursenkoina schreiberiana</i>									2								
<i>Gavelinopsis praegeri</i>			1	1		10	7	7	2		10	4	7				
<i>Gavelinopsis sp.</i>					1							13					
<i>Gyroidinoides sp.</i>																	
<i>Grabratella patelliformis</i>	1				1	14	15	13		1	1		5	3	1	5	1
<i>Grabratella sp.</i>							1										
<i>Globocassidulina oblonga</i>																	
<i>Globocassidulina sp.</i>																	
<i>Haynesina depressula</i>			1						2	2	11	7	10				
<i>Haynesina germanica</i>		2		2			3	4	30	56	48	5	47	35	53	59	202
<i>Haynesina cf. germanica</i>					2							2			5		
<i>Haynesina sp.</i>																	
<i>Hanzawaia boueana</i>								1	1		1	1	1	1			
<i>Lobatula lobatula</i>	1	3	14	8	12	31	12	27	15	10	13	7	9	11	8	16	4
<i>Lobatula sp.</i>																	
<i>Melonis padanum</i>																	
<i>Melonis pompilioides</i>																	
<i>Neoconorbina terquemi</i>						3		3			1		7				
<i>Neoconorbina cf. terquemi</i>																	
<i>Neoconorbina sp.</i>																	
<i>Neoeponides auberi</i>																	
<i>Nonion commune</i>				1	1	28	24	30	17	23	15	7	21	2	6	3	24
<i>Nonion sp.</i>																	
<i>Planoglabratella opercularis</i>														2			
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>								5	7	7	2		8	6	3		
<i>Rectobolivina sp.</i>						1											
<i>Reussella spinulosa</i>																	
<i>Reussella cf. spinulosa</i>																	
<i>Rosalina doubigeri</i>																	
<i>Rosalina globularis</i>		1	4	4	12	22	13	36	16	11	22		78	92	15	8	6
<i>Rosalina cf. globularis</i>					3												
<i>Rosalina globularis bradyi</i>					4		1		2				1				
<i>Rosalina irregularis</i>		1	1	1													
<i>Rosalina mediterraneensis</i>																	
<i>Rosalina williamsoni</i>																	
<i>Rosalina sp.1</i>					3	8	11		32	23	20						
<i>Rosalina sp.</i>		1			2	1	1				1	2					
<i>Scalprata miocenica</i>																	
<i>Trichohyalus aguayoi</i>																	
<i>Uvigerina peregrina</i>																	
<i>Uvigerina sp.</i>								1	2	1	2		1		1		
Rotáido indet.								1						1			
SUBORDEN SPIRILLINA																	
<i>Spirillina vivipara</i>																	
<i>Spirillina sp.</i>														1			
SUBORDEN TEXTULARIINA																	
<i>Spiroplectinella wrightii</i>																	
<i>Textularia agglutinans</i>																	
<i>Textularia pseudogramen</i>																	
<i>Textularia cf. pseudogramen</i>																	
<i>Textularia saggittula</i>																	
<i>Textularia sp.</i>																	
TOTAL	70	53	59	62	96	296	194	356	383	361	414	545	502	446	852	412	1.669
Nº ESPECIES	10	15	10	12	12	17	14	24	24	24	23	16	26	25	23	12	11

Resultados y discusión

ESPECIES	32b	33b	34b	35b	36a	36b	37	38a	38b	39a	(39b)	(40a)	(40b)	(40c)	(41a)	(41b)	(41c)	(42a)
<i>Elphidium articulatum</i>					1													
<i>Elphidium complanatum</i>						5	308	1	8				1		1			
<i>Elphidium crispum</i>							1					1						
<i>Elphidium cf. crispum</i>																		
<i>Elphidium excavatum</i>	14	7	17	42	52	26	373	44	38	144	130	179	492	727	601	647	802	787
<i>Elphidium macellum</i>		2		1		14	112	3	4									
<i>Elphidium cf. macellum</i>																		
<i>Elphidium</i> sp.																		3
<i>Eponides repandus</i>																		
<i>Fursenkoina schreiberiana</i>																		
<i>Gavelinopsis praegeri</i>																		
<i>Gavelinopsis</i> sp.																		
<i>Gyroidinoides</i> sp.																		
<i>Grabratella patelliformis</i>		2		4	12	11		1										
<i>Grabratella</i> sp.								6										
<i>Globocassidulina oblonga</i>																		
<i>Globocassidulina</i> sp.																		
<i>Haynesina depressula</i>												3						
<i>Haynesina germanica</i>	99	20	15	7	8	30	138	35	387	149	160	138	16	10	26			
<i>Haynesina cf. germanica</i>																		
<i>Haynesina</i> sp.																		
<i>Hanzawaia boueana</i>																		
<i>Lobatula lobatula</i>		2			4		1	1	1	2	2		1				8	4
<i>Lobatula</i> sp.																		
<i>Melonis padarum</i>																		
<i>Melonis pompilioides</i>																		
<i>Neoconorbina terquemi</i>				2					2	1								
<i>Neoconorbina cf. terquemi</i>																		
<i>Neoconorbina</i> sp.																		
<i>Neoeponides auberi</i>		1		2		1												
<i>Nonion commune</i>	2	9	5	9	10	128			3									
<i>Nonion</i> sp.																		
<i>Planograbratella opercularis</i>		1																
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>					1	6				1								
<i>Rectobolivina</i> sp.																		
<i>Reussella spinulosa</i>																		
<i>Reussella cf. spinulosa</i>																		
<i>Rosalina doubigeri</i>																		
<i>Rosalina globularis</i>	23	37	60	127	133	282	89	34	10	29	7	9	5					
<i>Rosalina cf. globularis</i>																		
<i>Rosalina globularis bradyi</i>																		
<i>Rosalina irregularis</i>																		
<i>Rosalina mediterraneensis</i>																		
<i>Rosalina williamsoni</i>																		
<i>Rosalina</i> sp.1						4												
<i>Rosalina</i> sp.																		
<i>Scalprata miocenica</i>																		
<i>Trichohyalus aguayoi</i>																		
<i>Uvigerina peregrina</i>																		
<i>Uvigerina</i> sp.																		
Rotárido indet.		1																
SUBORDEN SPIRILLINA																		
<i>Spirillina vivipara</i>																		
<i>Spirillina</i> sp.																		
SUBORDEN TEXTULARIINA																		
<i>Spiroplectinella wrightii</i>																		
<i>Textularia agglutinans</i>																		
<i>Textularia pseudogramen</i>																		
<i>Textularia cf. pseudogramen</i>																		
<i>Textularia saggittula</i>																		
<i>Textularia</i> sp.																		
TOTAL	729	664	1.106	826	754	1.409	3.457	820	2.759	1.589	2.197	1.833	712	984	807	679	850	815
Nº ESPECIES	9	17	11	13	17	21	13	16	13	11	7	5	6	3	4	2	3	4

ESPECIES	(42b)	(43b)	52	54	59b	63	65	67b	69	71	73b	75	77b	79	81	83	85	87b
<i>Elphidium articulatum</i>																		
<i>Elphidium complanatum</i>		1	1			1	1				1		5	4	2			7
<i>Elphidium crispum</i>				1	1				6				30	48	68	49		16
<i>Elphidium cf. crispum</i>											1							
<i>Elphidium excavatum</i>	559	574	2		2		2	3	27	10	3	1		6	8	1	4	5
<i>Elphidium macellum</i>			6	2	7							2			5	2	4	36
<i>Elphidium cf. macellum</i>													1					
<i>Elphidium sp.</i>					3													
<i>Eponides repandus</i>													4					
<i>Fursenkoina schreiberiana</i>				1														
<i>Gavelinopsis praegeri</i>											1	2			1			
<i>Gavelinopsis sp.</i>													1					
<i>Gyroidinoides sp.</i>													1					
<i>Grabratella patelliformis</i>																		
<i>Grabratella sp.</i>																		
<i>Globocassidulina oblonga</i>																		
<i>Globocassidulina sp.</i>				1														
<i>Haynesina depressula</i>																		
<i>Haynesina germanica</i>			35	5	4	3	30	45	225	91	31	13		3			2	1
<i>Haynesina cf. germanica</i>																		
<i>Haynesina sp.</i>																		
<i>Hanzawaia boueana</i>	2			2	7						2			1				1
<i>Lobatula lobatula</i>	20	3	5		111			1	39	14	23	47	90	127	101	40	11	89
<i>Lobatula sp.</i>		1																
<i>Melonis padanum</i>																		
<i>Melonis pompilioides</i>																		
<i>Neoconorbina terquemi</i>										1			3	5	1			
<i>Neoconorbina cf. terquemi</i>																		
<i>Neoconorbina sp.</i>											1	7						
<i>Neoeponides auberi</i>					1													
<i>Nonion commune</i>	2	2	5	3	8		4	15	26	21	6	9		8	3			9
<i>Nonion sp.</i>												4	1			1		
<i>Planoglabratella opercularis</i>																		
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>			2											2	1			
<i>Rectobolivina sp.</i>																		
<i>Reussella spinulosa</i>																		
<i>Reussella cf. spinulosa</i>																		
<i>Rosalina doubigeri</i>							4	3										
<i>Rosalina globularis</i>			8		4		10	18	4		32	1	1	7	16	2	1	4
<i>Rosalina cf. globularis</i>					3				5									
<i>Rosalina globularis bradyi</i>	3								2		2		1	1	4			
<i>Rosalina irregularis</i>																		
<i>Rosalina mediterraneensis</i>																		
<i>Rosalina williamsoni</i>																		
<i>Rosalina sp.1</i>																		
<i>Rosalina sp.</i>								1	6	1								
<i>Scalprata miocenica</i>					1				5			4		1				
<i>Trichohyalus aguayoi</i>							6	13										
<i>Uvigerina peregrina</i>		1																1
<i>Uvigerina sp.</i>	1		1		1				1					1			1	
Rotálido indet.	3				3									1		1		
SUBORDEN SPIRILLINA																		
<i>Spirillina vivipara</i>												4						
<i>Spirillina sp.</i>																		
SUBORDEN TEXTULARIINA																		
<i>Spiroplectinella wrightii</i>																		
<i>Textularia agglutinans</i>																		
<i>Textularia pseudogramen</i>															1			
<i>Textularia cf. pseudogramen</i>																		
<i>Textularia saggittula</i>																		
<i>Textularia sp.</i>													1					
TOTAL	620	601	323	47	279	23	444	471	1.083	697	437	264	230	410	496	259	42	362
Nº ESPECIES	8	9	12	13	21	4	7	10	15	9	16	19	13	17	16	8	9	16

Resultados y discusión

ESPECIES	89a	90a	91	92b	95	97	99	100b	102	104	106	120b	122	124	126	128a	129	131a
<i>Elphidium articulatum</i>	2			4		1			3						12			1
<i>Elphidium complanatum</i>	87	32	4	3	11	5			170	59		12	4	3	14		6	
<i>Elphidium crispum</i>	10	5			7	28	88	45	110	73	32				55	20	53	44
<i>Elphidium cf. crispum</i>										14								
<i>Elphidium excavatum</i>	14	1	9	2	7	39	91	62	10	9		19	2	1	10	1	3	5
<i>Elphidium macellum</i>	43	1	9	1	15	56	111	68	19	8	1	62	6	22	51	12	93	6
<i>Elphidium cf. macellum</i>																		
<i>Elphidium sp.</i>						1												
<i>Eponides repandus</i>																		
<i>Fursenkoina schreiberiana</i>						1	1	5							2			
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	2								1				1			1		
<i>Gavelinopsis sp.</i>																		
<i>Gyroidinoides sp.</i>																	1	
<i>Glabratella patelliformis</i>							2						1		2			
<i>Glabratella sp.</i>																		
<i>Globocassidulina oblonga</i>						2												
<i>Globocassidulina sp.</i>																		
<i>Haynesina depressula</i>	1	2				14	14	7	2							1		
<i>Haynesina germanica</i>				2	4	16	17	34	14	3		5			8	4	6	6
<i>Haynesina cf. germanica</i>																		
<i>Haynesina sp.</i>																		
<i>Hanzawaia boueana</i>						1		1	1	6		4	2	2				
<i>Lobatula lobatula</i>	134	31	18	3	13	57	143	156	91	40	6	27	65	60	21	7	26	5
<i>Lobatula sp.</i>																		
<i>Melonis padanum</i>																	1	
<i>Melonis pompilioides</i>										2			2					
<i>Neoconorbina terquemi</i>	1	1						10	2				2		14		14	1
<i>Neoconorbina cf. terquemi</i>					1													
<i>Neoconorbina sp.</i>																	1	
<i>Neoeponides auberi</i>																		
<i>Nonion commune</i>	57	14		4	15	73	99	24	20	18		82	6	16	59	23	7	27
<i>Nonion sp.</i>																		
<i>Planoglabratella opercularis</i>																		
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>							1		2						5	2	2	
<i>Rectobolovina sp.</i>																		
<i>Reussella spinulosa</i>	1													3	7	11	2	5
<i>Reussella cf. spinulosa</i>																		
<i>Rosalina doubigeri</i>																		
<i>Rosalina globularis</i>	51	7	3	5	21	36	154	78	111	14	1	20		3	62	22	124	18
<i>Rosalina cf. globularis</i>																		
<i>Rosalina globularis bradyi</i>						1			11	1						1		
<i>Rosalina irregularis</i>																		
<i>Rosalina mediterraneensis</i>	1							151	3								6	
<i>Rosalina williamsoni</i>				2		2	9	24										
<i>Rosalina sp.1</i>																		
<i>Rosalina sp.</i>																1		
<i>Scalprata miocenica</i>	1				1			1										
<i>Trichohyalus aguayoi</i>																		
<i>Uvigerina peregrina</i>																		
<i>Uvigerina sp.</i>							3					1		1				
Rotálido indet.																		
SUBORDEN SPIRILLINA																		
<i>Spirillina vivipara</i>															3	4	12	
<i>Spirillina sp.</i>																		
SUBORDEN TEXTULARIINA																		
<i>Spiroplectinella wrightii</i>																		
<i>Textularia agglutinans</i>															9	6	9	5
<i>Textularia pseudogramen</i>															7	23	17	1
<i>Textularia cf. pseudogramen</i>																		
<i>Textularia saggittula</i>																		
<i>Textularia sp.</i>														1	1			
TOTAL	668	139	73	46	190	911	1.590	1.759	925	441	131	705	114	165	633	335	730	391
Nº ESPECIES	28	16	10	15	16	27	27	27	26	15	5	16	19	16	27	21	24	20

Resultados y discusión

ESPECIES	132a	133a	134a	136	137b	139	141	143	145	147	148	149b	151	152a	153	155	157	159
<i>Elphidium articulatum</i>										1								
<i>Elphidium complanatum</i>					1	6	15	10	13	25	30	7	42	69	24	4	9	12
<i>Elphidium crispum</i>	47	79	68	47	57	4	2		29	19	70	89	30	186	169		271	58
<i>Elphidium cf. crispum</i>	9	18	8					3										
<i>Elphidium excavatum</i>	2			14	10	20	17	13	10	44	27	12	29	22	5	6	12	21
<i>Elphidium macellum</i>	4			12	8	24	18	26	39	48	59	23	65	65	26	3	17	2
<i>Elphidium cf. macellum</i>			1															
<i>Elphidium sp.</i>			1		1													
<i>Eponides repandus</i>																		
<i>Fursenkoina schreiberiana</i>											1	1		1	1	2	1	2
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	1		1			2				1	4		2	1	2			2
<i>Gavelinopsis sp.</i>																		
<i>Gyroidinoides sp.</i>																		1
<i>Glabratella patelliformis</i>						1	1			9	4	4	2	2	1	1	4	
<i>Grabratella sp.</i>																		
<i>Globocassidulina oblonga</i>																		
<i>Globocassidulina sp.</i>																		
<i>Haynesina depressula</i>								1		2		2	3	1				
<i>Haynesina germanica</i>	7	6	5	6	9	21	12	18	12	32	8	9	34	3	13	2	10	23
<i>Haynesina cf. germanica</i>																		
<i>Haynesina sp.</i>																		
<i>Hanzawaia boueana</i>					1	3	1			1	1	1						1
<i>Lobatula lobatula</i>	5	8	4	17	9	12	21	13	11	26	27	23	23	39	26	4	13	19
<i>Lobatula sp.</i>					1													
<i>Melonis padanum</i>																		
<i>Melonis pompilioides</i>																		
<i>Neoconorbina terquemi</i>				1	2	5	8	10	9	24	6	5	14	3	5		5	8
<i>Neoconorbina cf. terquemi</i>																		
<i>Neoconorbina sp.</i>																		
<i>Neoeponides auberi</i>																		
<i>Nonion commune</i>	15	35	17	16	24	32	46	40	25	51	39	10	16	17	21	17	21	46
<i>Nonion sp.</i>																		
<i>Planoglabratella opercularis</i>																		
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	1					4	2		3	3			2					
<i>Rectobolovina sp.</i>																		
<i>Reussella spinulosa</i>						4	1	2	7	6	6	3	3	1			4	2
<i>Reussella cf. spinulosa</i>				1														
<i>Rosalina doubigeri</i>																		
<i>Rosalina globularis</i>	13	20	4	6	5	31	36	38	41	88	74	51	56	108	48		18	6
<i>Rosalina cf. globularis</i>			3															
<i>Rosalina globularis bradyi</i>						3		1					2	1	5		3	
<i>Rosalina irregularis</i>																		
<i>Rosalina mediterraneensis</i>								2	2	9			4	1	2		1	2
<i>Rosalina williamsoni</i>																		
<i>Rosalina sp.1</i>													2					
<i>Rosalina sp.</i>						1										1		
<i>Scalprata miocenica</i>																		
<i>Trichohyalus aguayoi</i>																		
<i>Uvigerina peregrina</i>																		
<i>Uvigerina sp.</i>				1			1		1				1			1		
Rotárido indet.											1							
SUBORDEN SPIRILLINA																		
<i>Spirillina vivipara</i>																		
<i>Spirillina sp.</i>																		
SUBORDEN TEXTULARIINA																		
<i>Spiroplectinella wrightii</i>												1						
<i>Textularia agglutinans</i>	1	9	1	1	2	19	22	10	7	21	7	3	11	6	15	4	2	5
<i>Textularia pseudogramen</i>		1						1							2		1	
<i>Textularia cf. pseudogramen</i>									1									
<i>Textularia saggittula</i>																		
<i>Textularia sp.</i>																		
TOTAL	375	618	451	381	451	497	537	470	447	1.060	679	495	922	1.089	749	109	716	582
Nº ESPECIES	14	11	12	15	18	23	24	24	24	29	27	26	30	31	24	14	22	20

Resultados y discusión

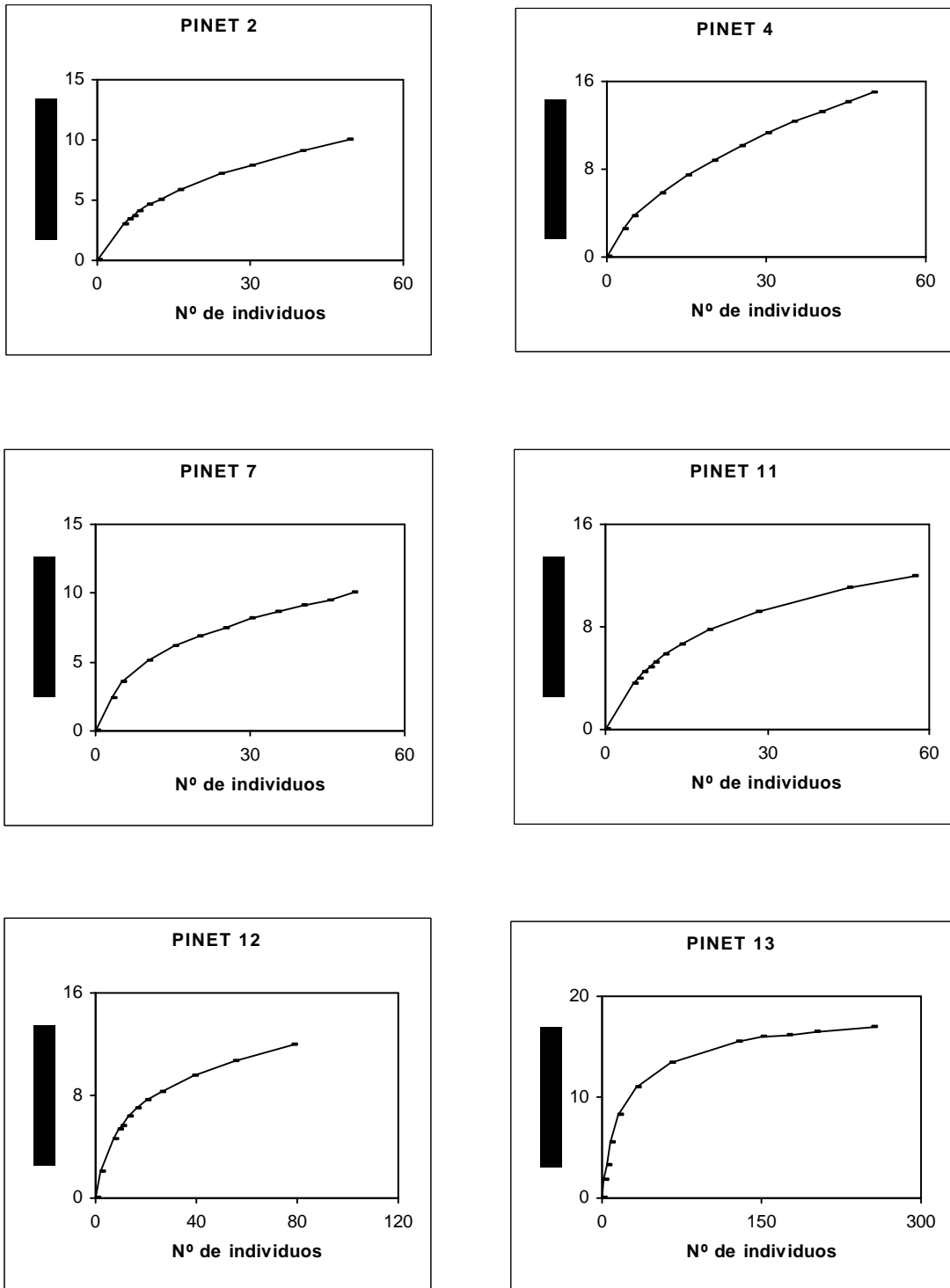
ESPECIES	161	163	165	166	167	168	170	172	174	176	Total
<i>Elphidium articulatum</i>											32
<i>Elphidium complanatum</i>	6	8	2	2	3		1	1	2		1.053
<i>Elphidium crispum</i>	33	188	148	51	84	59	12	130	66	52	2.889
<i>Elphidium cf. crispum</i>											53
<i>Elphidium excavatum</i>	14	11	9	6	4	2	1	14	1	8	7.057
<i>Elphidium macellum</i>	23	21	5	9	19	5	8	10	29	24	1.718
<i>Elphidium cf. macellum</i>											6
<i>Elphidium sp.</i>	1										18
<i>Eponides repandus</i>											5
<i>Fursenkoina schreiberiana</i>	1	1									23
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	3		1					2			80
<i>Gavelinopsis sp.</i>											14
<i>Gyroidinoides sp.</i>											3
<i>Glabratella patelliformis</i>	8	2			1	3	4	1		4	148
<i>Grabratella sp.</i>											7
<i>Globocassidulina oblonga</i>											2
<i>Globocassidulina sp.</i>											1
<i>Haynesina depressula</i>	2			1							89
<i>Haynesina germanica</i>	22	4	5	1	2	1	1			2	2.659
<i>Haynesina cf. germanica</i>											9
<i>Haynesina sp.</i>								1	1		2
<i>Hanzawaia boueana</i>	1		2				2	2	1		55
<i>Lobatula lobatula</i>	30	32	16	14	25	29	38	80	39	35	2.489
<i>Lobatula sp.</i>											2
<i>Melonis padanum</i>											1
<i>Melonis pompilioides</i>											4
<i>Neoconorbina terquemi</i>	11	5	7	7	8	7	8	24	9	11	276
<i>Neoconorbina cf. terquemi</i>											1
<i>Neoconorbina sp.</i>	1										10
<i>Neoeponides auberi</i>											5
<i>Nonion commune</i>	40	10	6	7	8	8	19	30	23	45	1.717
<i>Nonion sp.</i>											6
<i>Planoglabratella opercularis</i>											3
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>								1		2	81
<i>Rectobolivina sp.</i>											1
<i>Reussella spinulosa</i>	2									1	71
<i>Reussella cf. spinulosa</i>					1						2
<i>Rosalina doubigeri</i>											7
<i>Rosalina globularis</i>	23	22	8	3	3	6		9	6		2.746
<i>Rosalina cf. globularis</i>											14
<i>Rosalina globularis bradyi</i>			3					4			57
<i>Rosalina irregularis</i>											3
<i>Rosalina mediterraneensis</i>	2			1					1		188
<i>Rosalina williamsoni</i>											37
<i>Rosalina sp.1</i>				2							105
<i>Rosalina sp.</i>		1		1						1	22
<i>Scalprata miocenica</i>											14
<i>Trichohyalus aguayoi</i>											19
<i>Uvigerina peregrina</i>											2
<i>Uvigerina sp.</i>											24
Rotálido indet.	1			2			1				16
SUBORDEN SPIRILLINA											
<i>Spirillina vivipara</i>											23
<i>Spirillina sp.</i>											1
SUBORDEN TEXTULARIINA											
<i>Spiroplectinella wrightii</i>	3					1		1			6
<i>Textularia agglutinans</i>	2	2						1		2	182
<i>Textularia pseudogramen</i>		1									55
<i>Textularia cf. pseudogramen</i>											1
<i>Textularia saggittula</i>						2		1			3
<i>Textularia sp.</i>					1	1					5
TOTAL	648	624	467	266	388	331	190	582	363	367	61.648
Nº ESPECIES	29	19	19	20	17	17	15	20	15	17	

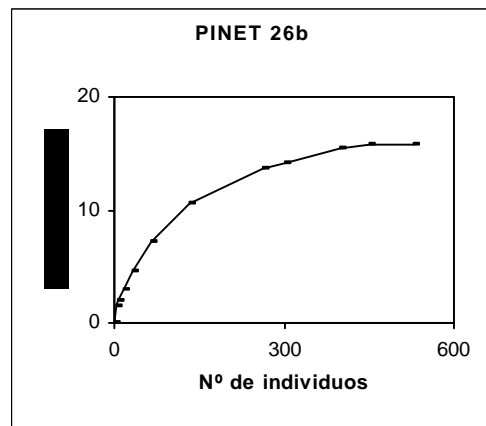
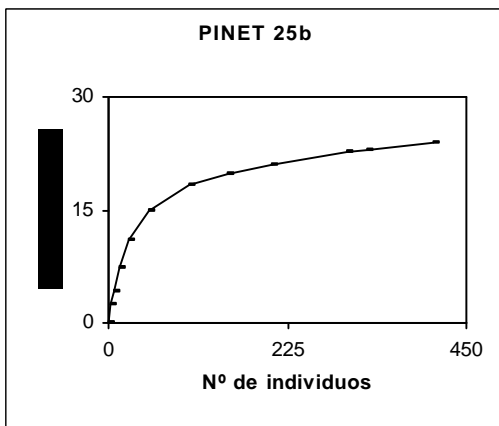
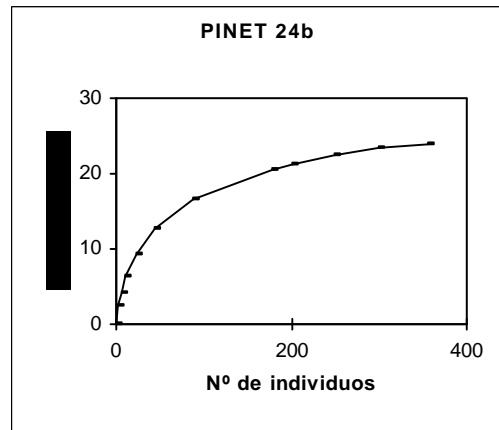
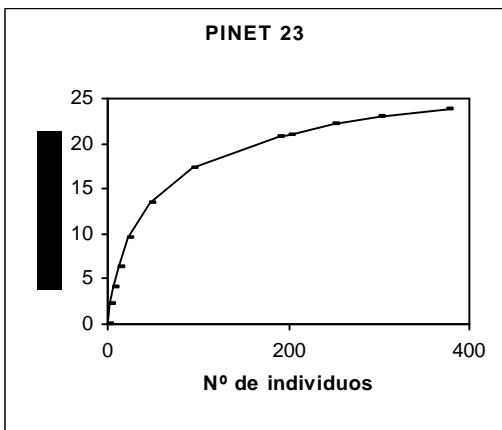
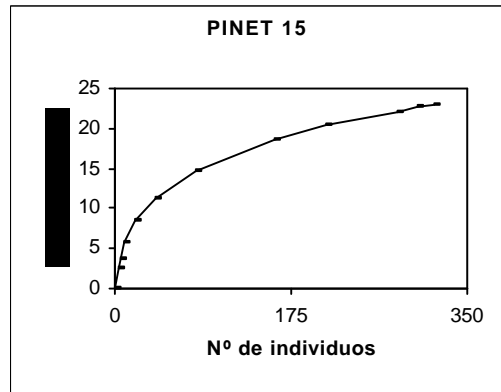
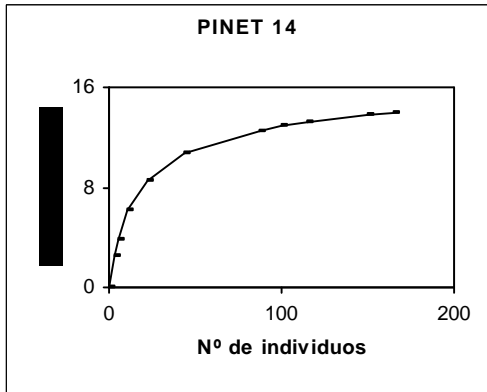
Fig. 8.3.- Tabla de índices de foraminíferos correspondientes al sondeo Pinet.
Su representación gráfica aparece en la fig. 8.1

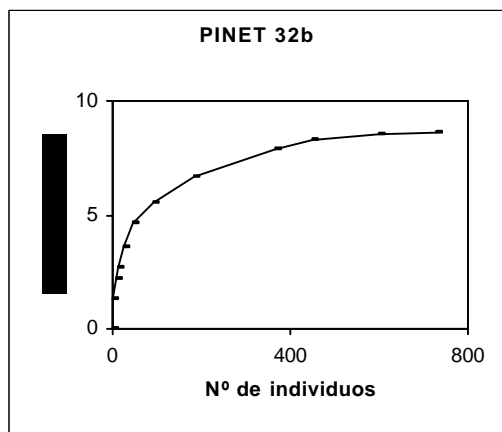
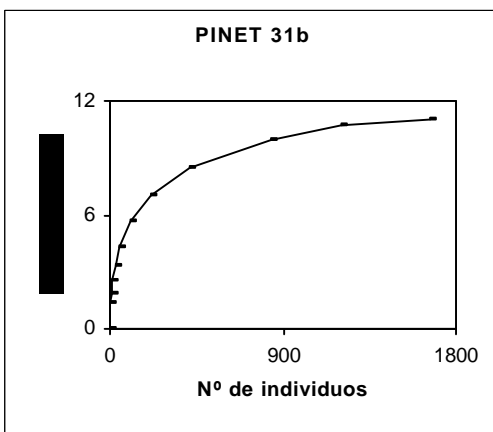
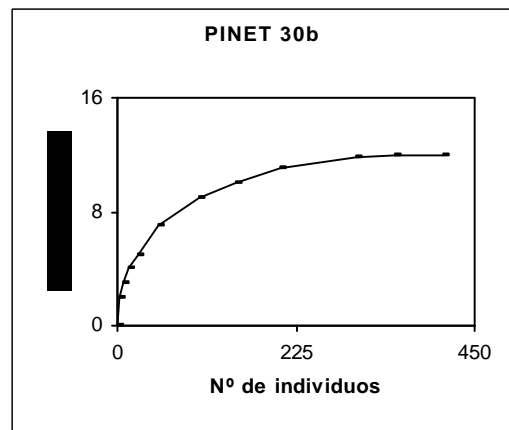
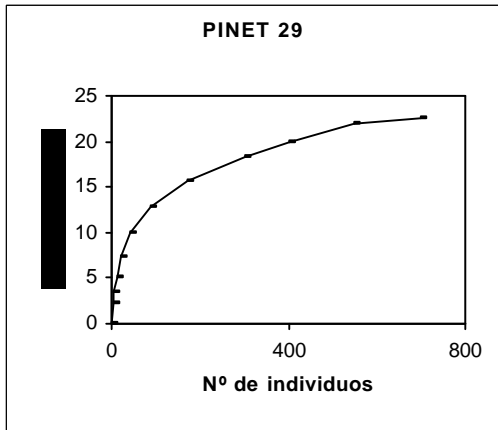
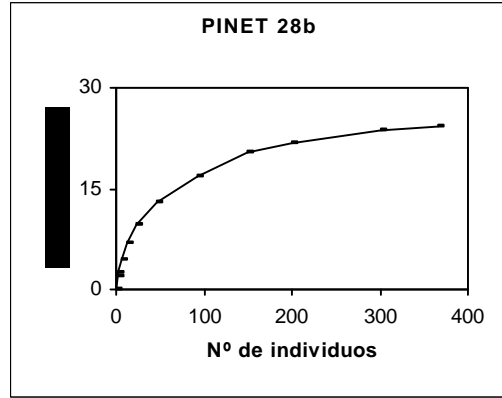
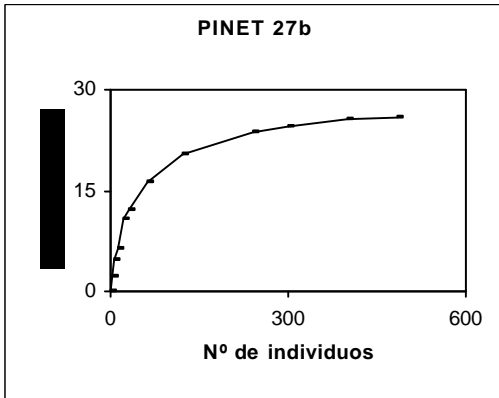
Muestra	Alfa Fisher	Shannon-Wiener	Equitabilidad	Riq.Margalef	Nº Espec.	Nº Indiv.	NºIndiv.50g
2	3,1919	2,897630741	0,872273769	2,1183971	10	70	797
4	6,9683	3,254833601	0,83310078	3,526189083	15	53	1.828
7	3,4537	2,948216707	0,887501662	2,207214556	10	59	793
11	4,4309	2,996265534	0,835787134	2,665287576	12	62	875
12	3,6192	3,453478352	0,963323424	2,409982661	12	96	1.865
13	3,919	3,63781362	0,889993074	2,811773163	17	296	7.383
14	3,4615	3,571007897	0,937923564	2,467796134	14	194	15
15	5,807	3,519102887	0,767531444	3,914939776	24	356	12.444
23	5,679	3,628306835	0,791349293	3,866823252	24	383	17.240
24b	5,7805	3,434339044	0,749044086	3,905667627	24	361	15.225
25b	5,2507	3,548297597	0,784403448	3,650927534	23	414	17.054
26b	3,0896	1,221598104	0,305399526	2,380655443	16	545	5.901
27b	5,817	3,850163675	0,819107127	4,020197395	26	502	4.452
28b	5,7224	3,696716477	0,796044564	3,93422052	25	446	4.400
29	4,3545	2,90499252	0,642191386	3,260425029	23	852	21.352
30b	2,3127	1,663723663	0,464083979	1,826931962	12	412	20.959
31b	1,5787	1,010081393	0,291979002	1,347712541	11	1669	41.560
32b	1,4455	1,21102008	0,3820343	1,213652302	9	729	24.896
33b	3,1798	1,781681716	0,435889398	2,46218918	17	664	10.830
34b	1,697	1,176644131	0,340126431	1,426837784	11	1106	41.298
35b	2,1898	2,259055154	0,610482895	1,78661962	13	826	10.012
36a	3,0897	3,268975396	0,799756603	2,414951313	17	754	6.223
36b	3,4988	3,164554137	0,720474827	2,758378899	21	1409	23.344
37	1,7051	2,029729069	0,548510238	1,472725774	13	3457	96.168
38a	2,8182	1,482340232	0,370585058	2,235701235	16	820	3.538
38b	1,7679	0,9048388	0,244521967	1,514649773	13	2759	25.257
39a	1,5921	1,163135781	0,336221642	1,356693761	11	1589	3.713
(39b)	0,8967	0,75609219	0,269325472	0,779742491	7	2197	3.741
(40a)	0,6253	0,895656513	0,385738264	0,532360232	5	1833	2.516
(40b)	0,8982	0,954862922	0,369391402	0,761257718	6	712	571
(40c)	0,3819	0,890491145	0,561837358	0,290207279	3	984	792
(41a)	0,5475	0,970206293	0,485103146	0,448207819	4	807	874
(41b)	0,2527	0,274069869	0,274069869	0,153359623	2	679	587
(41c)	0,3895	0,349979288	0,220812346	0,296505548	3	850	694
(42a)	0,5472	0,25923729	0,129618645	0,447548234	4	815	388
(42b)	1,296	0,707352598	0,235784199	1,088694464	8	620	229
(43b)	1,5008	0,373455491	0,11781209	1,250274487	9	601	245
52	2,202	1,617310295	0,467507519	1,730806812	12	323	219
54	5,199	2,972502014	0,829158468	2,857033324	13	47	34
59b	4,9348	2,976827129	0,688772942	3,374051756	21	279	6.583
63	0,921	0,807670206	0,509583164	0,637857978	4	23	133
65	0,9833	0,749411682	0,289912013	0,822068405	7	444	2.180
67b	1,5879	1,194675587	0,376878187	1,305723977	10	471	4.936
69	2,2682	1,827657842	0,480033482	1,860467713	15	1083	28.815
71	1,2673	1,202813015	0,400937672	1,069227042	9	697	13.049
73b	3,0088	1,603430184	0,410410823	2,30265688	16	437	286
75	4,3718	2,591595947	0,621497016	3,048808317	19	264	668
77b	2,9829	2,466212294	0,666464659	2,206661455	13	230	3.938
79	3,5791	2,523594178	0,617398684	2,659504992	17	410	4.307

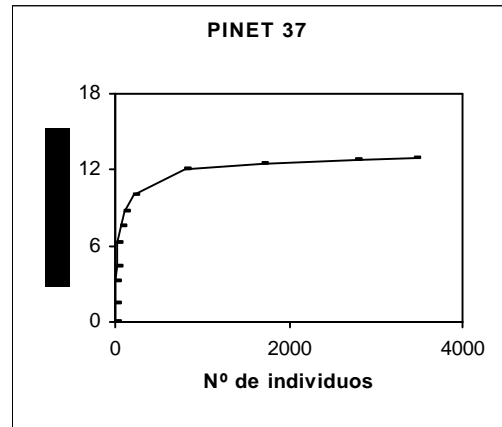
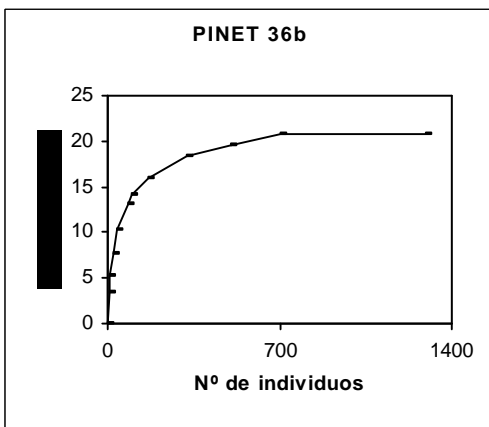
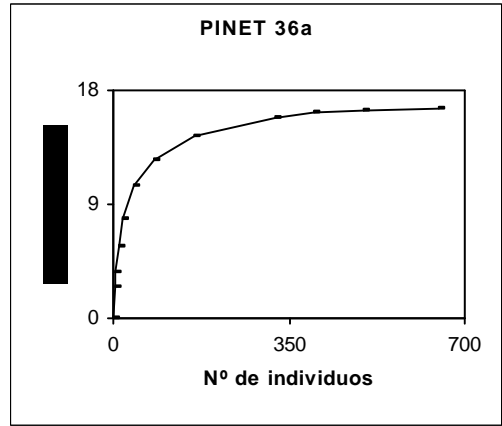
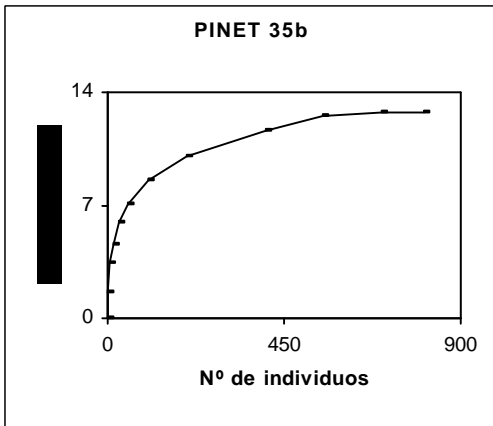
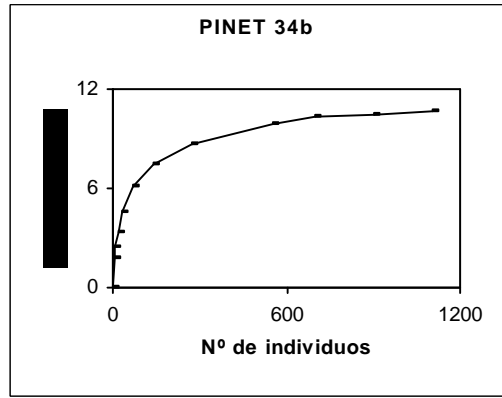
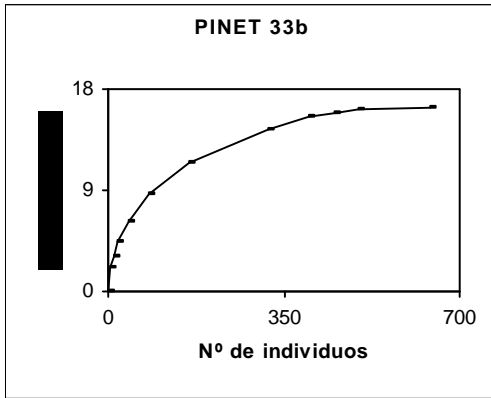
Muestras	Alfa Fisher	Shannon-Wiener	Equitabilidad	Riq.Margalef	N° Espec.	N° Indiv.	N°Indiv.50g
81	3,1607	2,250196751	0,562549188	2,416791509	16	496	18.708
83	1,5637	1,526253822	0,508751274	1,259711462	8	259	1.028
85	3,5137	2,807006165	0,885511854	2,140371091	9	42	43
87b	3,4262	2,521349489	0,630337372	2,545978586	16	362	3.369
89a	5,9116	3,391970918	0,705579466	4,151107589	28	668	2.399
90a	4,6693	3,147002753	0,786750688	3,039837722	16	139	132
91	3,1345	2,875477459	0,865604967	2,097677445	10	73	76
92b	7,7383	3,586744914	0,918056144	3,656649592	15	46	45
95	4,1628	2,934065108	0,733516277	2,858763328	16	190	531
97	4,9866	2,692494822	0,572817648	3,668624642	26	911	7.339
99	4,4134	2,89707773	0,616341854	3,39144493	26	1590	168.094
100b	4,3255	2,969858229	0,631825618	3,345600202	26	1759	103.953
102	4,9688	3,370823057	0,717129303	3,660432652	26	925	105.364
104	3,0019	2,916819664	0,7465834	2,299211171	15	441	4.725
106	1,0302	1,233601981	0,531283455	0,82047961	5	131	1.157
120b	2,9123	2,185478127	0,546369532	2,287213721	16	705	1.475
122	6,5074	2,696110424	0,634688425	3,800516426	19	114	257
124	4,375	3,142440962	0,78561024	2,937751701	16	165	94
126	5,7268	3,674520715	0,77278815	4,030713777	27	633	4.296
128a	4,9697	3,051838887	0,694812918	3,43989525	21	335	1.171
129	4,7628	3,131213441	0,682931091	3,488524896	24	730	2.084
131a	4,4592	2,17052678	0,502212608	3,183268708	20	391	2.270
132a	2,868	1,824181897	0,479120527	2,19337983	14	375	3.922
133a	1,9006	1,638970595	0,47376875	1,556059747	11	618	12.322
134a	2,7397	1,623559634	0,426427183	2,127148732	12	451	3.090
136	3,1156	1,999497686	0,511787478	2,35579213	15	381	3.889
137b	3,7517	1,967536268	0,471839725	2,781656034	18	451	3.286
139	4,9872	2,946728644	0,651417771	3,543477651	23	497	7.329
141	5,1548	2,813194888	0,613569879	3,658925703	24	537	13.425
143	5,3481	2,894124122	0,631220893	3,738176375	24	470	7.008
145	5,4255	3,349295684	0,730495764	3,768910965	24	447	10.780
147	5,9801	3,225171076	0,650997836	4,30661726	29	1060	25.539
148	5,6221	3,45713354	0,727069471	3,987350207	27	679	17.865
149b	5,8408	3,115484456	0,662807023	4,029296036	26	495	9.656
151	5,9388	3,270539088	0,666519667	4,248122447	30	922	18.802
152a	5,9422	3,234689274	0,652919075	4,289995013	31	1089	26.872
153	4,7327	3,01791519	0,658220256	3,474982177	24	749	9.283
155	4,2703	2,935563356	0,771024351	2,771058622	14	109	954
157	4,2944	2,464334105	0,552611704	3,19455761	22	716	11.149
159	4,0124	2,516905051	0,582356993	2,984385172	20	582	8.091
161	6,2309	2,904809796	0,597945895	4,325065299	29	648	11.975
163	3,7009	2,884963056	0,679146018	2,796702838	19	624	10.578
165	3,9803	2,627897103	0,618630401	2,928577244	19	467	8.453
166	5,011	2,94490309	0,681386415	3,402885746	20	266	2.550
167	3,632	2,55679421	0,62552109	2,684110999	17	388	3.958
168	3,7946	2,438294064	0,596529965	2,757613507	17	331	3.940
170	3,8182	3,07480782	0,787021736	2,668179106	15	190	986
172	4,0124	2,761436607	0,638936268	2,984385172	20	582	5.558
174	3,1552	2,616815926	0,669795036	2,37513458	15	363	4.666
176	3,6872	2,965226026	0,725444155	2,709402135	17	367	2.394

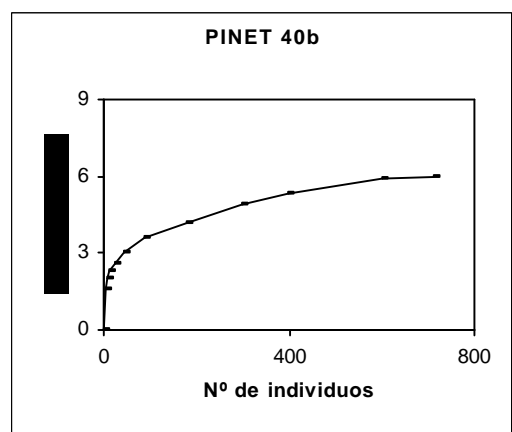
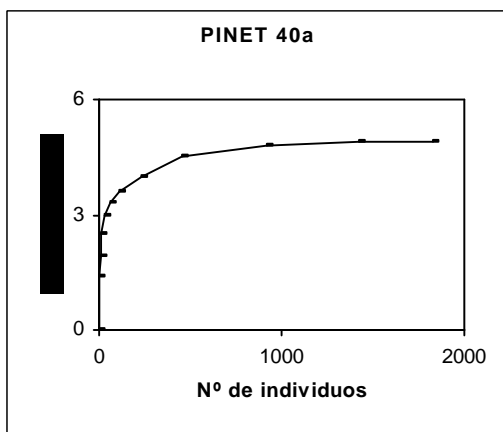
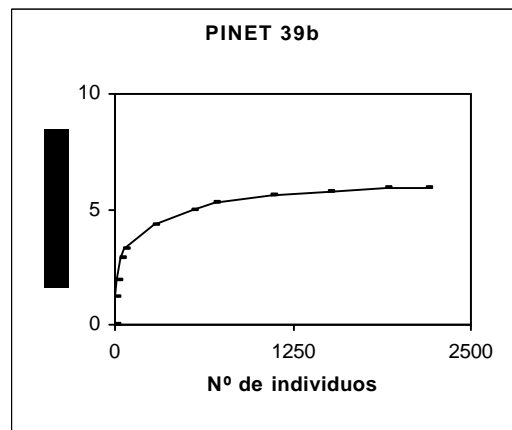
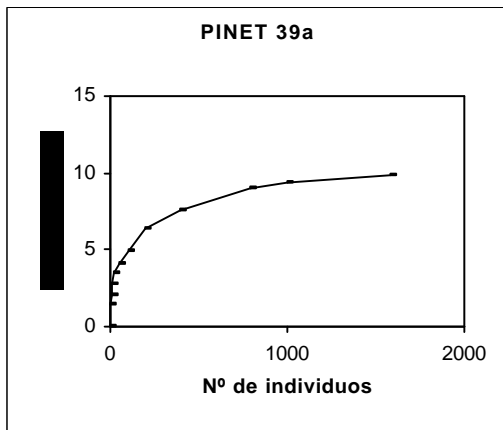
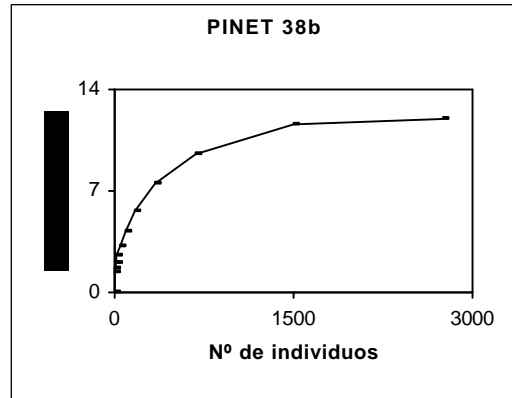
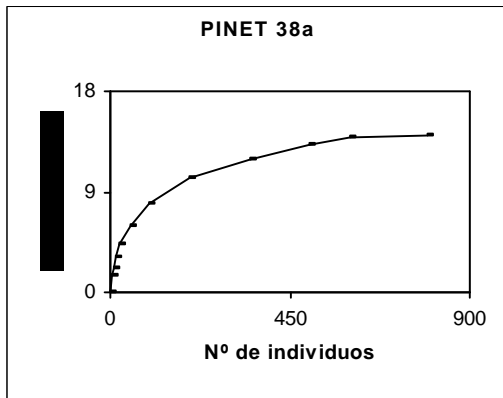
Fig. 8.4. Curvas de rarefacción correspondientes a las muestras del sondeo Pinet

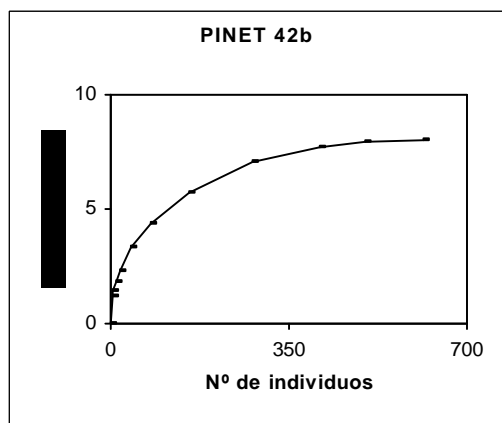
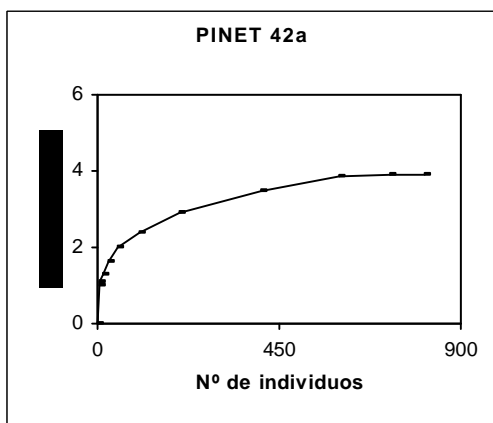
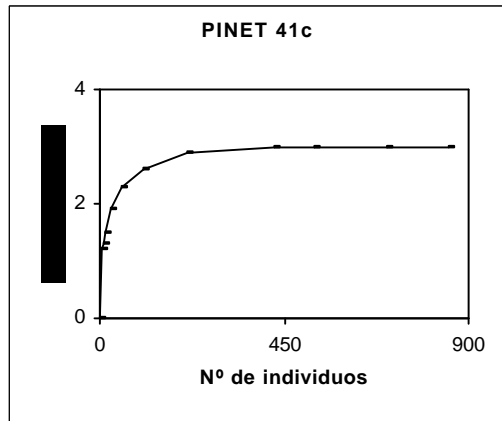
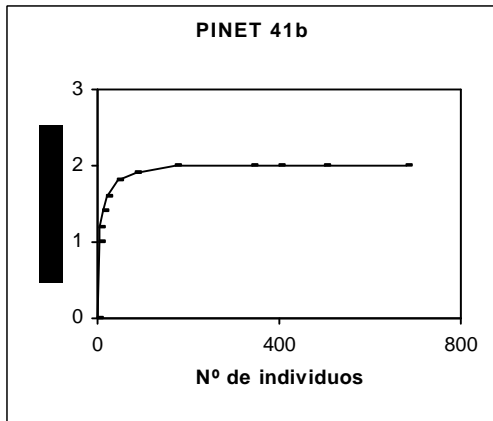
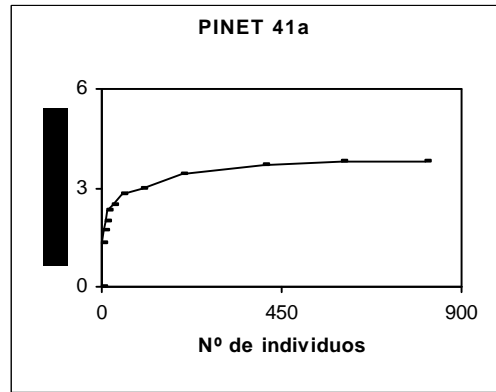
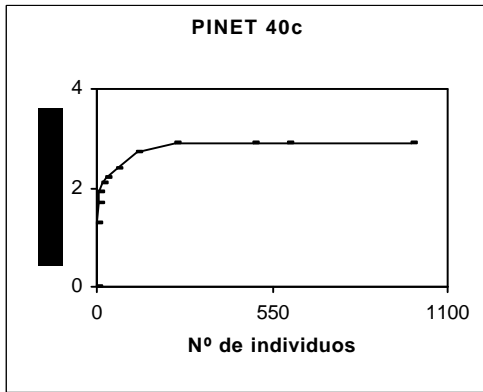


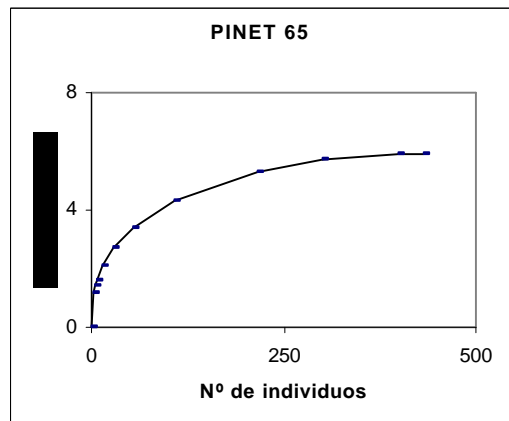
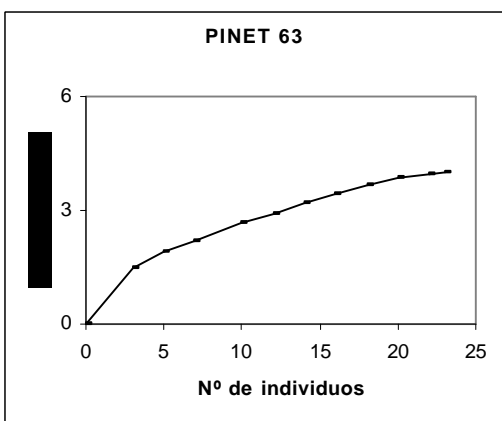
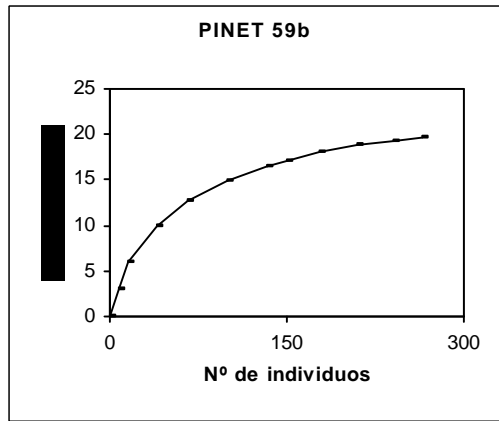
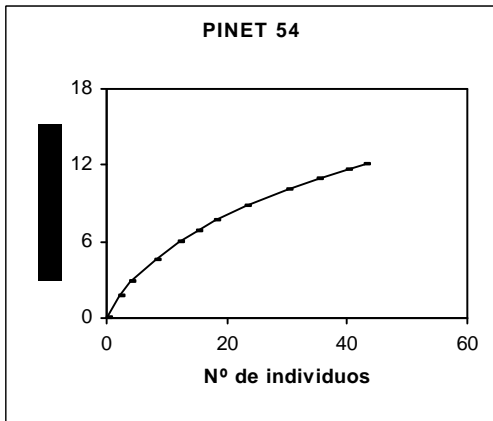
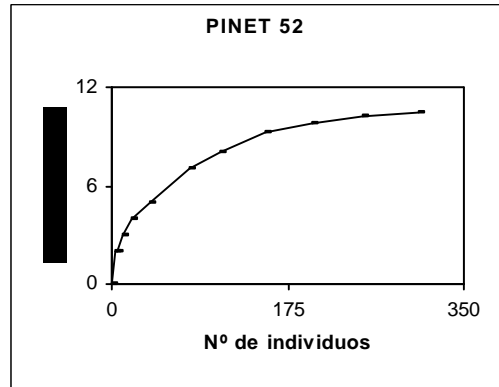
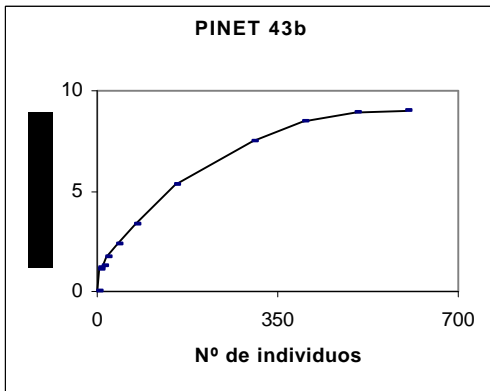


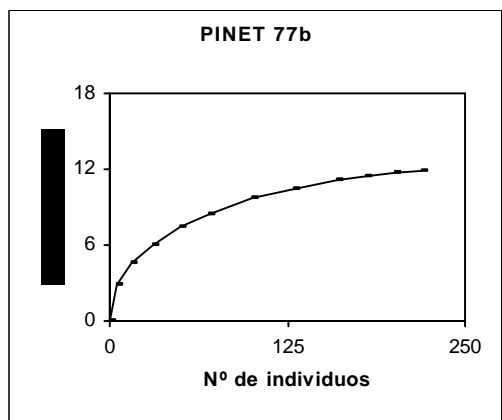
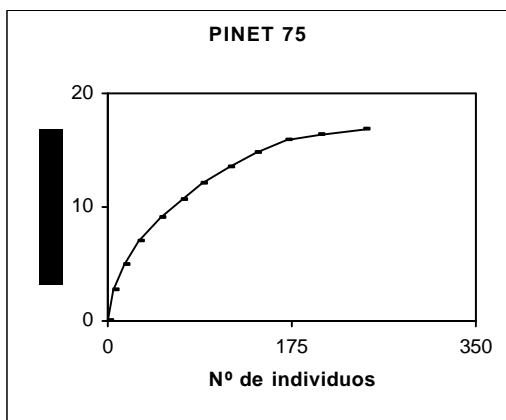
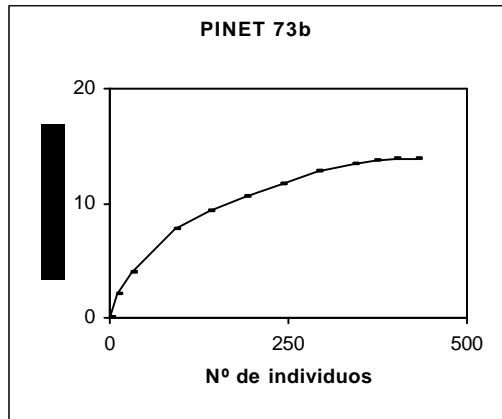
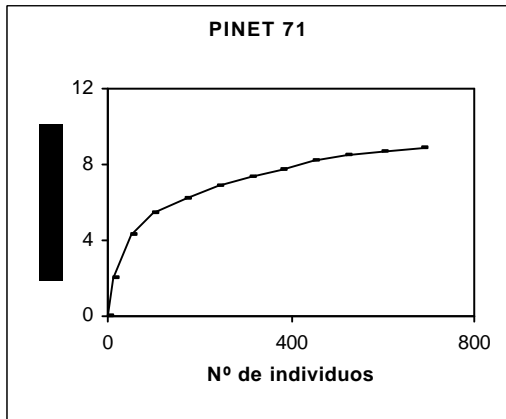
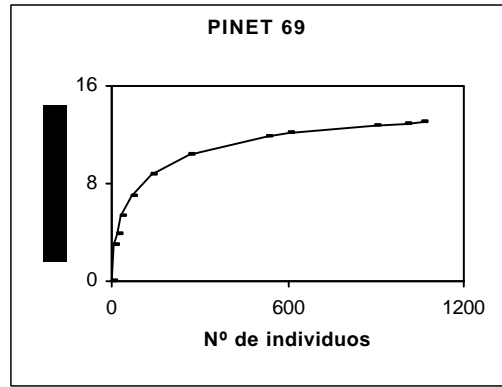
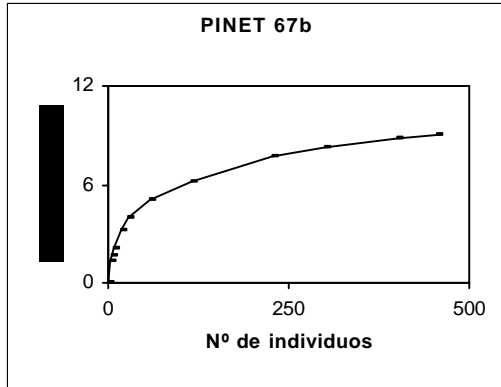


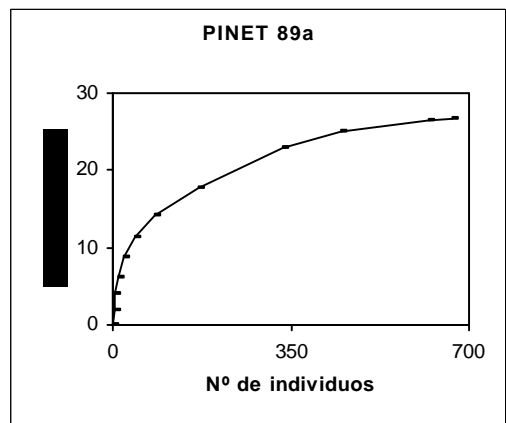
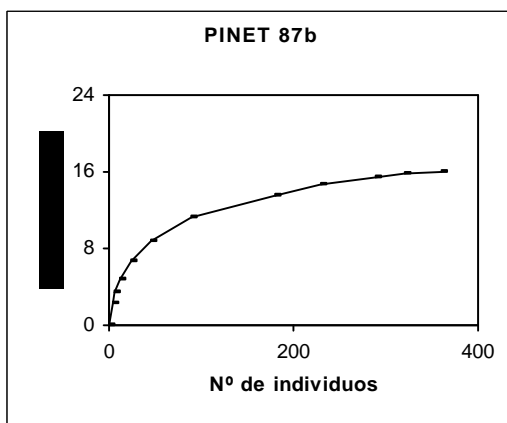
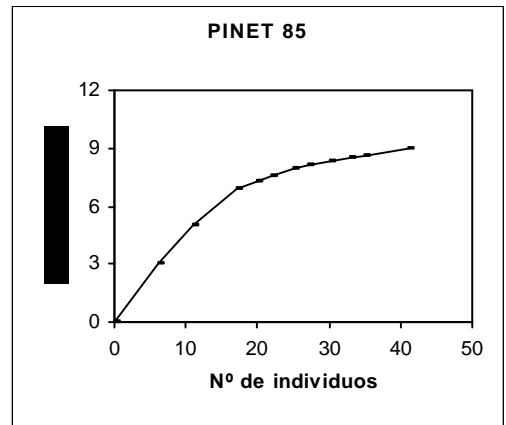
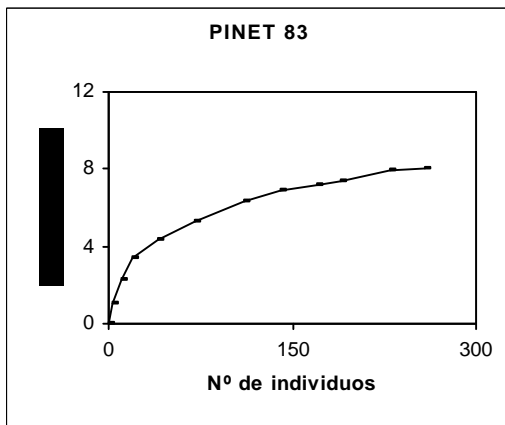
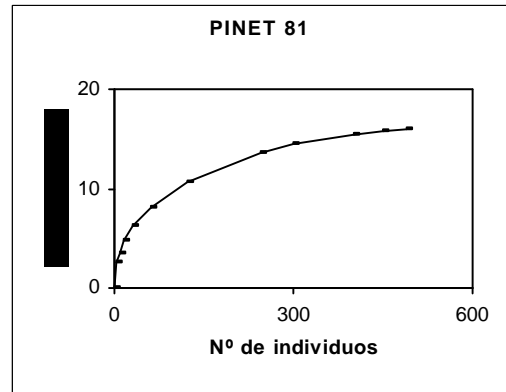
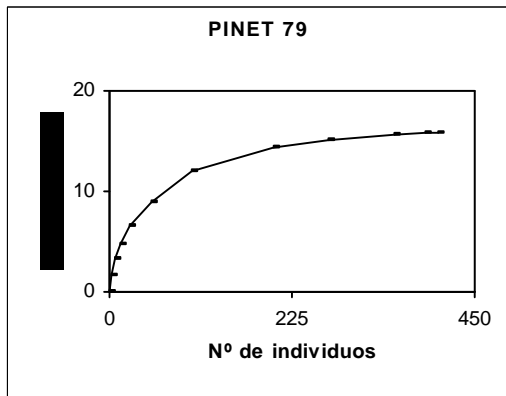


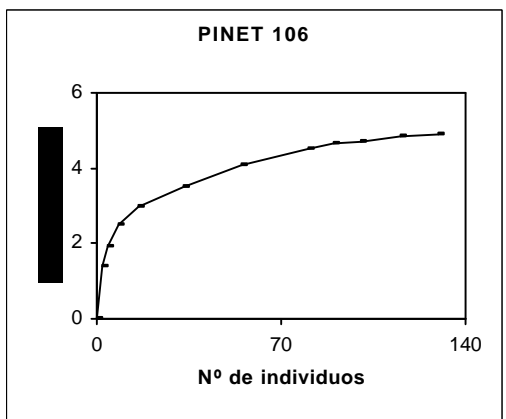
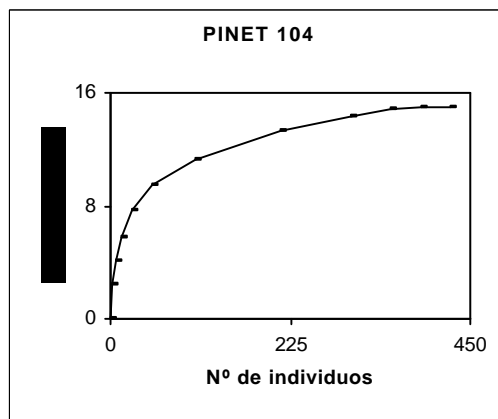
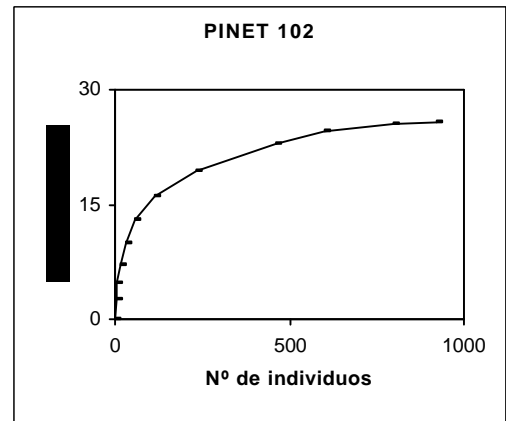
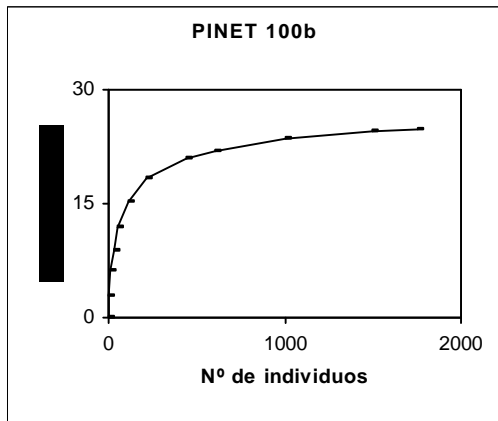
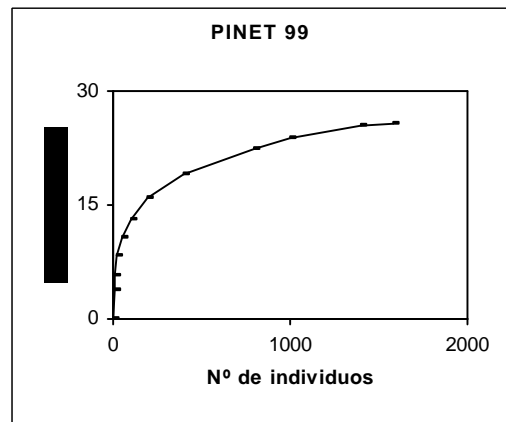
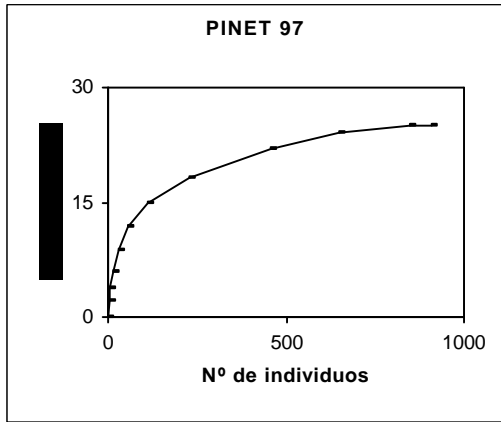


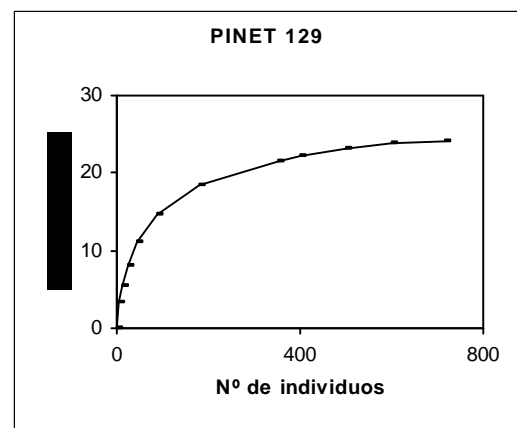
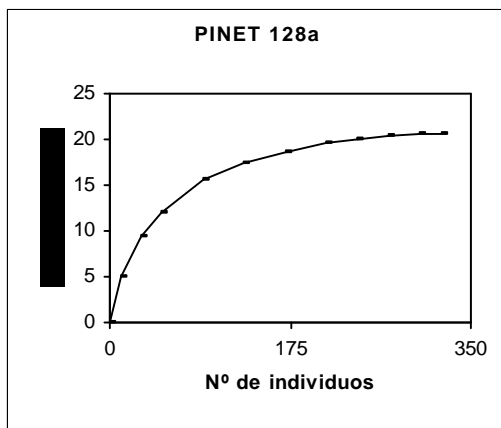
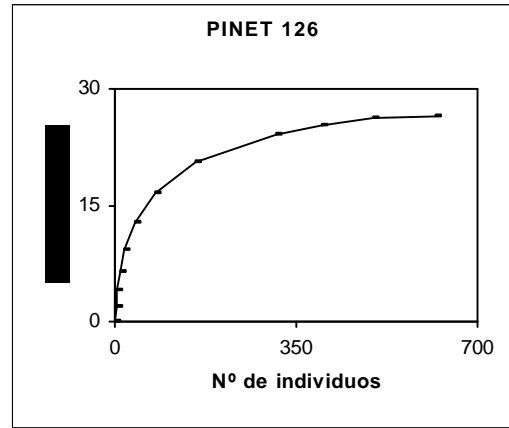
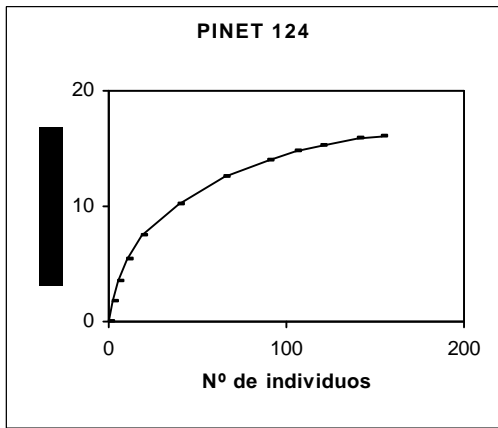
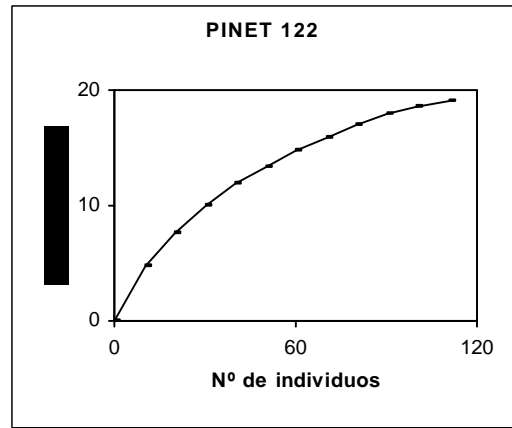
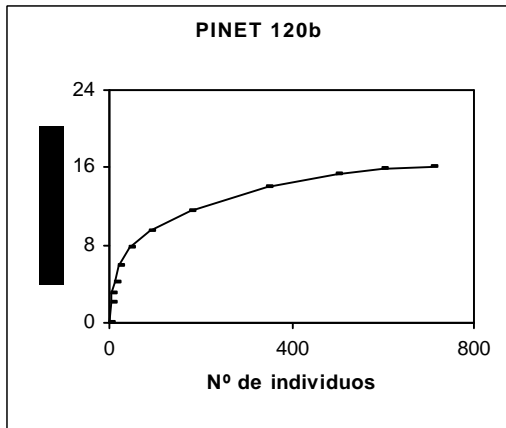


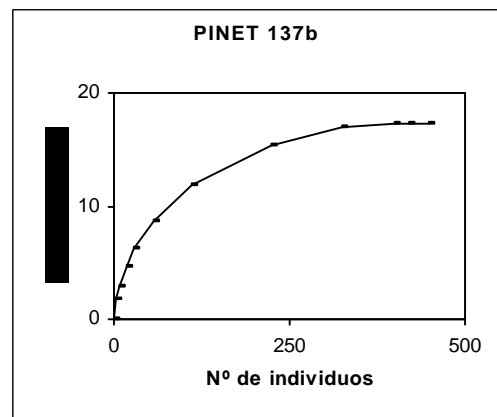
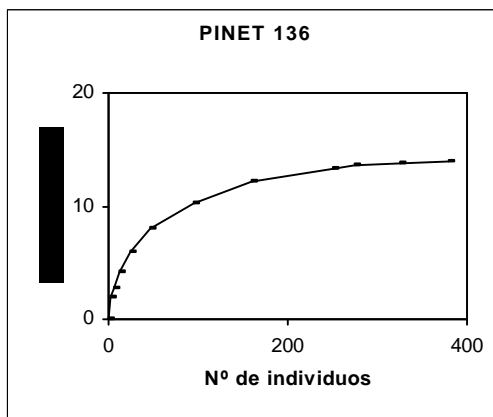
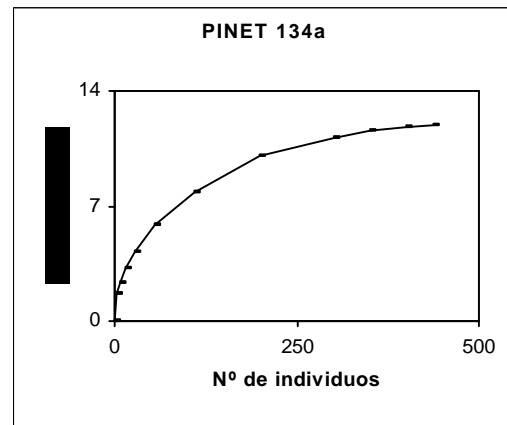
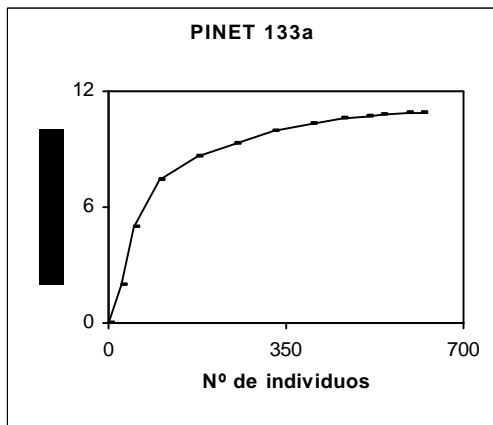
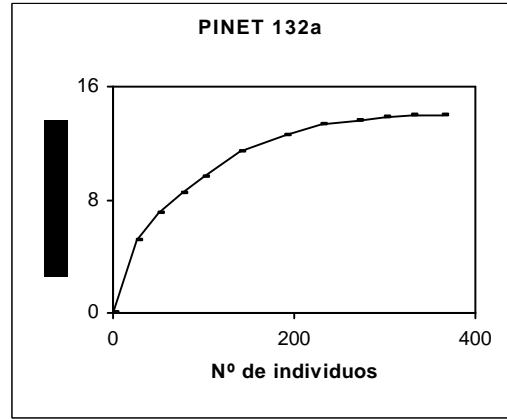
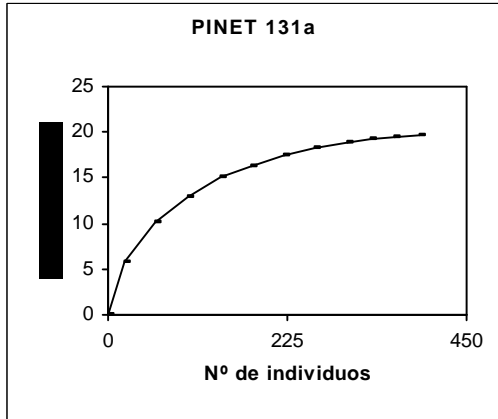


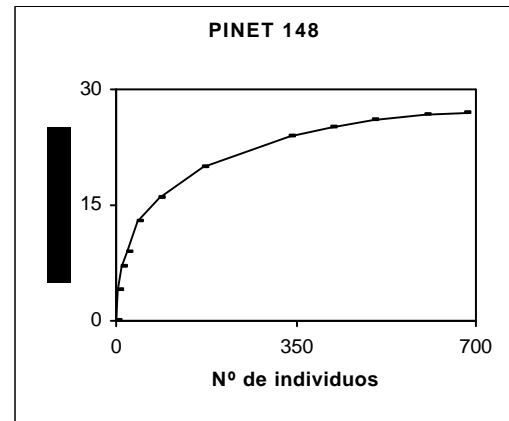
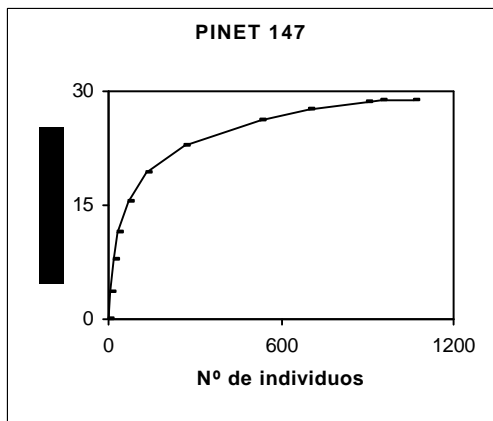
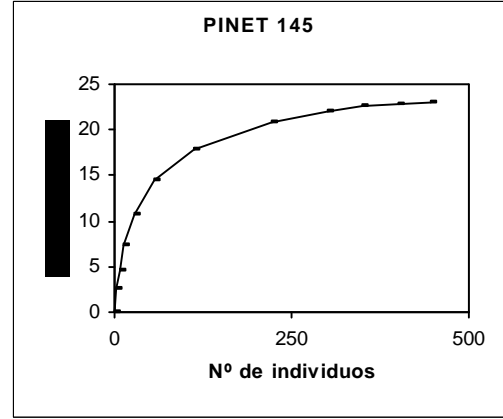
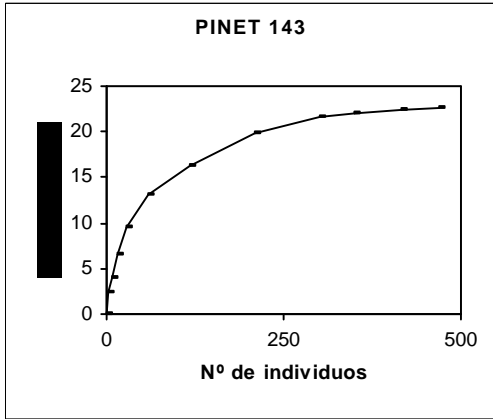
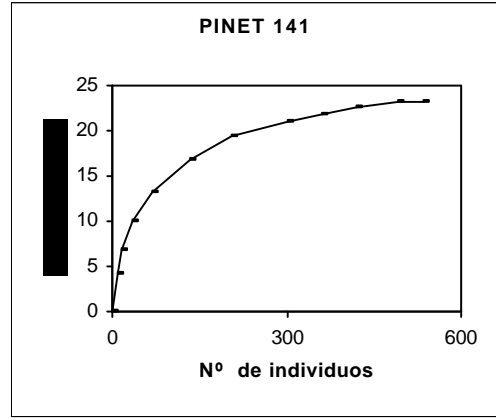
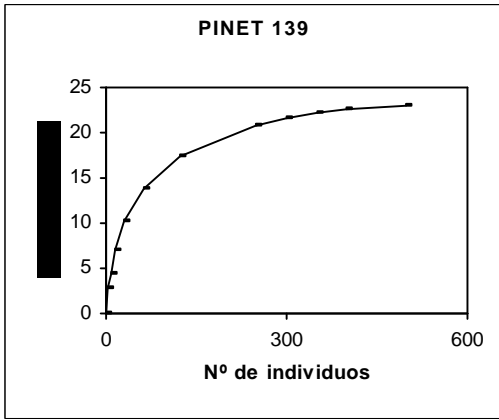


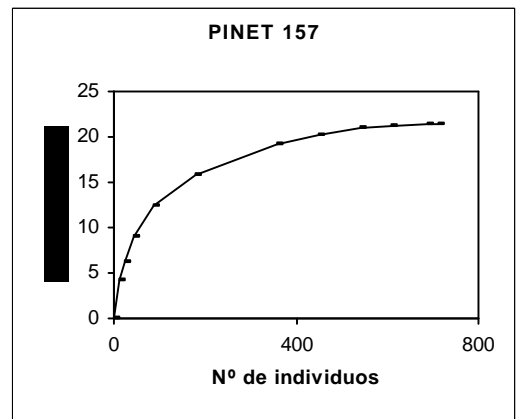
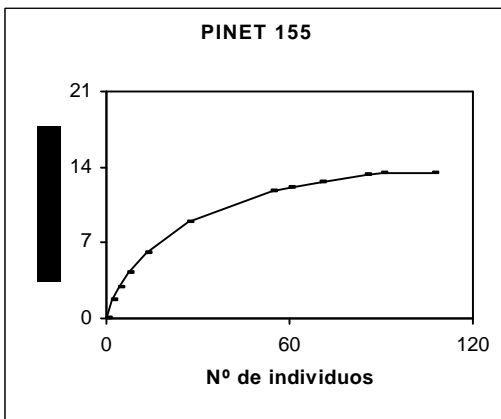
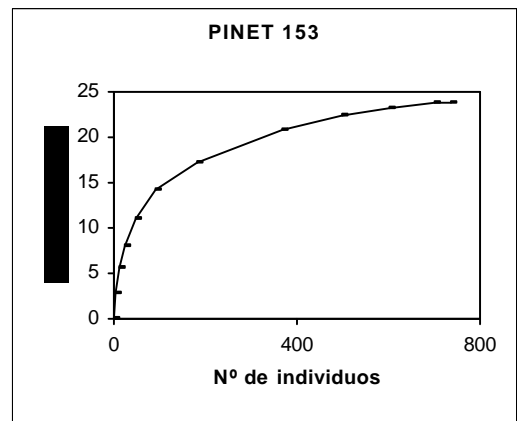
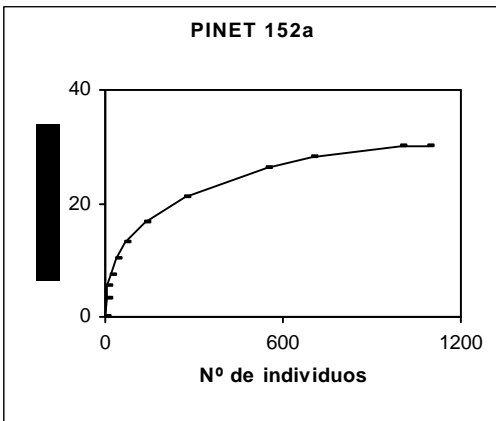
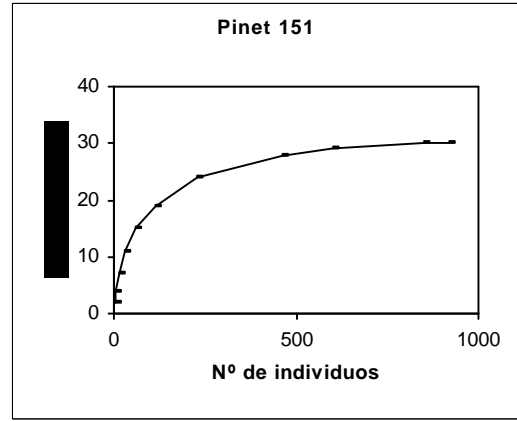
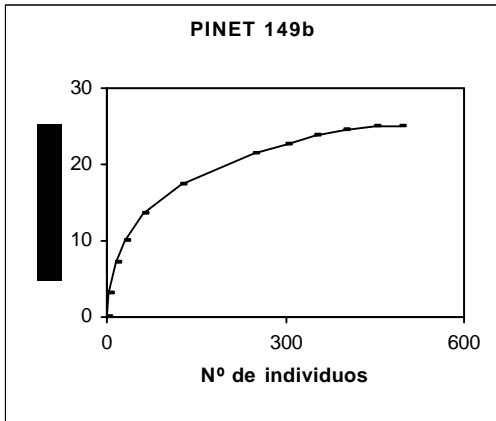


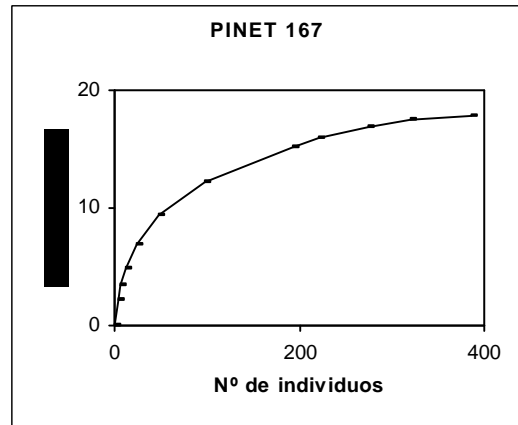
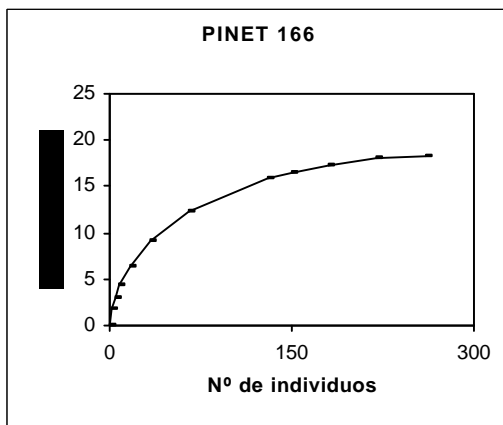
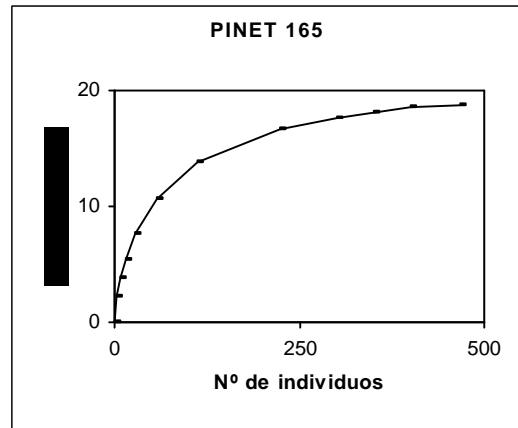
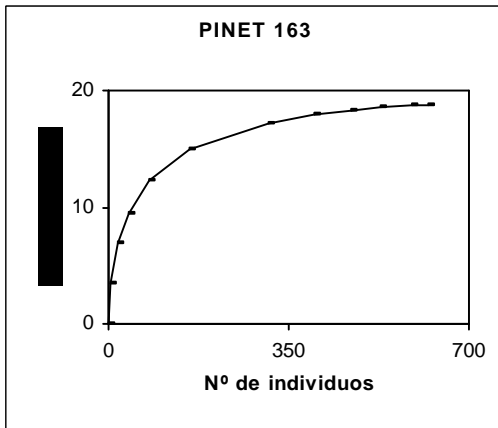
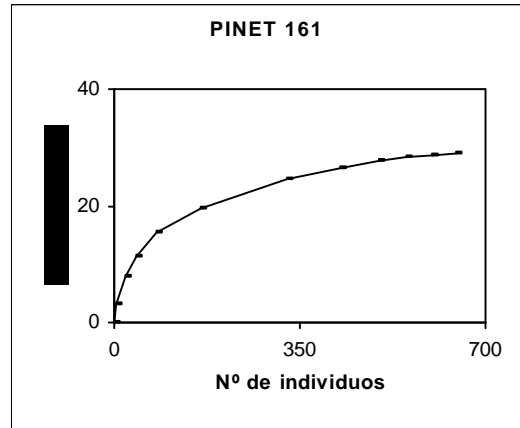
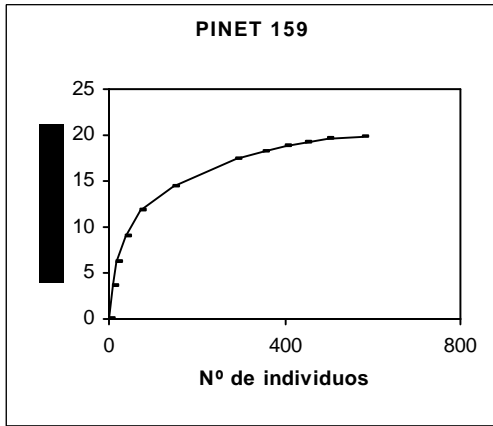












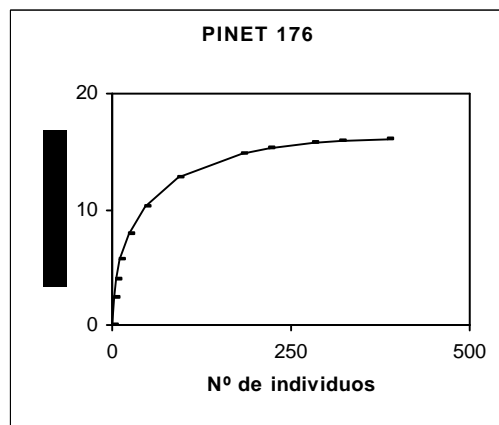
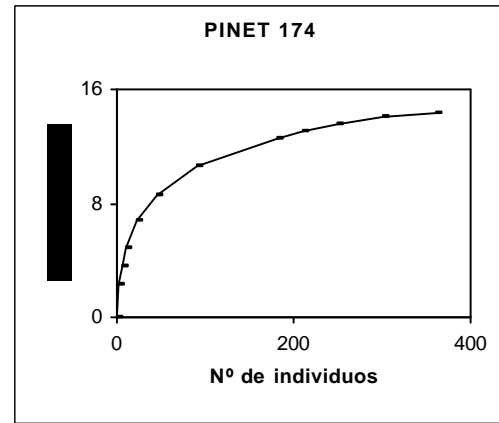
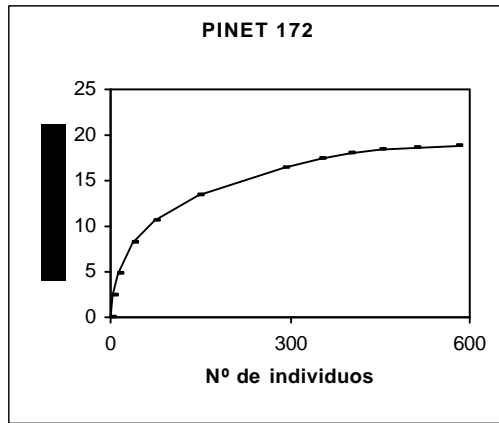
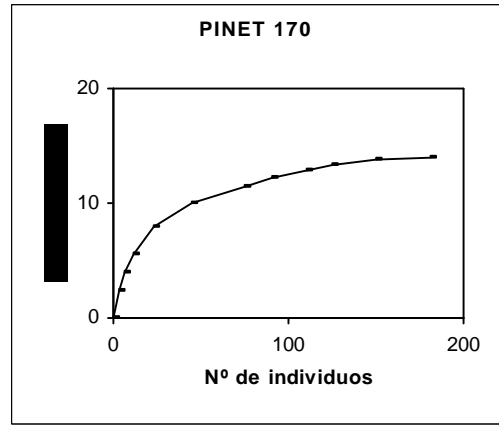
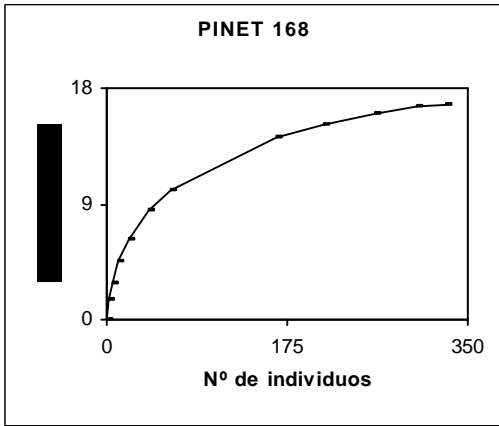


Fig.8.5. Proporción de subórdenes en cada una de las muestras y en el total del sondeo Pinet

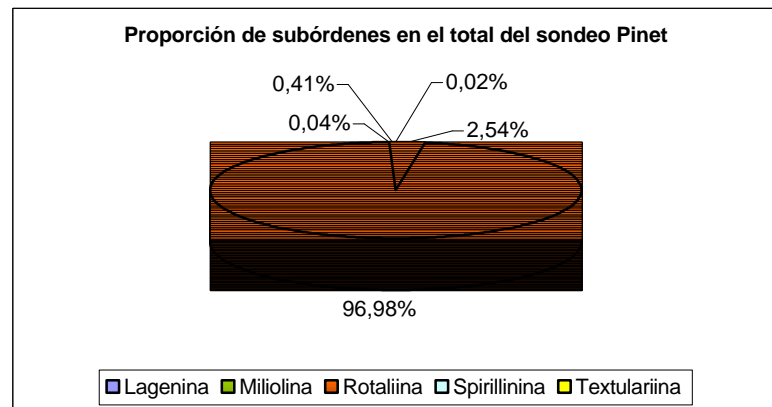
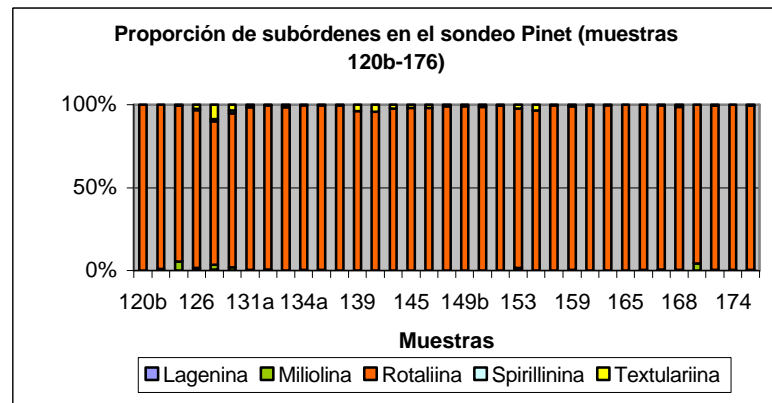
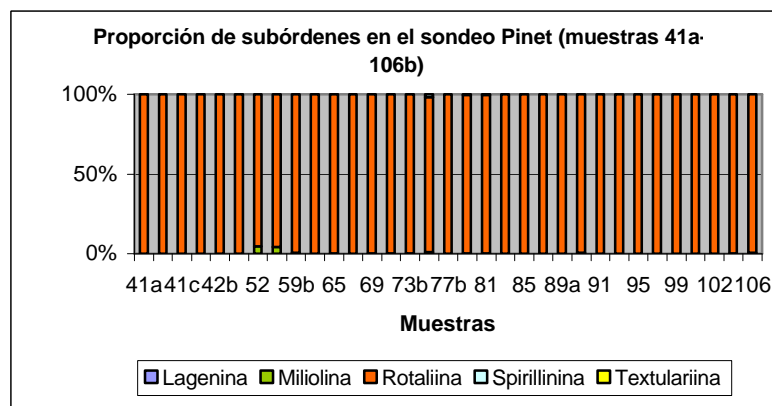
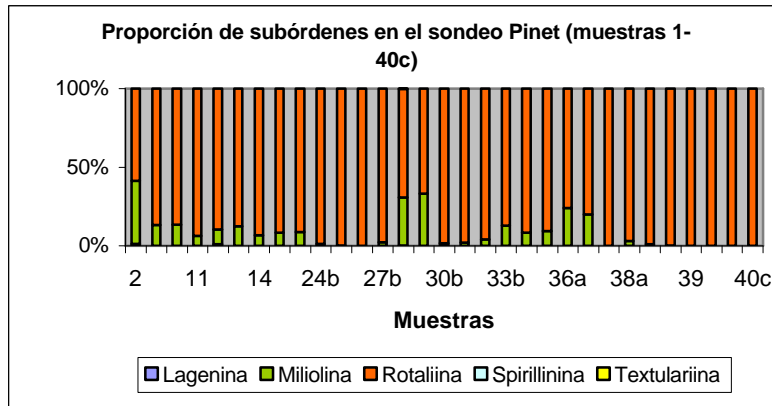


Fig. 8.6. Distribución textural en tanto por ciento en el sondeo Pinet

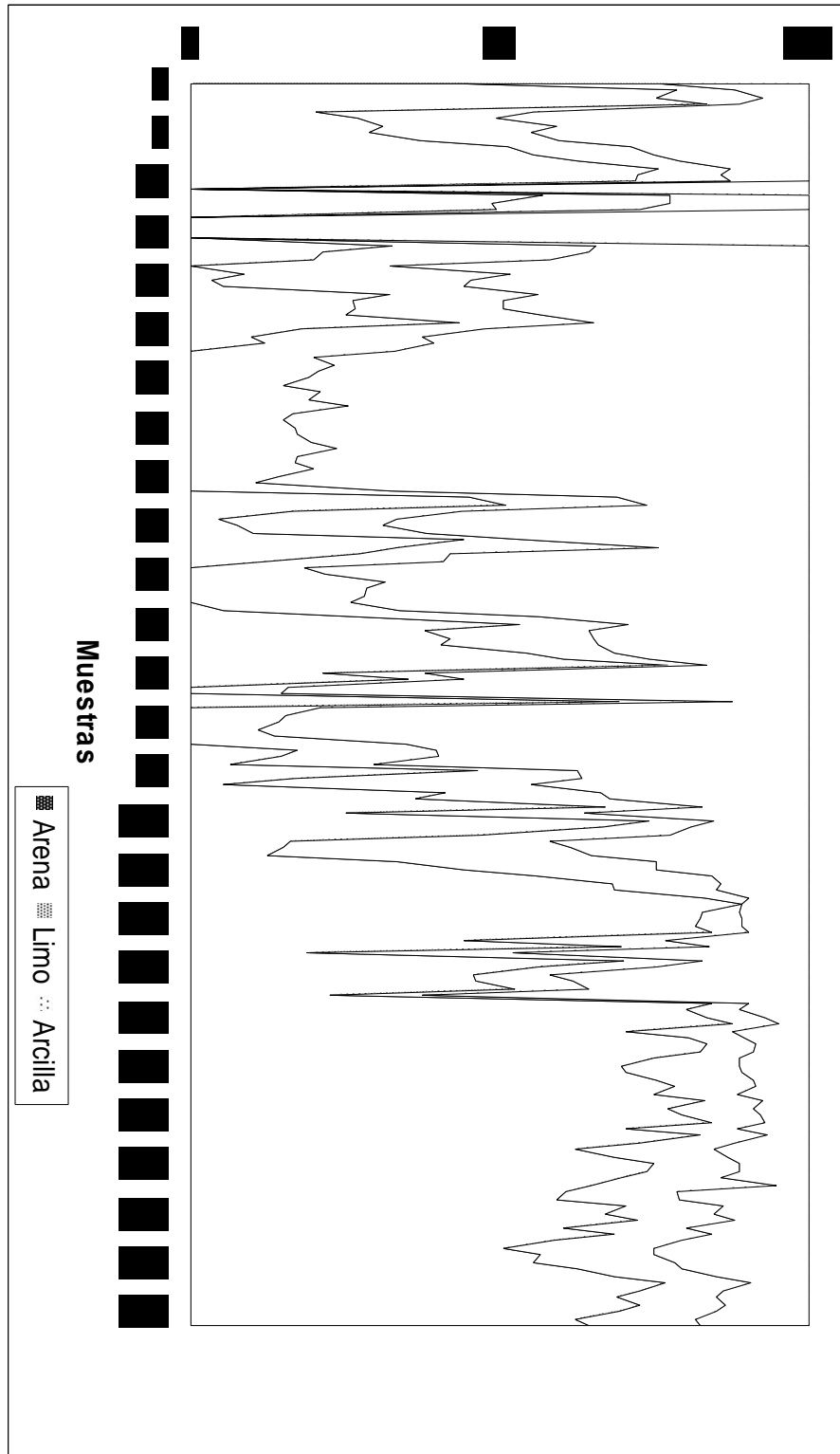


Fig. 8.7. Porcentaje de carbonatos en el sondeo Pinet

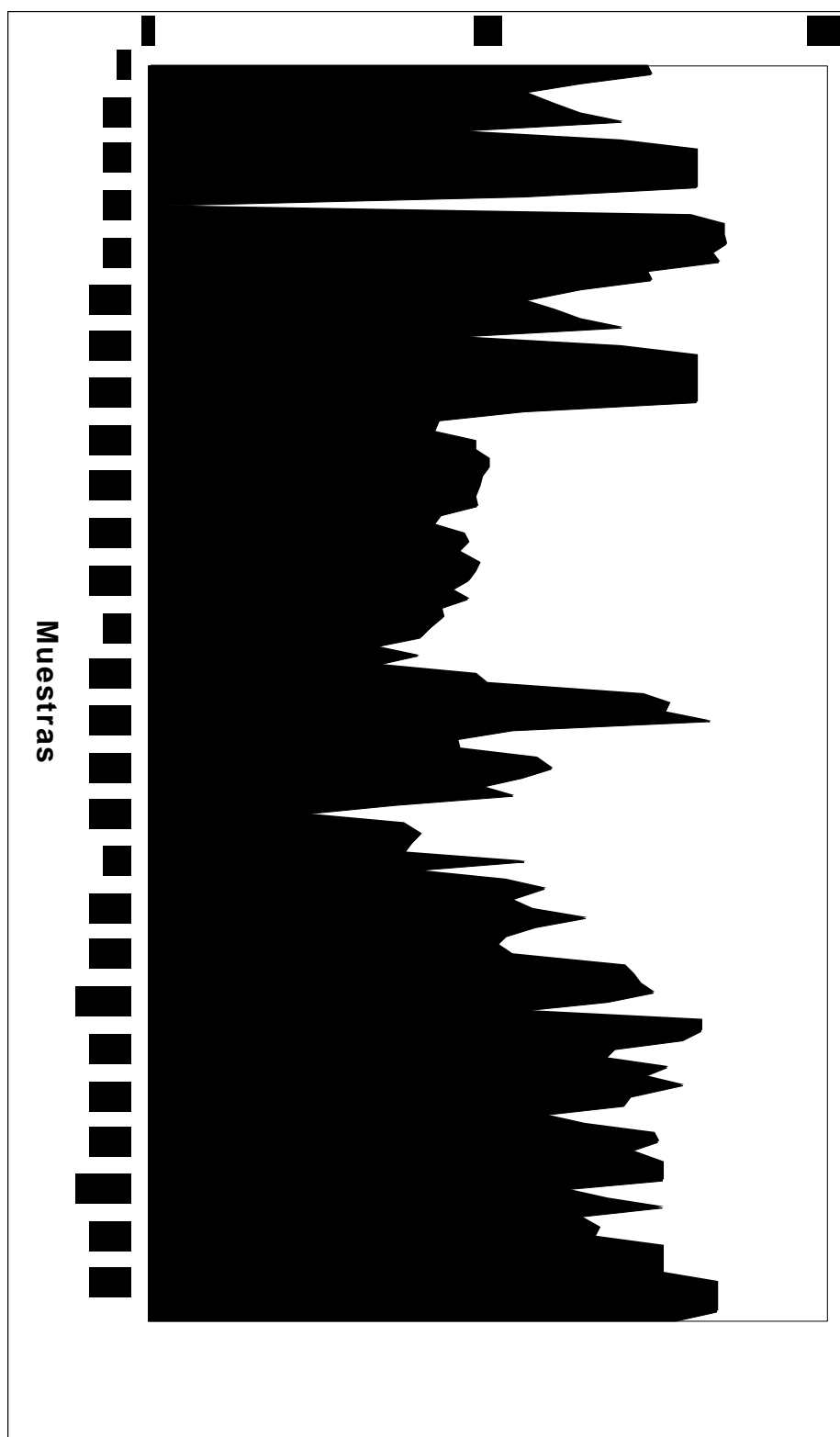


Fig. 8.8. Porcentaje de materia orgánica en el sondeo Pinet

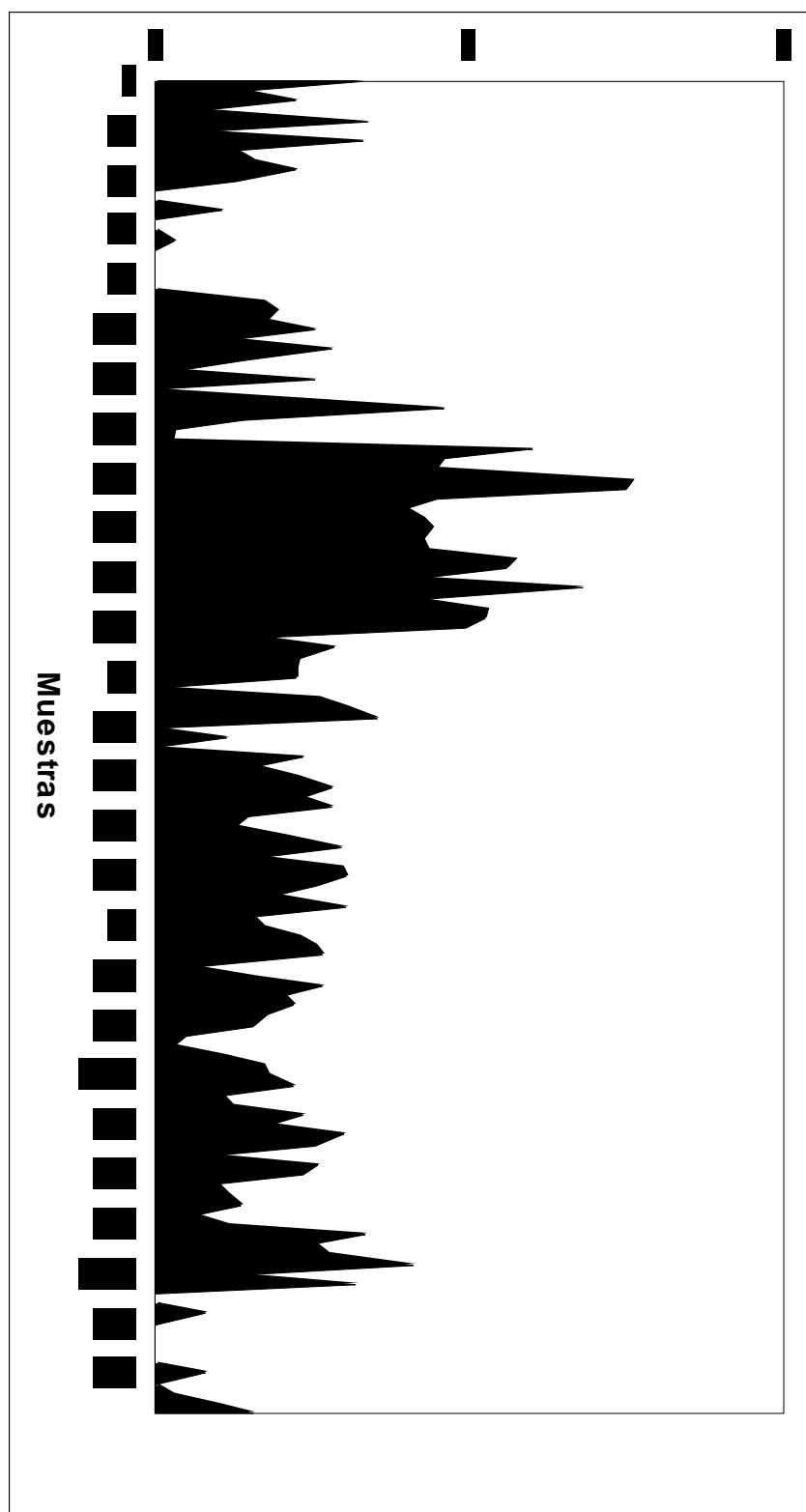


Fig. 8.9. Proporciones de las especies más significativas del nivel 75-67b del sondeo Pinet

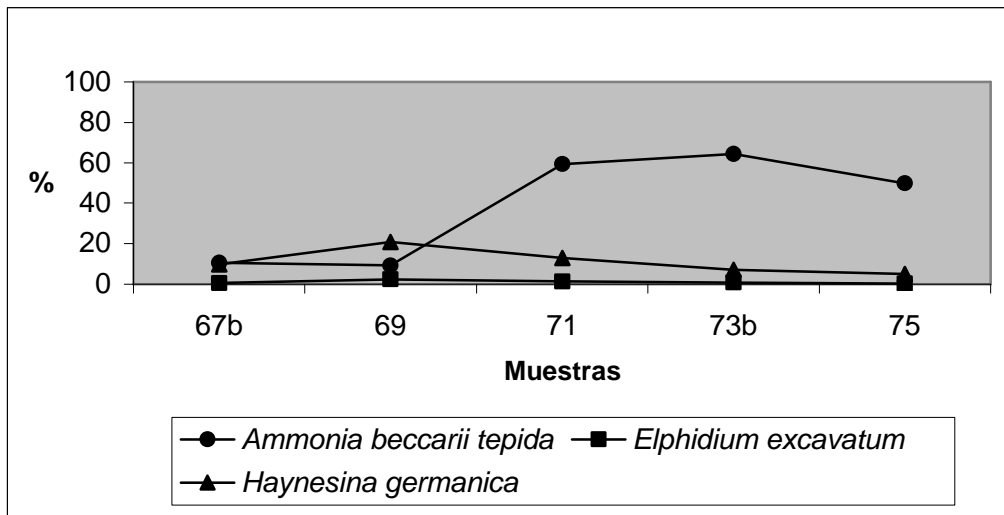


Fig. 8.10. Proporciones de las especies más significativas del nivel 43b-39 del sondeo Pinet

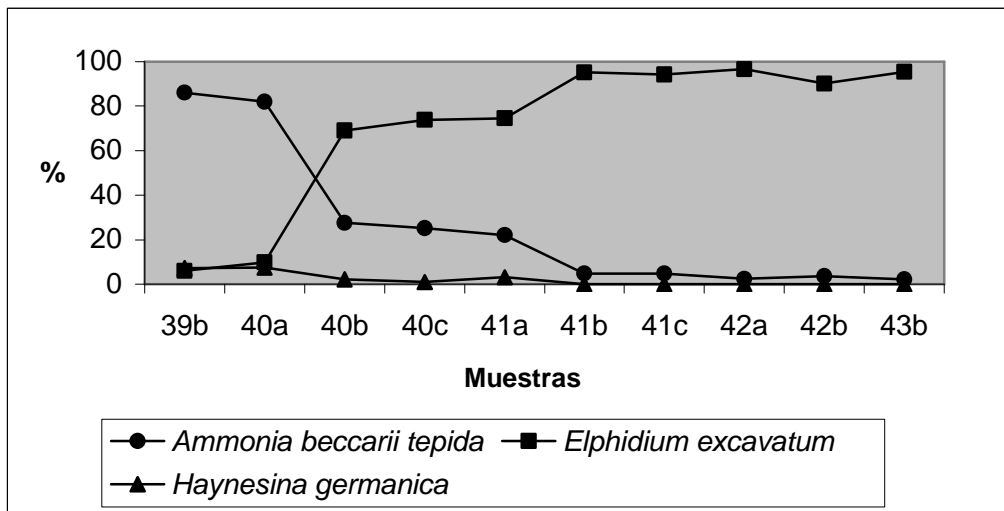
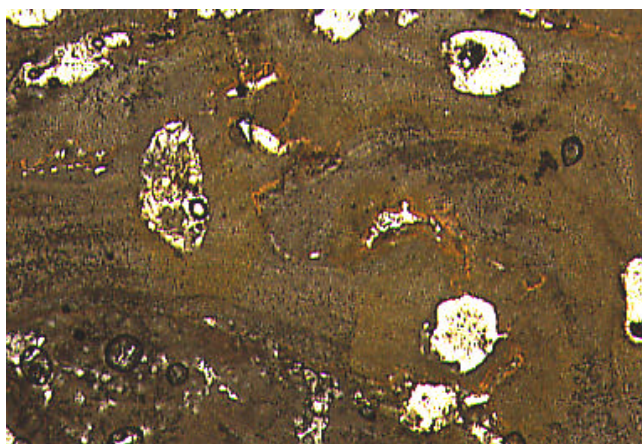
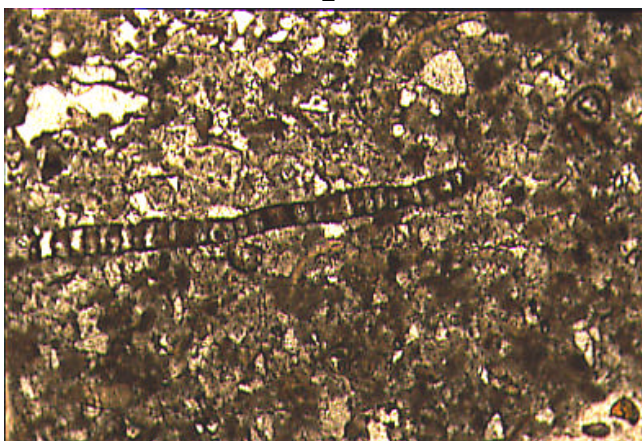


Fig. 8.11a. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de diversos fósiles encontrados en el nivel consolidado del sondeo Pinet, unidad sedimentaria XI.

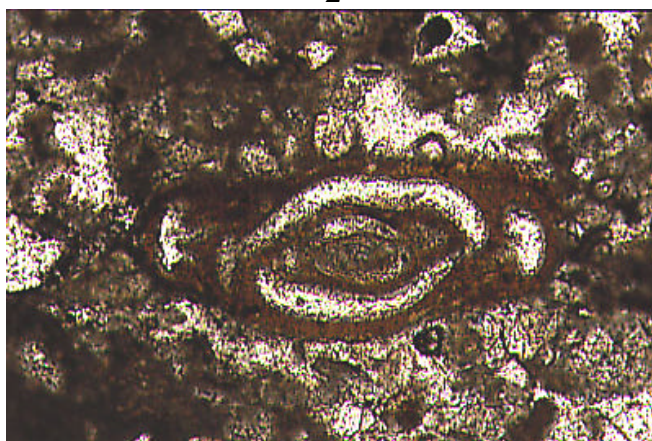
- 1.- Alga melobesia. Pinet 20. 100x
- 2.- Facies litorales. Briozoos. Pinet 21. 100x
- 3.- Miliólido conservado en una envuelta de óxido de hierro. Pinet 19. 250x



1



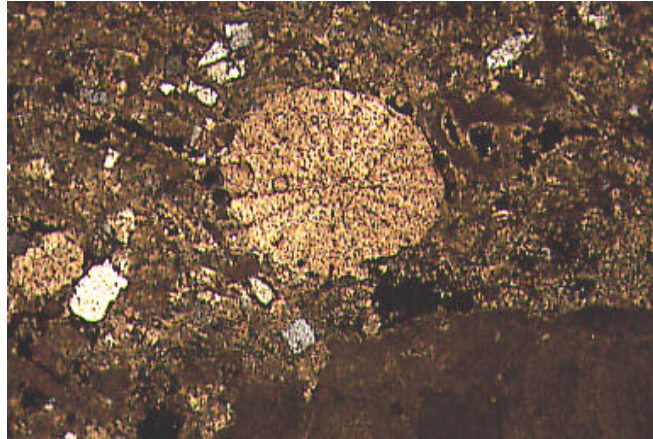
2



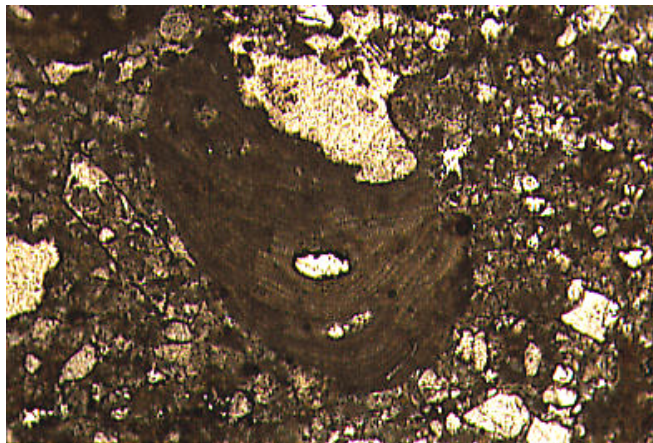
3

Fig. 8.11b. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de diversos fósiles encontrados en el nivel consolidado del sondeo Pinet, unidad sedimentaria XI.

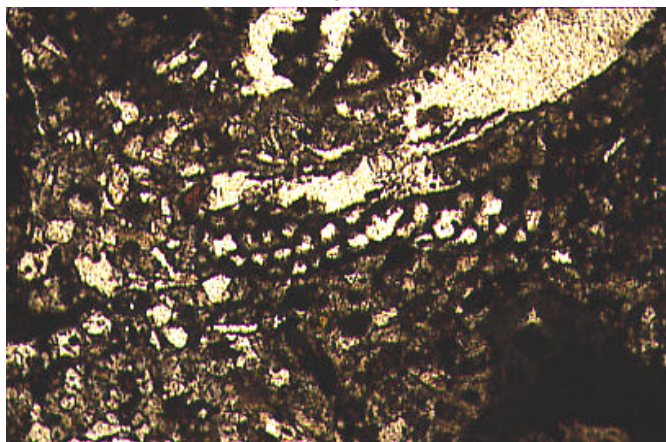
- 4.- Radiola de equinodermo en sección transversal. Pinet 21. Nícoles cruzados. 100x
- 5.- Alga melobesia. Pinet 21. 100x
- 6.- Briozoo. Pinet 21. 100x



4



5



6

8.2.2.- SONDEO PICOLA

El sondeo Picola está localizado según las coordenadas UTM en 30SYH133 305, a 800 m de distancia de la línea de costa actual. Su altitud es de 2 m y alcanzó una profundidad de 23 m (fig. 7.1). Desde el punto de vista geomorfológico está situado en la zona de contacto entre la playa actual, las Salinas de Santa Pola y los depósitos aluviales que proceden del Cap de Santa Pola (fig. 6.4).

8.2.2.1.- Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos

En el sondeo Picola se han analizado desde el punto de vista micropaleontológico y sedimentológico un total de 97 muestras, cuyos resultados han permitido determinar una secuencia cuaternaria basada en distintas unidades deposicionales (fig. 8.12). De ellas sólo 43 presentan contenido en foraminíferos fósiles, en las cuales se han encontrado un total 16.083 ejemplares, que desde el punto de vista tafonómico tienen las categorías de alóctonos y autóctonos. Se han identificado una serie de especies estenohalinas entre las que destacan *Ammonia beccarii beccarii*, *Lobatula lobatula*, *Cibicides subhaidingeri*, *Asterigerinata mamilla*, *Neoconorbina terquemi*, *Rosalina globularis*, etc., aunque además en el techo se han observado otras especies como *Nubecularia lucifuga*, *Amphysorus hemprichii*, etc. (fig. 8.13, 8.14 y 8.15). En conjunto, en todo el sondeo destaca el suborden Rotaliina que alcanza el 85,63%, seguido por el Miliolina con un 14,27%, además de algunos ejemplares de los subórdenes Lagenina y Textulariina que suponen el 0,04 y 0,06%, respectivamente (fig. 8.16).

Se ha llevado a cabo una datación numérica en este sondeo cuyos datos se indican en el cuadro siguiente:

SONDEO	MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)	EDAD	MÉTODO
Picola	12	2,8 m	22.330 BP	¹⁴ C

A partir de los resultados micropaleontológicos y sedimentológicos (fig. 8.17, 8.18 y 8.19) se han establecido en este testigo cuatro unidades sedimentarias, que de base a techo son:

UNIDAD I. En la base del sondeo y con una potencia de 9 m (muestras 92-64) se observa un material formado por calizas micríticas de color beige (2.5YR8/2). El contacto superior es erosivo y presentan una estructura interna laminar. Estas láminas tienen un espesor medio de milímetros y tienen formas que varían de planoparalelas a onduladas, tanto paralelas como no paralelas. En algunos casos estas estructuras responden a una morfología más grande que en el testigo de sondeo se manifiesta a partir laminas inclinadas de escaso ángulo. A escala macroscópica se observan moldes de gasterópodos ocupando morfologías previas.

La consolidación de este nivel es mucho más acusada entre las muestras 85-78a, entre -19,5 m y -17,3 m. Las láminas delgadas muestran, desde el punto de vista sedimentario, secciones alargadas separadas por un material detrítico, que presentan formas regulares en la muestra 85 y que hacia el techo son de morfología más irregular (fig. 8.20a y b). Desde una perspectiva micropaleontológica, entre las muestras 85 y 81 se registran foraminíferos del suborden Miliolina, de los géneros *Miliolinella* y *Quinqueloculina*, que aparecen bien ocupando porosidades previas, de morfología redondeada, o incluidos en el cemento. A partir de la muestra 81 estos caparzones de foraminíferos desaparecen. Hacia el techo se observan concreciones ferruginosas. La presencia de estructuras laminadas y de laminaciones paralelas en cierto ángulo, formando posiblemente estructuras mayores, permite sugerir que esta facies está constituida por estromatolitos.

El origen del carbonato, por tanto, es orgánico cuya proporción media para toda la unidad es de más del 80%, aunque en los niveles más consolidados llega a ser próximo al 90%. El contenido en materia orgánica es cercano a cero.

UNIDAD II. Entre -14 m y -5,5 m (muestras 64-26) aparece, en contacto erosivo, una facies formada por calizas micríticas blancas (10YR8/1) parcialmente cementadas, sobre todo entre las muestras 50 y 43-37. En los materiales que han podido levigarse se ha obtenido una proporción de arena carbonática en torno al 50%, donde no se observan

granos de naturaleza silíceos. Esta proporción disminuye entre las muestras 59 y 55 en las cuales los porcentajes de las texturas limosas son más importantes. Este nivel presenta una diagénesis muy acusada que ha supuesto la disolución parcial o total de las conchas de los fósiles y la precipitación en forma de cristales visibles muy brillantes que forman el sedimento y que rellenan los caparazones. En algunas muestras como en la 57 aparecen en la fracción arenosa concreciones ferruginosas y algunos granos de cuarzo.

Desde el punto de vista micropaleontológico se observan una gran cantidad de radiolas y placas de equinodermos, restos de briozoos, fragmentos y sobre todo moldes internos de moluscos bivalvos y gasterópodos, ostrácodos de hábitat marino, espículas de esponjas, predominantemente monoaxonas, además de foraminíferos planctónicos (*Orbulina universa*, *Globigerinoides aculifer*, etc.) y bentónicos. Entre los 8.660 caparazones estudiados destaca la asociación de especies formada por: *Neoconorbina terquemi*, con un 41,5% de representación media para toda la unidad, *Lobatula lobatula*, con un 22,5%, *Ammonia beccarii beccarii*, con un 9,3%, *Cibicides subhaidingeri*, con un 5,3%, *Elphidium crispum*, con un 3,9%, y con 1,4% las especies *Elphidium macellum* y *Pullenia bulloides*. Estos caparazones son considerados autóctonos aunque muchos de ellos pueden ser alóctonos, procedentes con mucha probabilidad de un área fuente cercana. Desde una perspectiva tafonómica presentan un alto grado de diagénesis, están rotos, mal conservados y parcialmente disueltos en la mayor parte de los casos.

Los valores medios de los índices de alfa de Fisher, diversidad de Shannon-Wiener y riqueza de Margalef son 2,43, 2,14 y 1,84, respectivamente, aunque se aprecian cifras más altas en las muestras basales. El resultado del cálculo de la equitabilidad indica que no existe dominancia de ninguna especie en las muestras estudiadas. El 100% de las especies pertenecen al suborden Rotaliina con la excepción de algunos individuos de los subórdenes Miliolina, Textulariina y Lagenina que aparecen sobre todo en la base de la unidad.

La muestra 50 y las extendidas entre los niveles 43-37, 34-30 y 28-26 tienen un mayor grado de cementación. El estudio de láminas delgadas muestran una

biocalcarenita de color blanco formada por restos biógenos y cemento esparítico. Existen otros elementos como oolitos y rizotúbulos posteriormente rellenados en una segunda fase (fig. 8.20a y b). Desde el punto de vista micropaleontológico, se han observado algas calcáreas del género *Lithothamnium*, gasterópodos, radiolas de equinodermos, espículas monoaxiales de esponjas y abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos, éstos últimos de los géneros *Textularia*, *Ammonia*, *Rosalina*, *Nonion*, *Lobatula*, *Cibicides*, etc, que probablemente corresponden a las mismas especies identificadas en el sedimento no consolidado. Hacia el techo se han observado fragmentos de briozoos. En las muestras 38 y 30 los restos de las algas calcáreas son bastante más abundantes que en los niveles consolidados anteriores, al igual que los caparzones de foraminíferos planctónicos y bentónicos así como los fragmentos de ostrácodos y bivalvos de hábitat marino. Las algas no presentan una orientación definida sino que están distribuidas de forma desorganizada. La proporción de bioclastos se incrementa aún más en el paquete consolidado formado por las muestras 28-26. Fundamentalmente, destacan la gran cantidad de restos de briozoos y algas calcáreas (*Lithothamnium*), foraminíferos biseriados (Textularidos), trocoespirales y planoespirales de los géneros *Ammonia*, *Elphidium*, etc., organismos planctónicos, ostrácodos, bivalvos del género *Cerastoderma*, etc., es decir, todo los restos orgánicos descritos en las muestras subyacentes pero en mayor porcentaje; además de otros fósiles como serpulidos. La muestra 26 es igual a las anteriores aunque ésta es más detrítica ya que los restos biógenos están más fragmentados y el tamaño de grano es mucho más fino.

La proporción media de carbonato es del 80% y el contenido en materia orgánica del 0,3%, aunque en la mayor parte de los casos su valor es cero.

Tanto desde el punto de vista micropaleontológico como sedimentológico este nivel es muy semejante a los niveles pliocenos que afloran al S de la Cap de Santa Pola (ver capítulo 8.6.1.1).

UNIDAD III. En contacto erosivo con la unidad anterior, con una potencia de 2,8 m, entre las muestras 25 y 12 aparece un sedimento cuyas característica

micropaleontológicas y sedimentarias permiten identificar dos subunidades diferentes, que desde la base hasta el techo son:

Subunidad IIIa. Se extiende entre las muestras 25 y 18, entre 5,5 y 4,5 m de profundidad. Se trata de un material de textura arenoarcillosa de color rojizo (2.5YR8/6) con intercalaciones tenues de coloraciones grisáceas hacia el techo. Presenta una gran cantidad de cantos y gravas de naturaleza calcárea y morfología redondeada en la base. La proporción media de arena es del 51% y está constituida por granos calcáreos y silíceos y precipitados carbonáticos y férricos. La presencia del cuarzo se incrementa hacia el techo y los carbonatos porosos son más frecuentes en las muestras 25, 23 y 20.

Desde el punto de vista micropaleontológico se observa una gran abundancia de bioclastos, sobre todo en la muestra 22, entre los que se indentifican radiolas de equinodermos, ostrácodos muy ornamentados, fragmentos de moluscos, gasterópodos y bivalvos, foraminíferos planctónicos y bentónicos. Entre los últimos destaca, en los 2.995 caparazones estudiados, la asociación formada por las especies *Lobatula lobatula*, con porcentajes que oscilan entre el 35% y el 18% y una tendencia descendente hacia el techo, y *Ammonia beccarii beccarii* que se sitúa entre el 25% y el 12%, cuya proporción también desciende hacia cotas más altas. Entre otras especies menos relevantes tenemos: *Buccella granulata*, *Elphidium macellum*, *Nonion commune*, *Rosalina bradyi* y *Rosalina globularis*, además de *Quinqueloculina* sp., que alcanza un 37% en la muestra 22, y miliólidos indeterminados, debido a la ausencia de los caracteres necesarios para su clasificación taxonómica, con más de 33% en las muestras 21 y 20. Todos los individuos están rotos y presentan señales de transporte aunque hay ejemplares que tienen mejor conservación; todos ellos son interpretados según la terminología tafonómica como alóctonos. Los valores de diversidad específica, riqueza de Margalef y diversidad de Shannon-Wiener muestran una tendencia ascendente hacia el techo, al igual que el número de individuos en 50 g; la equitabilidad se sitúa en torno a 0,5.

La mayor parte de las especies encontradas pertenecen al suborden Rotaliina aunque el suborden Miliolina comienza a aparecer de forma discreta en la base hasta llegar a suponer más del 40% del total de individuos en las muestras del techo.

La proporción media de carbonato es del 64%, donde se aprecia un ligero descenso hacia cotas más altas. El contenido en materia orgánica es del 0,09%.

Subunidad IIIb. En contacto neto con la subunidad anterior y entre -4,5 m y -2,7 m (muestras 17-12) se observa un material de color grisáceo (10YR6/2) formado por texturas limoarcillosas con arenas, que alcanzan proporciones medias del 33%. La fracción arenosa está constituida por granos calcáreos y silíceos, incluidos los cuarzos hematoideos, mica y una gran cantidad de precipitados de carbonatos en forma de rizotúbulos. Los granos de cuarzo presentan morfología subredondeada. Hacia el techo se observan fragmentos de ooesparita de forma redondeada y, a partir de la muestra 15, son frecuentes las concreciones ferruginosas hacia cotas más altas.

Desde el punto de vista micropaleontológico están presentes los moluscos (bivalvos y gasterópodos), radiolas y placas de equinodermos, aunque en menor proporción que en la unidad anterior. La asociación de especies de foraminíferos registrada en este nivel, entre los 869 caparazones estudiados, está formada por *Lobatula lobatula*, con un 32% de representación media y *Ammonia beccarii beccarii*, con un 12,6%, junto a otras especies menos importantes como *Nonion commune*, *Rosalina globularis*, etc. En las muestras 13 y 12 ya no se han encontrado ejemplares de foraminíferos.

Desde una perspectiva tafonómica los caparazones de foraminíferos están muy rotos y erosionados y son interpretados como alóctonos. La cantidad de foraminíferos desciende respecto a la unidad anterior y están cada vez peor conservados hacia el techo. Los valores de diversidad específica, riqueza de Margalef y diversidad de Shannon-Wiener son más bajos que en la unidad anterior y muestran una tendencia descendente hacia el techo; la equitabilidad también es más baja con una cifra en torno a 0,4. En el techo (muestras 13 y 12) no se han conservado caparazones de foraminíferos.

La mayor parte de las especies encontradas pertenecen al suborden Rotaliina y aunque el suborden Miliolina está representado en un 40% en la base, hacia el techo disminuye de forma progresiva hasta llegar al 5%.

La proporción media de carbonato es del 38% y el contenido en materia orgánica es del 0,5%.

UNIDAD IV. Ocupa los últimos 2,7 m del sondeo, entre las muestras 11 y 1. A partir de las características micropaleontológicas y sedimentarias de este paquete se pueden distinguir tres subunidades diferentes, que desde la base hasta el techo son:

Subunidad IVa: Entre -2,7 y -1 m (muestras 11 y 6) se identifica un material de textura arenosa (78%) de color grisáceo (10YR6/2), con cantos y gravas de morfología redondeada y aplanada en la base. La fracción superior a 2 mm está formada por granos de cuarzo, hialino y con impurezas, de morfología subrodada, carbonatos porosos, concreciones ferruginosas y fragmentos de ooesparitas y biocalcarenitas redondeados. En las muestras del techo aparecen cuarzoes hematoideos y cristales de mica.

Desde el punto de vista micropaleontológico se han encontrado restos de moluscos, gaterópodos y bivalvos, fragmentos de dientes de peces, restos podiales de decápodos, serpulidos, radiolas de equinodermos, etc. Hacia el techo se incorporan trozos de algas calcáreas, espículas de esponjas y ostrácodos. Los foraminíferos bentónicos estudiados suman un total de 1.974 ejemplares, entre los que destaca la asociación formada por *Peneroplis pertusus* con un 24% de representación media, *Ammonia beccarii beccarii* (13%), *Amphysorus hemprichii* (7,4%), *Quinqueloculina vulgaris* (7%), *Lobatula lobatula* (6,8%), *Asterigerinata mamilla* (5,2%), *Peneroplis planatus* (4%), *Rosalina globularis* (3,3%), etc. La presencia de la primera especie es cada vez más importante hacia el techo y en las demás la tendencia es la contraria. El 100% son individuos considerados autóctonos dentro de la terminología tafonómica y presentan un óptimo estado de conservación. El alfa de Fisher presenta cifras próximas a 7, el índice de Shannon-Wiener es cercano a 3 y la riqueza de Margalef se sitúa en torno a 4,3; todos ellos tienen valores más altos en el techo. La equitabilidad muestra una tendencia descendente hacia cotas más altas, pasando de cifras próximas a 0,8 en la base hasta 0,66 en el techo. El número de individuos teóricos en 50 g aumenta claramente a medida que se alcanzan cotas más altas.

Las especies encontradas pertenecen por igual a los subordenes Miliolina y Rotaliina, con un porcentaje del 50% cada uno, aunque se aprecia un ligero incremento del primero hacia el techo.

El porcentaje medio en carbonatos para toda la subunidad es del 56% y el contenido en materia orgánica es del 0,16%.

Subunidad IVb: Está compuesta por la muestra 5 y tiene unos 20 cm de espesor. En esta muestra la proporción de arenas es del 84% cuya caracterización morfoscópica indica un cambio litológico respecto a la unidad anterior, donde domina la precipitación de carbonato junto a granos calcáreos, silíceos, hialino y hemotoideo, moscovita, yeso y concreciones ferruginosas abundantes.

Desde el punto de vista micropaleontológico se han identificado restos de moluscos, serpúlidos, radiolas de equinodermos, espículas de esponjas y foraminíferos bentónicos. La asociación registrada en esta muestra está formada por las especies *Ammonia beccarii beccarii* (29%), *Quinqueloculina vulgaris* (11%), *Rosalina globularis* (8,2%), *Asterigerinata mamilla* (7,3%), *Lobatula lobatula* (4,5%). La mayor parte de los caparazones están rotos, presentan un mal estado de conservación y están cubiertos y rellenos de precipitados carbonáticos. Todos los individuos son considerados alóctonos en la terminología tafonómica. Los valores de diversidad específica, riqueza de Margalef y diversidad de Shannon-Wiener muestran valores bastante más bajos que en la unidad anterior; la equitabilidad se sitúa en torno a 0,66. El número de individuos en 50 g es claramente menor que en la subunidad anterior. En el conjunto de las especies que se observan en este nivel el porcentaje del suborden Miliolina desciende respecto al Rotaliina, que alcanza el 70% del total de individuos.

La proporción de carbonatos correspondiente a esta muestra es de 68,6% y el contenido en materia orgánica es mayor que la subunidad anterior, con un 0,38%.

Subunidad IVc. Entre las muestras 4 y 1, en el último metro del sondeo, aparece un material de textura arenosa (89%) de color grisáceo muy semejante a la que caracteriza la subunidad IVa. La fracción arenosa está formada por granos silíceos en su mayor parte, con algunas concreciones ferruginosas y abundantes restos bioclásticos.

Esta subunidad presenta en la base un nivel de cantos y gravas calcáreas y está coronada por un sedimento marrón con mayores proporciones de limos y arcillas que las muestras anteriores (muestra 1), en la que se han encontrado gasterópodos continentales (Helícidos).

Desde el punto de vista micropaleontológico son dominantes los restos biogénicos, que llegan a suponer un 95%, sobre todo en las muestras 3 y 2, aunque en esta última están más fragmentados. Se han identificado radiolas y placas de equinodermos, moluscos gasterópodos y bivalvos y una gran abundancia de foraminíferos bentónicos. De los 1.475 caparazones estudiados destaca la asociación formada por *Peneroplis pertusus*, con una representación media del 27%, *Amphysorus hemprichii* (13%), *Ammonia beccarii beccarii* (12%), *Quinqueloculina vulgaris* (7,5%), *Lobatula lobatula* (5,7%), *Peneroplis planatus* (4,8%), *Rosalina globularis* (2,6%) y un conjunto de especies menos relevantes. La representación en el registro de estas especies muestras distintas tendencias: las especies *Amphysorus hemprichii*, *Asterigerinata mamilla*, *Quinqueloculina vulgaris* y *Peneroplis planatus* disminuyen su proporción hacia el techo mientras que el resto de especies tiene el comportamiento contrario. Desde una perspectiva tafonómica presentan caparazones no diagenizados pero están rotos y con señales de transporte y rodamiento. El 100% de los individuos son considerados autóctonos a partir de la terminología tafonómica. Los valores de diversidad de Shannon-Wiener, alfa de Fisher, Riqueza de Margalef, y diversidad específica son semejantes a los encontrados en la subunidad IVa aunque aquí son más altos en la base. La equitabilidad muestra una tendencia descendente hacia el techo, pasando de 0,68 en la base a 0,60 en la muestra 1. El número de individuos teóricos en 50 g disminuye de forma progresiva hacia el techo pero en la muestra 3 se obtiene la cifra más alta de la unidad IV, con un total de 31.568 caparazones.

Las especies encontradas pertenecen por igual a los subordenes Miliolina y Rotaliina, con un porcentaje del 50% cada uno, aunque se aprecia un ligero incremento del primero hacia las muestras más superficiales.

La proporción media de carbonatos es del 61% y el contenido en materia orgánica en toda la subunidad es del 0,19%.

8.2.2.2.- Interpretación paleoambiental

A partir de los resultados obtenidos en el estudio micropaleontológico y sedimentológico del sondeo Picola pueden extraerse las siguientes interpretaciones paleoambientales:

La unidad I ha sido interpretada como la continuación del Complejo Messiniense que aflora en el Cap de Santa Pola. Forma parte de las calizas estromatolíticas que constituyen el SW de esta sierra frente a las formaciones coralinas de *Porites* existentes hacia el E por un lado, que presentan fragmentación y caída de bloques en el faro de Santa Pola y, por otro, a la alternancia de estromatolitos y corales que caracterizan el NE (Esteban, 1977). Todos ellos constituyen una bioconstrucción arrecifal que se manifiesta a partir de distintos tipos de calizas biogénicas.

La suave pendiente que se observa en el relieve actual del SW y del NW correspondería a la laguna y trasarrecife, dominados por los estromatolitos (VV.AA, 1999). Estas construcciones cianobacterianas y algales se realizan a partir de la mineralización de los tapices filamentosos en un medio acuático. La primera lámina estromatolítica se produce por la calcificación y encostramiento de los filamentos milimétricos de esta asociación sobre el fondo, ya que tienen la propiedad de captar el carbonato cálcico disuelto en el agua. Sobre esta superficie se forma un nuevo tapiz de filamentos que vuelve a encostrarse y así sucesivamente hasta originar las calizas estromatolíticas.

Estos materiales son cubiertos en el sondeo, al igual que en superficie, por sedimentos marinos pliocenos (unidad II), en facies de plataforma somera, formados por una asociación de foraminíferos estenohalinos de hábitat litoral, aunque hay especies de aguas más profundas. La proporción de especies epifitas indican la existencia de un fondo rocoso cercano o de vegetación, aún cuando no se registren individuos del suborden Miliolina. No obstante, esta asociación ha podido estar afectada por procesos tafonómicos; los ejemplares de foraminíferos han podido resedimentarse desde un área fuente cercana y una parte de ellos ha podido desaparecer ya que los caparazones aporcelanados presentan mayor susceptibilidad a la disolución que los

hialinos debido a las características microestructurales de la concha (Lee & Roger, 1999). La disposición desorganizada de los talos de las algas calcáreas podría apoyar la hipótesis de la actuación de agentes de transporte en el ambiente marino. Hacia techo se observa una disminución de la profundidad y de la energía debido a la mayor fragmentación que presentan los abundantes restos orgánicos, entre los que destacan las algas calcáreas y los briozoos. La comparación de la fauna y del sedimento en los niveles de la base con la que aparece en los sedimentos de cotas más altas podría indicar una secuencia de somerización. A partir de la estructura plegada que caracteriza el área de estudio (Alfaro, 1995), esta unidad corresponde al flanco S del anticlinal plioceno que aflora en el Cap de Santa Pola.

Después de un período erosivo bastante amplio se depositaría la unidad III, en cuya base se localizan cantos y gravas redondeadas procedentes quizás de un episodio de tormenta que ha transportado estos materiales hacia posiciones más interiores. Estos materiales son interpretados como los primeros sedimentos registrados en este sondeo atribuidos al Cuaternario. Han sido asimilados a facies de *backbarrier flat*, con una primera fase de mayor influencia del *backshore* (subunidad IIIa) y una segunda donde existe una mayor proximidad de una zona de marjal adyacente (subunidad IIIb). Esto viene indicado por la presencia de una coloración gris oscura en un sedimento donde aumentan de forma considerable las proporciones de limoarcillas respecto a la subunidad IIIa. Se ha preferido identificar este nivel grisáceo como parte de la *backbarrier flat* y no como un ambiente de marjal debido a la ausencia de fauna autóctona y démica de aguas salobres o dulces, ya que todos los caparzones encontrados parecen resedimentados del subambiente de *backshore*; además se detectan proporciones elevadas de fracciones arenosas. La peor conservación de los caparzones de foraminíferos encontrados en la subunidad IIIb así como la disminución del número de individuos de las mismas especies respecto a la subunidad basal podría indicar un reabajamiento de esta fauna hacia el techo, de forma que los caparzones de foraminíferos de la subunidad IIIb son posiblemente heredados de la subunidad IIIa. El techo de esta unidad ha sido datado a partir de ^{14}C sobre sedimento orgánico (método AMS) y ha dado una edad de 22.330 BP; no obstante, en relación a los depósitos que presentan otros sondeos cercanos en cotas semejantes (Salinas y Mórtoles) es más probable que su edad sea holocena y, que por tanto, esta fecha sea errónea.

Una aproximación de la línea de costa respecto al sedimento cuaternario anterior se registra en la unidad IV. Se trata de un ambiente infralitoral caracterizado por la gran cantidad de fauna de hábitat marino, donde destacan los foraminíferos bentónicos que hacen referencia a la existencia de un medio marino litoral, de aguas someras, cálidas y de alta salinidad. Esto se deduce de la abundancia de las especies *Peneroplis pertusus* y *Amphysorus hemprichii* cuyos diámetros son bastante mayores que el tamaño del sedimento. Según Murray (1991), la primera especie se encuentra con mayor frecuencia en zonas de alta salinidad (hasta el 50‰) y temperaturas cálidas (entre 20-34 °C), por lo que es más común encontrarla en el Mediterráneo durante los meses de verano, cuando los índices de evapotranspiración son elevados en una zona protegida; en la actualidad es muy abundante en el *foreshore* del S del puerto de Santa Pola. No obstante, Colom (1974) atribuye además al género *Peneloplis* una relación estrecha con las praderas de *Posidonia oceanica*, que son frecuentes hoy en la plataforma interna de este sector.

Este ambiente infralitoral registra una pequeña y esporádica somerización en la subunidad IVb que se constata a partir de la precipitación masiva de carbonato y de la disminución de los foraminíferos, tanto en número de caparazones como en especies, además del mayor deterioro que presentan todos los ejemplares. El descenso del suborden Miliolina respecto a la subunidad anterior podría obedecer a la disolución de los caparazones aporcelanados, ya que éstos son más vulnerables a la meteorización química (Lee & Roger, 1999). Posteriormente, se asiste a la recuperación de este ambiente (subunidad IVc) que vuelve a ser colonizado por fauna de foraminíferos de las mismas especies que en la subunidad IVa.

Las facies encontradas en la última unidad de este sondeo coinciden en gran parte con las registradas en el yacimiento arqueológico iberorromano de la Picola, situado en un punto adyacente y estudiado a partir de calicatas (Fumanal y Ferrer, 1998, Badie *et al.*, 2000). Según estos autores, se observa la existencia de dos niveles infralitorales separados por un depósito subaéreo, donde el nivel infralitoral inferior podría relacionarse con un episodio transgresivo esporádico reconocido por Goy *et al.* (1993) al N de la Cap de Santa Pola, y el superior podría atribuirse, a partir de restos cerámicos, a un período posterior al siglo III dC.

El discreto episodio de somerización (subunidad IVb) podría ser equivalente a los depósitos eólicos que se registran en el yacimiento de la Picola, por lo que se correspondería con el siglo I dC, como indica la presencia de cerámica romana de época altoimperial en los niveles arqueológicos (Fumanal y Ferrer, 1998). Esta formación eólica tendría un desarrollo hacia el interior, lo que explicaría su manifiestación en este registro de sondeo en una disminución de la profundidad de la lámina de agua. Esta fase de construcción litoral ha sido constatada en las costas de Dénia (Ferrer, 1993, 1997) y en l'Albufera de València (Carmona y Sanjaume, 1995).

Por tanto, la barrera que cierra hoy la bahía de Santa Pola es el resultado de la acumulación litoral de los últimos 2.000 años. En época ibérica este espacio costero estaría ocupado por una ensenada resguardada de los vientos del NE, más violentos y recurrentes que los del resto de cuadrantes, que facilitaría la localización del *Portus Ilicitanus* situado a 800 m más hacia el interior del puerto actual. Estas condiciones de resguardo favorecerían el incremento de la salinidad del medio como consecuencia de la evaporación y, por tanto, la colonización de especies eurihalinas como las que se encuentran en estos sedimentos.

8.2.2.3.- Figuras

Fig. 8.12.- Columna estratigráfica del sondeo Picola

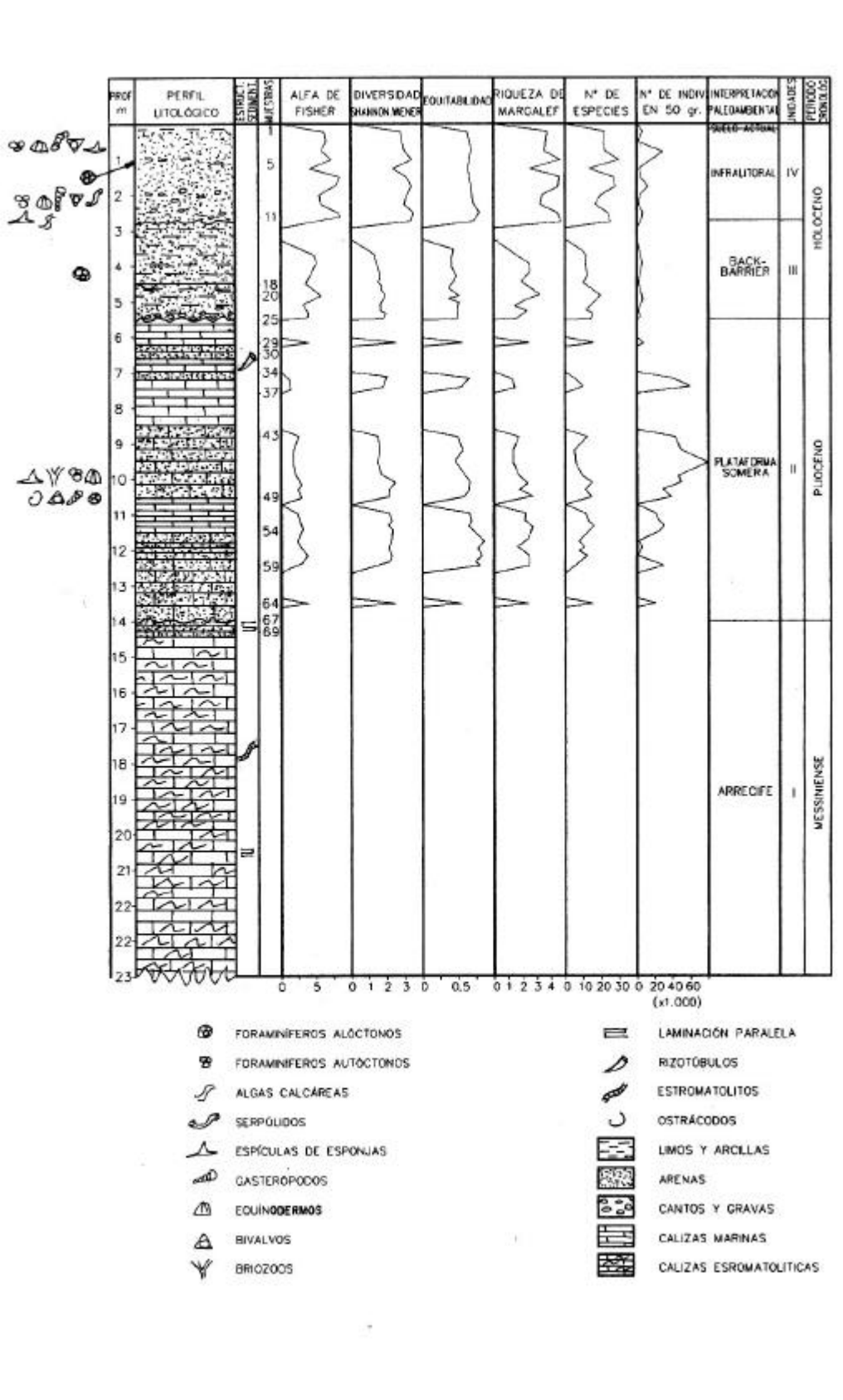


Fig. 8.13.- Contenido en foraminíferos fósiles encontrados en el sondeo Picola

ESPECIES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	14	15	16	17	18	19	20	
SUBORDEN LAGENINA																			
Lagena sp.																			
Lenticulina sp.																			
Polimorfinido sp.																			
SUBORDEN MILIOLINA																			
Adelosina laevigata	5	9	4	3	1	9	8	7		7	7								
Adelosina pulchella							1												
Adelosina sp.	5	6									7								
Amphysorus hemprichii	17	17	53	130	1	22	34	19	11	25	14								
Massilina secans				9		5				7	6								
Massilina cf. secans				2															
Massilina sp.			3		1														
Miliolinella circularis				3			4							4					
Miliolinella webbiana							1		7										
Miliolinella sp.																	2		
Nubecularia lucifuga	7	7	4	20	1	5	8	11	9	11	9								
Peneroplis pertusus	101	70	59	65		87	107	74	42	20	33								
Peneroplis planatus	8	16	9	45		17	22	11	12	13									
Peneroplis sp.											6								
Quinqueloculina agglutinans						7	1												
Quinqueloculina aspera					3	6		8	7	6									
Quinqueloculina cf. aspera		6																	
Quinqueloculina berthelotiana	6			5		11	4	12											4
Quinqueloculina bicornis				4															
Quinqueloculina disparilis				2															
Quinqueloculina cf. disparilis										6									
Quinqueloculina lucida		11		5		6	7												
Quinqueloculina quadrata				1															
Quinqueloculina cf. quadrata														2					
Quinqueloculina seminula	5	6					1	6		8									
Quinqueloculina vulgaris	15	14	27	61	12	12	25	12	12	25	28								
Quinqueloculina cf. vulgaris																			
Quinqueloculina sp.	5	11	7	2	22	7	2	6	6		15		6		24	16	16	4	
Spiroloculina excavata			1				1												
Spiroloculina cf. excavata				1							7								
Spiroloculina sp.																		2	
Triloculina oblonga			1								6								
Triloculina rotunda				3			2			6	6								16
Triloculina trigonula						5	5		12					8	8		6	16	
Triloculina sp.				1															
Vertebralina sp.				1															
Miliólido indet	23		26	46		32	56	23	15	18	12	8	16	32	108		108	186	
SUBORDEN ROTALIINA																			
Ammonia beccarii beccarii	36	36	33	35	32	31	61	38	27	22	21	32	24	24	56	2	34	64	
Asterigerinata mamilla	6	10	20	14	8	10	16	19	9	11	14								
Asterigerinata cf. mamilla												2	4		24	2	22	24	
Asterigerinata sp.																			
Aubignyna perlucida																			2
Aubignyna sp.			1																
Bolivina pseudoplicata																			
Bolivina cf. pseudoplicata																			
Bolivina punctata																			
Bolivina cf. punctata																			
Bolivina sp.																	2	4	2
Brizalina striatula	5																		
Brizalina sp.															2				
Buccella granulata	10	6	4	1	1	10	2	9	9	8	7							4	8
Buccella cf. granulata													6	4	12	4	6		
Buccella sp.																			
Bulimina aculeata											6								
Bulimina elongata																			
Bulimina sp.			1																
Cancris auricula																			
Cancris cf. auricula																			
Cancris sp.																			
Cassidulina laevigata																			
Cassidulina cf. laevigata																			
Cassidulina sp.																			2

ESPECIES	21	22	23	24	25	29	35	36	43	44	45	46	47	48	49	51	52
SUBORDEN LAGENINA																	
<i>Lagena</i> sp.																	
<i>Lenticulina</i> sp.				2													
Polimorfinido sp.						1											
SUBORDEN MILIOLINA																	
<i>Adelosina laevigata</i>		1															
<i>Adelosina pulchella</i>																	
<i>Adelosina</i> sp.	4																
<i>Amphysorus hemprichii</i>																	
<i>Massilina secans</i>																	
<i>Massilina</i> cf. <i>secans</i>																	
<i>Massilina</i> sp.																	
<i>Miliolinella circularis</i>																	
<i>Miliolinella webbiana</i>																	
<i>Miliolinella</i> sp.																	
<i>Nubecularia lucifuga</i>																	
<i>Peneroplis pertusus</i>																	1
<i>Peneroplis planatus</i>																	
<i>Peneroplis</i> sp.																	
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>																	
<i>Quinqueloculina aspera</i>																	
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>aspera</i>																	
<i>Quinqueloculina berthelottiana</i>		1															
<i>Quinqueloculina bicornis</i>																	
<i>Quinqueloculina disparilis</i>																	
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>disparilis</i>																	
<i>Quinqueloculina lucida</i>																	
<i>Quinqueloculina quadrata</i>																	
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>quadrata</i>																	
<i>Quinqueloculina seminula</i>																	
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>																	
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>vulgaris</i>																	
<i>Quinqueloculina</i> sp.	44	112	40	1	8												
<i>Spiroloculina excavata</i>																	
<i>Spiroloculina</i> cf. <i>excavata</i>																	
<i>Spiroloculina</i> sp.																	
<i>Triloculina oblonga</i>																	
<i>Triloculina rotunda</i>																	
<i>Triloculina trigonula</i>		6															
<i>Triloculina</i> sp.		2															
<i>Vertebralina</i> sp.																	
Miliólido indet	138					2							2				
SUBORDEN ROTALIINA																	
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>	90	69	88	109	46	37	13	13	9	25	13	22	41	40	45	63	105
<i>Asterigerinata mamilla</i>	4	8	32			10							16		1		
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>				36	20												
<i>Asterigerinata</i> sp.		1	6			3	3	8	4	2	6	7		2			1
<i>Aubignyna perlucida</i>																	
<i>Aubignyna</i> sp.																	
<i>Bolivina pseudoplicata</i>				2													
<i>Bolivina</i> cf. <i>pseudoplicata</i>								3									
<i>Bolivina punctata</i>															1		
<i>Bolivina</i> cf. <i>punctata</i>				2													
<i>Bolivina</i> sp.	2							2	2	2	2	3	3	1	1	1	1
<i>Brizalina striatula</i>																	
<i>Brizalina</i> sp.						1	2	2		1	1	1	2	2	2		3
<i>Buccella granulata</i>	12	7			8	4									6		7
<i>Buccella</i> cf. <i>granulata</i>				10	13					3							
<i>Buccella</i> sp.												3	1				
<i>Bulimina aculeata</i>																	
<i>Bulimina elongata</i>																	
<i>Bulimina</i> sp.				1								1	2				
<i>Cancris auricula</i>					4												
<i>Cancris</i> cf. <i>auricula</i>								3	5								
<i>Cancris</i> sp.							1			2	6	2	8		2	3	2
<i>Cassidulina laevigata</i>															17		
<i>Cassidulina</i> cf. <i>laevigata</i>																6	
<i>Cassidulina</i> sp.								1	3	2	7	4	4				6

ESPECIES	53	54	55	56	57	58	59	64	Total
SUBORDEN LAGENINA									
<i>Lagena</i> sp.	1								1
<i>Lenticulina</i> sp.									2
Polimorfinido sp.								1	2
SUBORDEN MILIOLINA									
<i>Adelosina laevigata</i>									61
<i>Adelosina pulchella</i>									1
<i>Adelosina</i> sp.									22
<i>Amphysorus hemprichii</i>									343
<i>Massilina secans</i>									27
<i>Massilina</i> cf. <i>secans</i>									2
<i>Massilina</i> sp.									4
<i>Miliolinella circularis</i>									11
<i>Miliolinella webbiana</i>									8
<i>Miliolinella</i> sp.									2
<i>Nubecularia lucifuga</i>									92
<i>Peneroplis pertusus</i>									659
<i>Peneroplis planatus</i>									153
<i>Peneroplis</i> sp.									6
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>									8
<i>Quinqueloculina aspera</i>									30
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>aspera</i>									6
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i>									43
<i>Quinqueloculina bicornis</i>									4
<i>Quinqueloculina disparilis</i>									2
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>disparilis</i>									6
<i>Quinqueloculina lucida</i>									29
<i>Quinqueloculina quadrata</i>									1
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>quadrata</i>									2
<i>Quinqueloculina seminula</i>									26
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>									243
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>vulgaris</i>									2
<i>Quinqueloculina</i> sp.									354
<i>Spiroloculina excavata</i>									2
<i>Spiroloculina</i> cf. <i>excavata</i>									8
<i>Spiroloculina</i> sp.									2
<i>Triloculina oblonga</i>									7
<i>Triloculina rotunda</i>									33
<i>Triloculina trigonula</i>									66
<i>Triloculina</i> sp.									3
<i>Vertebralina</i> sp.									1
Miliólido indet						1			852
SUBORDEN ROTALIINA									
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>	80	114	23	44	10	16		19	1.742
<i>Asterigerinata mamilla</i>									208
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>									134
<i>Asterigerinata</i> sp.				2				8	53
<i>Aubignyna perlucida</i>									2
<i>Aubignyna</i> sp.									1
<i>Bolivina pseudoplicata</i>									2
<i>Bolivina</i> cf. <i>pseudoplicata</i>									3
<i>Bolivina punctata</i>									1
<i>Bolivina</i> cf. <i>punctata</i>									2
<i>Bolivina</i> sp.		1						2	31
<i>Brizalina striatula</i>									5
<i>Brizalina</i> sp.	2		1						22
<i>Buccella granulata</i>			8		2				133
<i>Buccella</i> cf. <i>granulata</i>									58
<i>Buccella</i> sp.				3					7
<i>Bulimina aculeata</i>	1								7
<i>Bulimina elongata</i>	1								1
<i>Bulimina</i> sp.			1	1					7
<i>Cancris auricula</i>		2				1		3	10
<i>Cancris</i> cf. <i>auricula</i>									8
<i>Cancris</i> sp.	2			1					29
<i>Cassidulina laevigata</i>	8	6						1	32
<i>Cassidulina</i> cf. <i>laevigata</i>					4				10
<i>Cassidulina</i> sp.									29

Resultados y discusión

ESPECIES	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	14	15	16	17	18	19	20
<i>Cibicides subhaidergerii</i>															2			
<i>Elphidium aculeatum</i>																2		2
<i>Elphidium advenum</i>	7	7	3	3		5	2	6	6	7	6				6		14	
<i>Elphidium cf. advenum</i>														2				12
<i>Elphidium cf. articulatum</i>																		
<i>Elphidium complanatum</i>		6				6					6							2
<i>Elphidium cf. complanatum</i>																		
<i>Elphidium crispum</i>	9		8	6	3	6	16	11		14	11		4		10		4	
<i>Elphidium cf. crispum</i>		6		4									2	2				2
<i>Elphidium excavatum</i>			1	1		5				7	6		4		4		10	4
<i>Elphidium cf. excavatum</i>														2				
<i>Elphidium macellum</i>	5	6	5	3	5	9	9	8	8	6	12	2			20		14	
<i>Elphidium cf. macellum</i>												2	14	16				16
<i>Elphidium sp.</i>												2	2			2		
<i>Eponides sp.</i>																		
<i>Fursenkoina sp.</i>																		
<i>Gavelinopsis praegeri</i>										7								
<i>Glabratella patelliformis</i>										6								4
<i>Globocassidulina oblonga</i>																		
<i>Globocassidulina cf. oblonga</i>			1															
<i>Globocassidulina sp.</i>												2						
<i>Haynesina depressula</i>		6																
<i>Haynesina cf. germanica</i>																		
<i>Haynesina sp.</i>															2			
<i>Hanzawaia boueana</i>								6					4	2			2	4
<i>Hanzawaia cf. boueana</i>																		
<i>Lobatula lobatula</i>	18	17	21	17	5	19	22	20	12	16	23	84	72	38	56	38	66	96
<i>Lobatula sp.</i>																		
<i>Melonis padanum</i>				1		5	1											
<i>Melonis sp.</i>																		
<i>Neoconorbina terquemi</i>	5						1			6	7			2				
<i>Neoconorbina cf. terquemi</i>													34	2	6			
<i>Neoconorbina sp.</i>																		
<i>Neoeponides schreibersi</i>																		
<i>Neoeponides sp.</i>		6																
<i>Nonion commune</i>	9	6	2	2		5	1	8		6	6				6			
<i>Nonion cf. commune</i>												4	8			8		20
<i>Nonion sp.</i>																	10	
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>		7	1	9		5	2										2	
<i>Planorbulina variabilis</i>	5			3		5				6								
<i>Pulleina bulloides</i>																		
<i>Reussella spinulosa</i>																		4
<i>Reussella cf. spinulosa</i>			1													2		
<i>Rosalina globularis</i>	5	11	15	16	9	16	13	9	8	9	14	4			14	6	16	
<i>Rosalina cf. globularis</i>													6	2				18
<i>Rosalina globularis bradyi</i>	5							9			7						2	4
<i>Rosalina mediterraneensis</i>			1			6			7		6						16	
<i>Rosalina sp.</i>					2													6
<i>Uvigerina sp.</i>																		
Rotálido indet.	5	6	2		4	5			10		8	4	4	6		4	2	2
SUBORDEN SPIRILLINA																		
<i>Patellina corrugata</i>				1														
<i>Patellina sp.</i>																		
SUBORDEN TEXTULARIINA																		
<i>Textularia agglutinans</i>															1		2	
<i>Textularia sp.</i>																		
TOTAL	327	309	314	525	110	379	435	332	235	270	323	152	208	156	353	94	356	524
Nº ESPECIES	22	21	22	29	12	27	28	20	17	23	25	7	11	13	14	9	15	19

Resultados y discusión

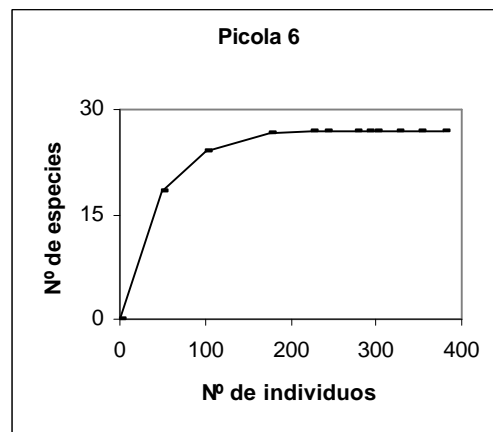
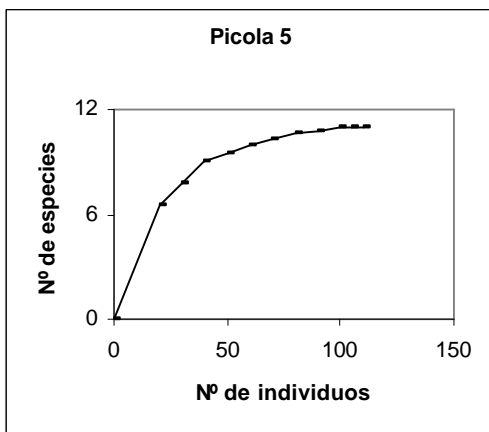
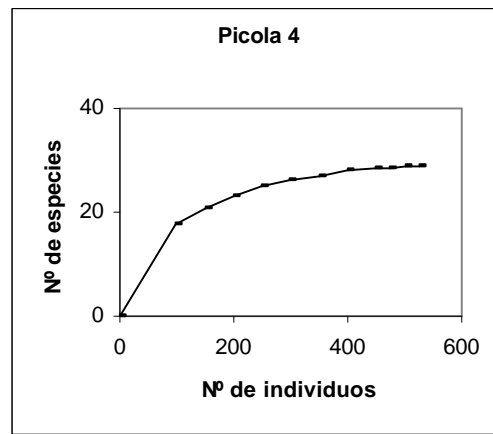
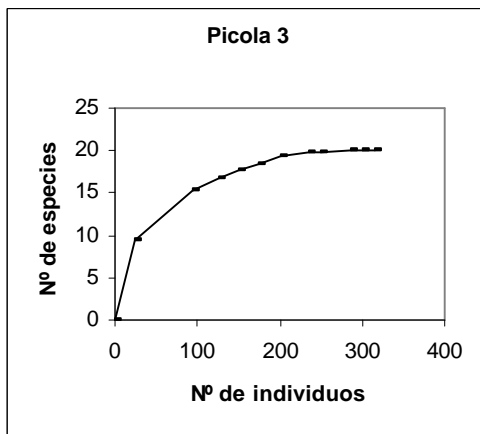
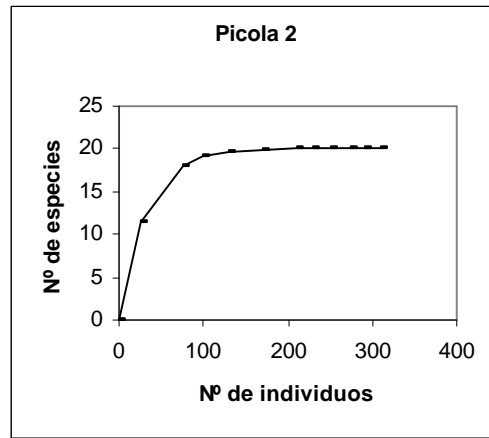
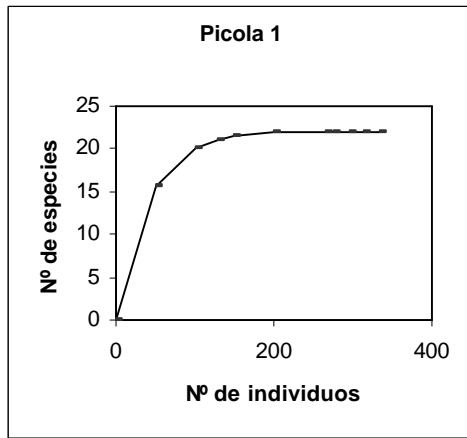
ESPECIES	21	22	23	24	25	29	35	36	43	44	45	46	47	48	49	51	52
<i>Cibicides subhaidingerii</i>							9	6	11	2	17	34	31	14	27	66	39
<i>Elphidium aculeatum</i>	2					1								1	2		
<i>Elphidium advenum</i>	4	11		31	6	5											
<i>Elphidium cf. advenum</i>														1			
<i>Elphidium cf. articulatum</i>																2	
<i>Elphidium complanatum</i>	2			3	4	1	18	10		15	18	12	25	9	3	12	7
<i>Elphidium cf. complanatum</i>							9	12				3			17		
<i>Elphidium crispum</i>	8	11	4			21	60	61		26	34	3	20	20	23	2	13
<i>Elphidium cf. crispum</i>	6				6				34	6						28	
<i>Elphidium excavatum</i>	2	6		2	2	1							4			1	
<i>Elphidium cf. excavatum</i>			20														
<i>Elphidium macellum</i>	18	6	30	42	22	14	14	17	48				2				10
<i>Elphidium cf. macellum</i>											24					1	
<i>Elphidium sp.</i>			10	2		9			2	16		23		16		6	
<i>Eponides sp.</i>		1															
<i>Fursenkoina sp.</i>									1				2		1		
<i>Gavelinopsis praegeri</i>																	2
<i>Glabratella patelliformis</i>																	
<i>Globocassidulina oblonga</i>																	12
<i>Globocassidulina cf. oblonga</i>																6	
<i>Globocassidulina sp.</i>					2			4	3	1	1						
<i>Haynesina depressula</i>																	
<i>Haynesina cf. germanica</i>															1		
<i>Haynesina sp.</i>																	
<i>Hanzawaia boueana</i>																	
<i>Hanzawaia cf. boueana</i>									1								
<i>Lobatula lobatula</i>	98	61	132	153	102	60	108	161	145	131	178	111	121	79	138	49	81
<i>Lobatula sp.</i>				1													
<i>Melonis padanum</i>																	
<i>Melonis sp.</i>																	
<i>Neoconorbina terquemi</i>	12					58	222	359	319	281	453	261	221	137	329	211	222
<i>Neoconorbina cf. terquemi</i>				6													
<i>Neoconorbina sp.</i>					30												
<i>Neoeponides schreibersi</i>																	
<i>Neoeponides sp.</i>																	
<i>Nonion commune</i>	4			17		4		3					12			4	8
<i>Nonion cf. commune</i>		3											1	1			
<i>Nonion sp.</i>			22		40		8	4			4	7	3	1	17		1
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>																	
<i>Planorbulina variabilis</i>																	
<i>Pulleina bulloides</i>															8	4	7
<i>Reussella spinulosa</i>			6	4				1									
<i>Reussella cf. spinulosa</i>													3		2		
<i>Rosalina globularis</i>	10	1		12	20	3			12					6			2
<i>Rosalina cf. globularis</i>				42		1	10			2	14	8		9			
<i>Rosalina globularis bradyi</i>	8	1	12	2	4								1				
<i>Rosalina mediterraneensis</i>				2													
<i>Rosalina sp.</i>					4			8			1		1	5	11	1	
<i>Uvigerina sp.</i>								1	1			2					
Rotálido indet.	2		2		16	4	7	1	13	10		2	7	3	9	6	3
SUBORDEN SPIRILLINA																	
<i>Patellina corrugata</i>												2	1				
<i>Patellina sp.</i>																	
SUBORDEN TEXTULARIINA																	
<i>Textularia agglutinans</i>								3				1					
<i>Textularia sp.</i>																	
TOTAL	476	302	456	443	344	240	484	680	616	527	779	513	539	341	693	442	533
Nº ESPECIES	15	13	10	16	12	13	8	11	10	8	8	9	13	10	15	12	14

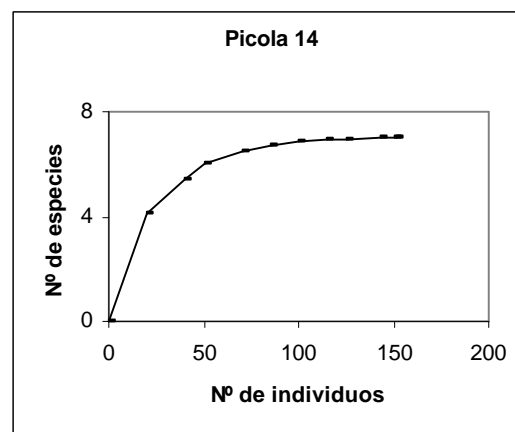
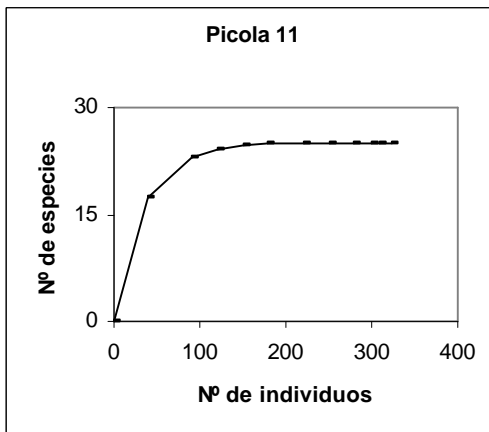
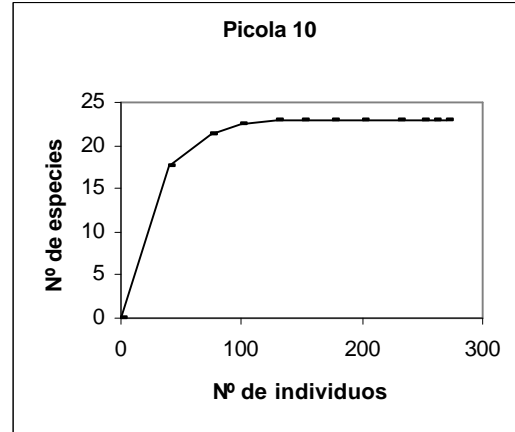
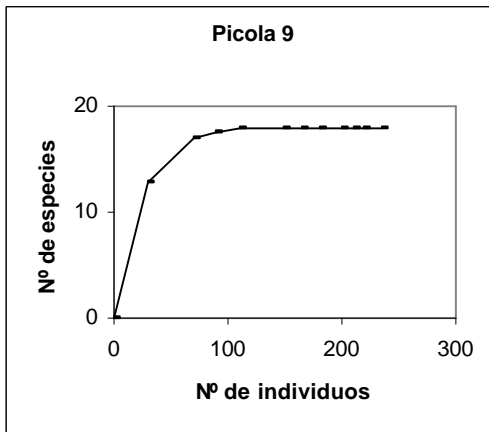
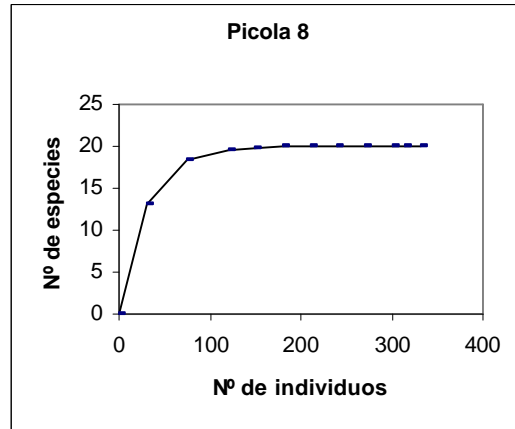
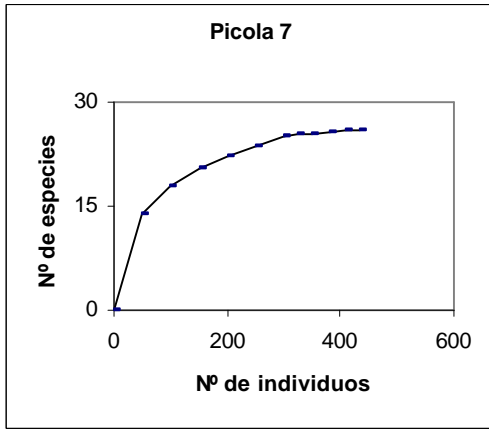
ESPECIES	53	54	55	56	57	58	59	64	Total
<i>Cibicides subhaidingerii</i>	36	37	25	37	6	9			408
<i>Elphidium aculeatum</i>								3	13
<i>Elphidium advenum</i>							2	4	135
<i>Elphidium cf. advenum</i>									15
<i>Elphidium cf. articulatum</i>									2
<i>Elphidium complanatum</i>	4	3	2	2		5		5	180
<i>Elphidium cf. complanatum</i>									41
<i>Elphidium crispum</i>		8	2			39		26	483
<i>Elphidium cf. crispum</i>	8		7	4					115
<i>Elphidium excavatum</i>	1	2		1				3	67
<i>Elphidium cf. excavatum</i>									22
<i>Elphidium macellum</i>		15						1	351
<i>Elphidium cf. macellum</i>									73
<i>Elphidium sp.</i>	15		1	2	2	12		2	124
<i>Eponides sp.</i>								1	2
<i>Fursenkoina sp.</i>									4
<i>Gavelinopsis praegeri</i>									9
<i>Glabratella patelliformis</i>									10
<i>Globocassidulina oblonga</i>	15	4			2	2			35
<i>Globocassidulina cf. oblonga</i>									7
<i>Globocassidulina sp.</i>									13
<i>Haynesina depressula</i>									6
<i>Haynesina cf. germanica</i>									1
<i>Haynesina sp.</i>									2
<i>Hanzawaia boueana</i>									18
<i>Hanzawaia cf. boueana</i>									1
<i>Lobatula lobatula</i>	136	108	47	28	22	75	20	99	3.083
<i>Lobatula sp.</i>				3				1	5
<i>Melonis padanum</i>				1					8
<i>Melonis sp.</i>	1								1
<i>Neoconorbina terquemi</i>	233	136	56	39	18	123	28	194	3.933
<i>Neoconorbina cf. terquemi</i>									48
<i>Neoconorbina sp.</i>									30
<i>Neoeponides schreibersi</i>	6	4							10
<i>Neoeponides sp.</i>									6
<i>Nonion commune</i>	12			1		1		10	127
<i>Nonion cf. commune</i>									45
<i>Nonion sp.</i>		6		3		1			127
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>									26
<i>Planorbulina variabilis</i>									19
<i>Pulleina bulloides</i>	6	18	9	21	4			1	78
<i>Reussella spinulosa</i>						3			18
<i>Reussella cf. spinulosa</i>	1	1						1	11
<i>Rosalina globularis</i>		2				3		14	250
<i>Rosalina cf. globularis</i>									112
<i>Rosalina globularis bradyi</i>						1			56
<i>Rosalina mediterraneensis</i>									38
<i>Rosalina sp.</i>	1							1	41
<i>Uvigerina sp.</i>	2								6
Rotálido indet.	7	2	3	5	10	2	14	2	192
SUBORDEN SPIRILLINA									
<i>Patellina corrugata</i>									1
<i>Patellina sp.</i>									3
SUBORDEN TEXTULARIINA									
<i>Textularia agglutinans</i>				1					8
<i>Textularia sp.</i>								1	1
TOTAL	579	469	185	199	80	294	64	403	16.083
Nº ESPECIES	15	15	8	11	8	13	3	15	

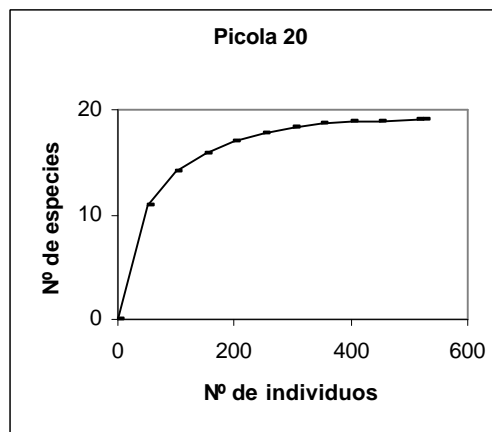
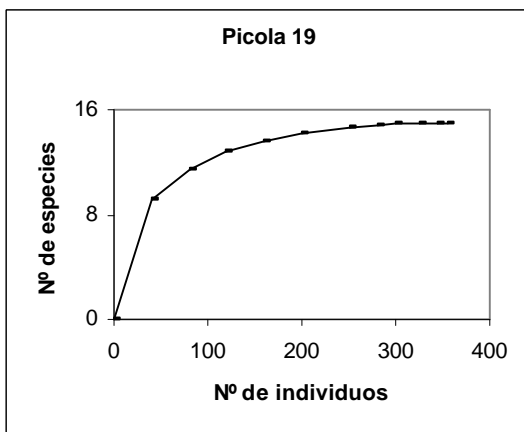
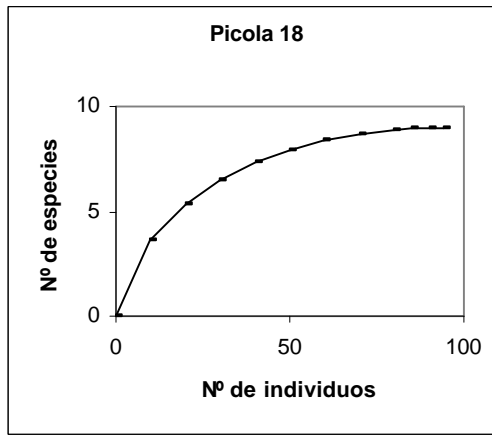
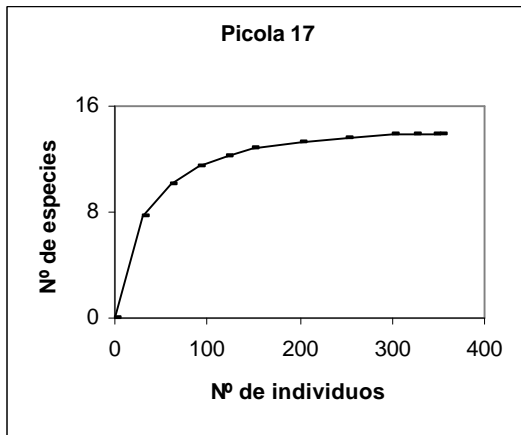
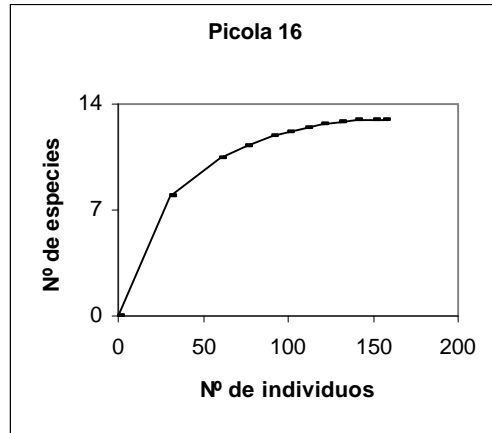
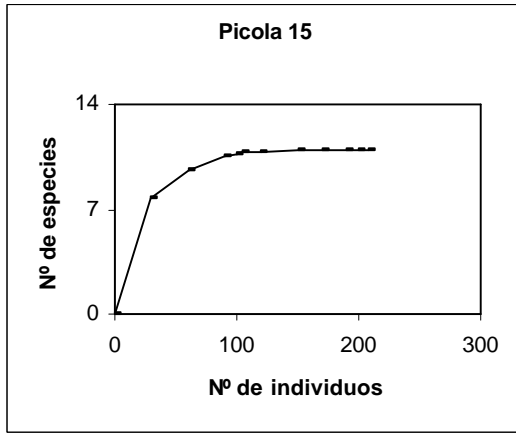
Fig. 8.14. Tabla de índices de foraminíferos correspondientes al sondeo Pícola
Su representación gráfica aparece en la fig. 8.12

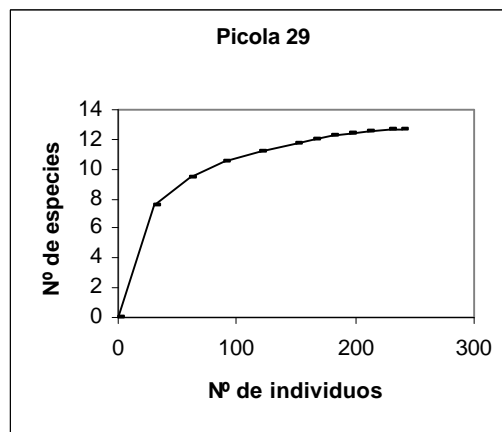
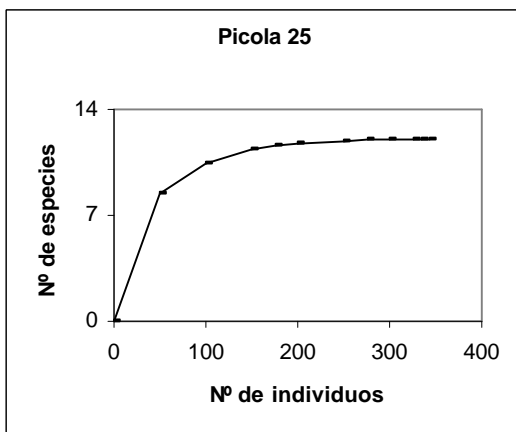
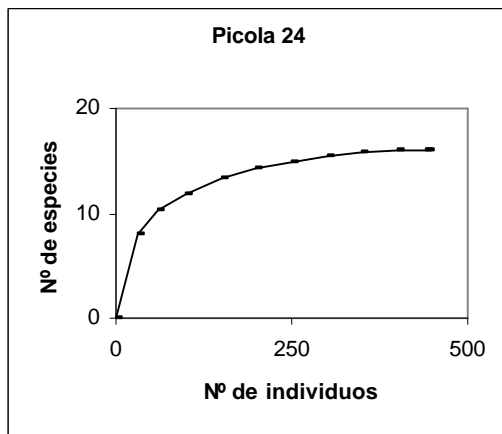
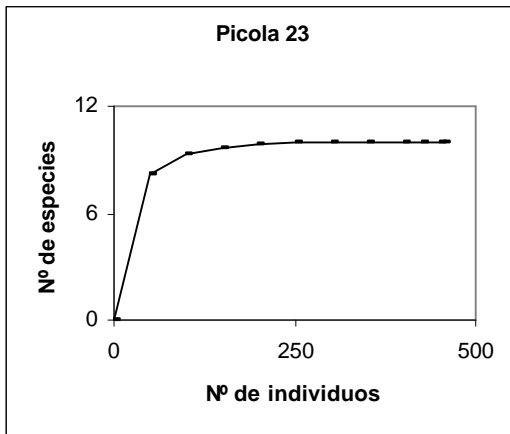
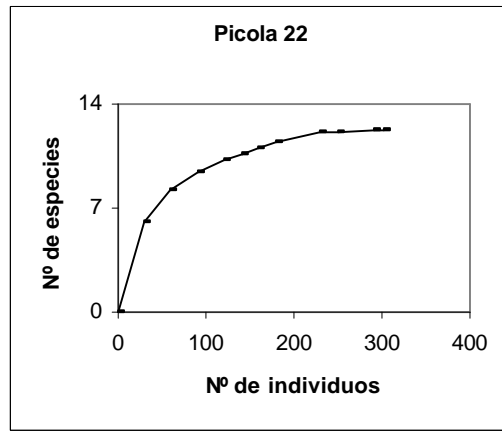
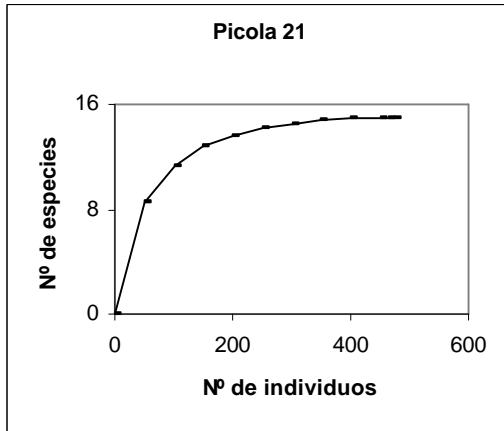
Muestra	Alfa Fisher	Shannon-Wiener	Equitabilidad	Riq.Margalef	Nº Espec.	Nº Indiv.	NºIndiv.50g
1	6,224	2,714747281	0,608765312	3,937953756	22	327	3.376
2	6,2734	2,959404016	0,673768248	3,885385422	21	309	2.392
3	5,6318	3,116113731	0,69876926	3,741229418	22	314	31.568
4	7,116	3,354469258	0,68362422	4,705260225	30	525	18.060
5	3,8932	2,372838235	0,661886487	2,503157873	12	110	1.592
6	7,9956	3,175210413	0,667778241	4,796574509	27	379	3.684
7	6,9886	3,282904243	0,682892005	4,551396503	28	435	20.340
8	5,541	3,139460678	0,726402802	3,589439987	20	332	3.236
9	5,553	3,003390747	0,734781174	3,384532984	17	235	3.148
10	7,9792	3,535655344	0,781608692	4,49177615	23	270	5.628
11	8,5624	3,374966649	0,72675951	4,789811789	25	323	2.564
14	1,946	1,305843277	0,46515076	1,417064024	7	152	600
15	3,7009	1,320508526	0,368346538	2,438559655	12	208	832
16	5,1514	1,473684268	0,398245717	2,942952742	13	156	1.216
17	4,2703	1,885975447	0,495350574	2,771058622	14	353	1.283
18	3,9192	1,136153426	0,358416501	2,250131313	9	94	376
19	4,7493	2,101410327	0,537872837	2,99604383	15	356	1.412
20	6,0176	1,632692539	0,377769482	3,7391238	20	524	2.068
21	4,2238	2,088823029	0,534651017	2,820962783	15	476	2.912
22	3,182	1,899292623	0,513261333	2,296322564	13	302	2.332
23	2,5302	1,904127488	0,550416282	1,900168857	11	456	1.824
24	3,5176	2,225737937	0,544527993	2,630618897	17	443	3.504
25	3,2991	1,895926306	0,528855268	2,289748504	12	344	1.376
29	2,9866	2,836883155	0,766634068	2,208430978	13	240	3.504
35	1,3736	1,999222036	0,666407345	1,14048734	8	484	39.512
36	1,8811	1,836117276	0,530756921	1,544298341	11	680	58.840
43	2,1323	1,615113593	0,450524543	1,724104817	12	616	33.004
44	1,5541	1,766719016	0,557337797	1,28441613	9	527	50.220
45	1,4371	1,483204127	0,467898807	1,208202672	9	779	74.788
46	1,7871	1,838943523	0,553577161	1,458269055	10	513	51.156
47	2,6673	2,387024281	0,626950818	2,088501562	14	539	51.756
48	2,1954	2,179265019	0,629948864	1,727127598	11	341	27.404
49	2,9651	2,205087539	0,551271885	2,31534733	16	693	38.304
51	2,5266	2,158959789	0,583433309	1,978204117	13	442	20.166
52	2,8897	2,453302232	0,627942394	2,241396205	15	533	25.308
53	3,0658	2,371196443	0,592799111	2,368441136	16	579	30.546
54	2,9709	2,575399026	0,659194048	2,283393057	15	469	22.328
55	2,0004	2,51986017	0,794927378	1,540548137	9	185	1.270
56	2,8889	2,420816592	0,675269711	2,115996207	12	199	2.316
57	3,9192	2,482997063	0,783298363	2,250131313	9	80	243
58	3,2228	2,394609922	0,628943183	2,292817111	14	294	29.352
59	0,8901	1,202429692	0,758648669	0,621334935	3	64	482
64	3,3303	2,173763935	0,543440984	2,500443178	16	403	21.088

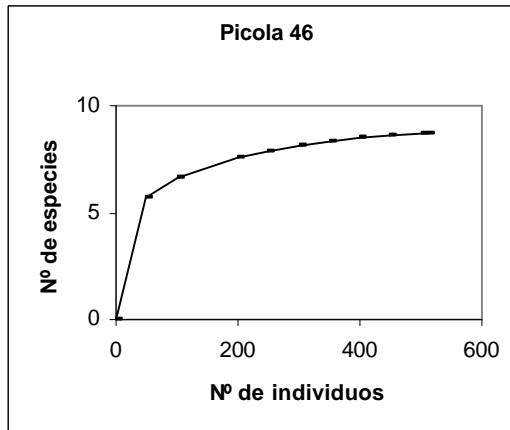
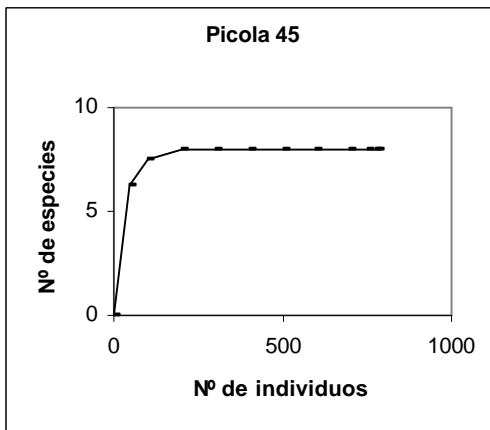
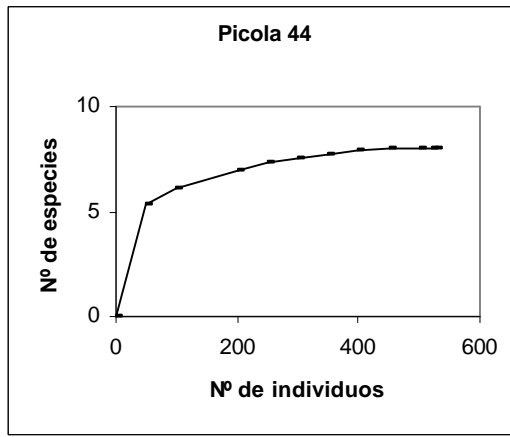
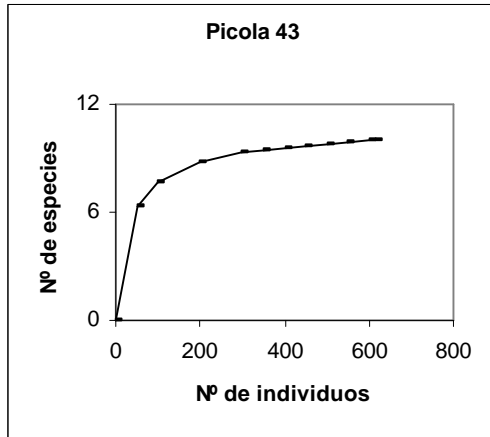
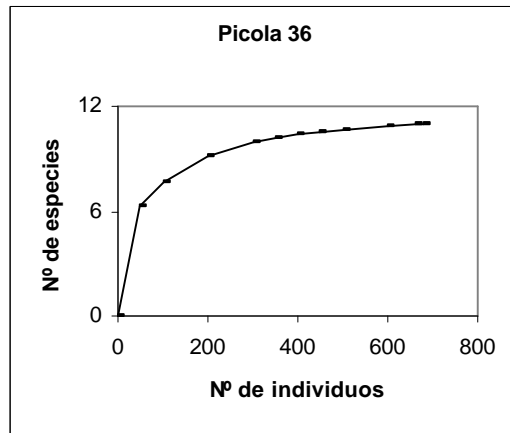
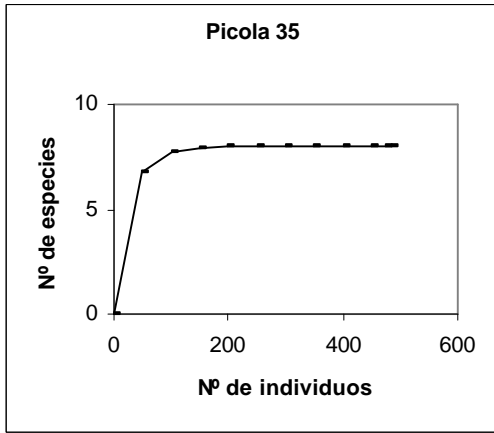
Fig. 8.15. Curvas de rarefacción correspondientes a las muestras del sondeo Picola

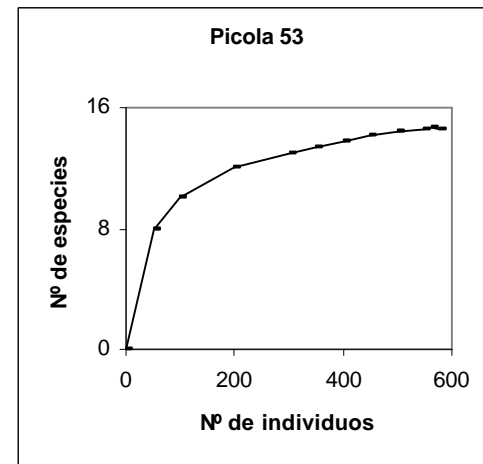
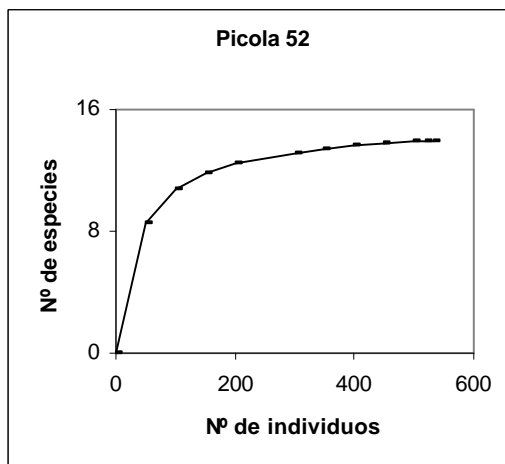
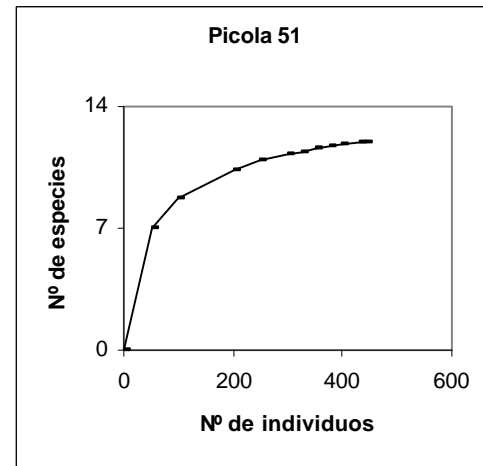
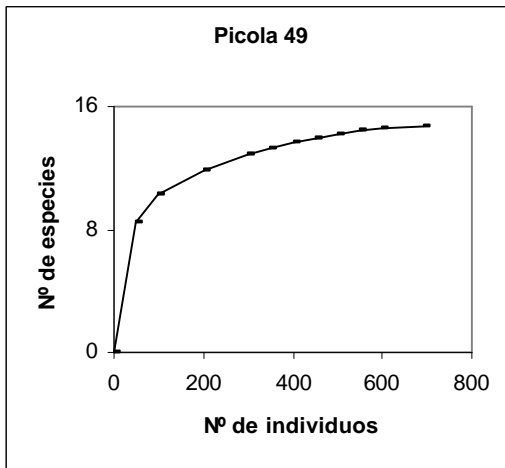
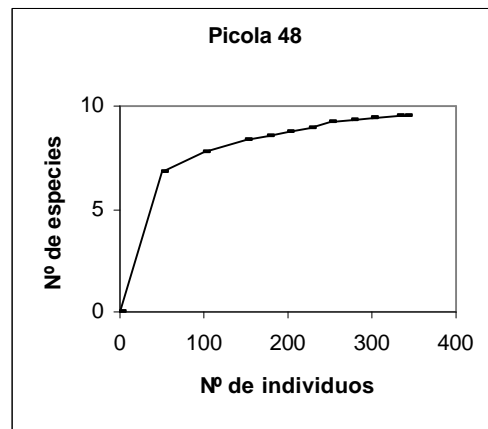
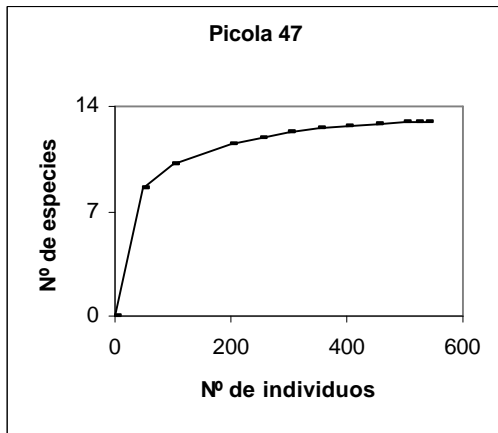


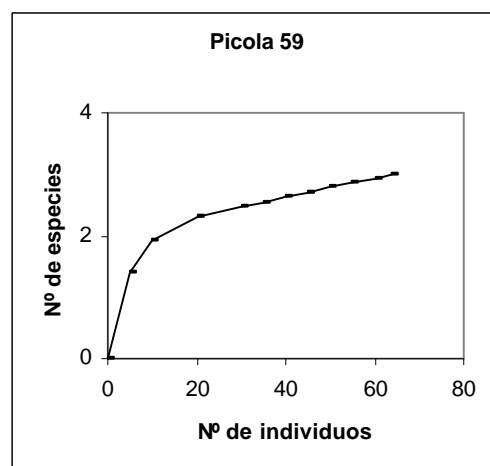
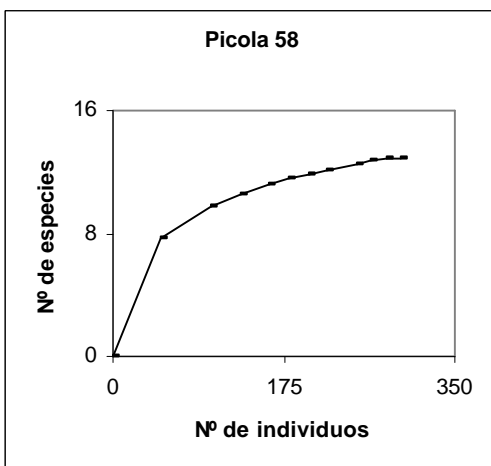
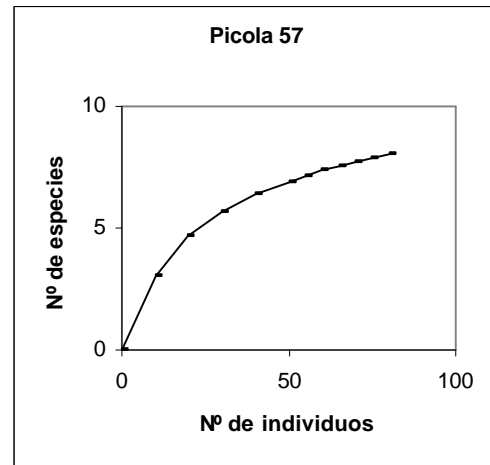
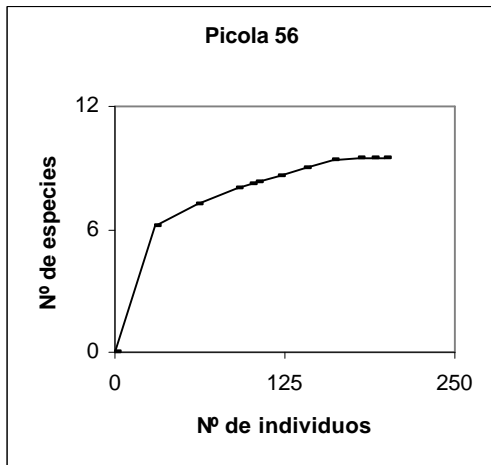
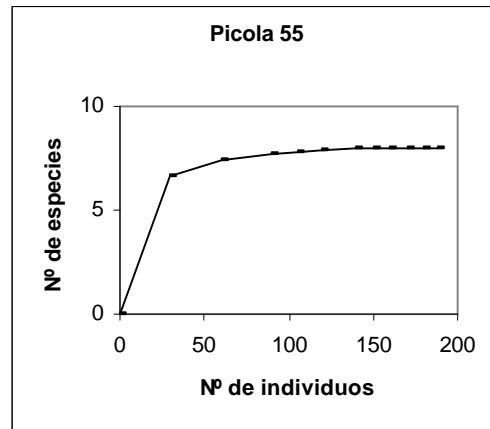
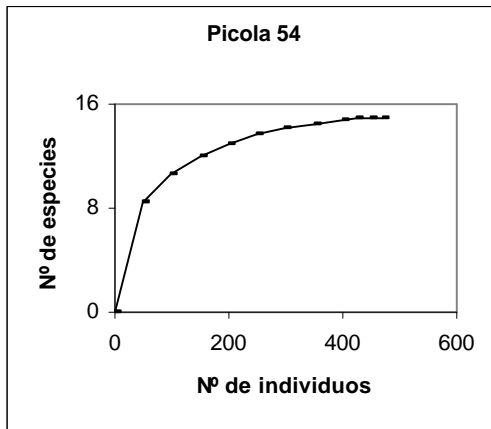












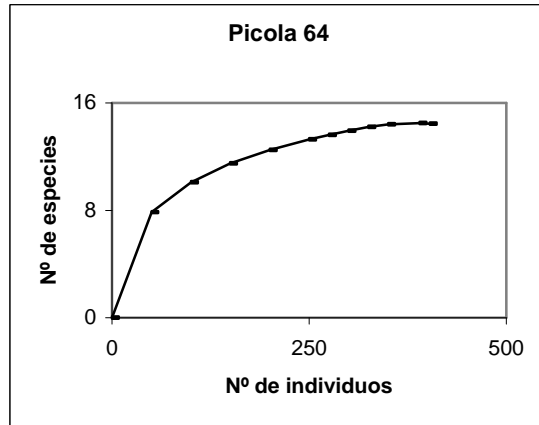


Fig. 8.16. Proporción de subórdenes en cada una de las muestras y en el total del sondeo Pícola

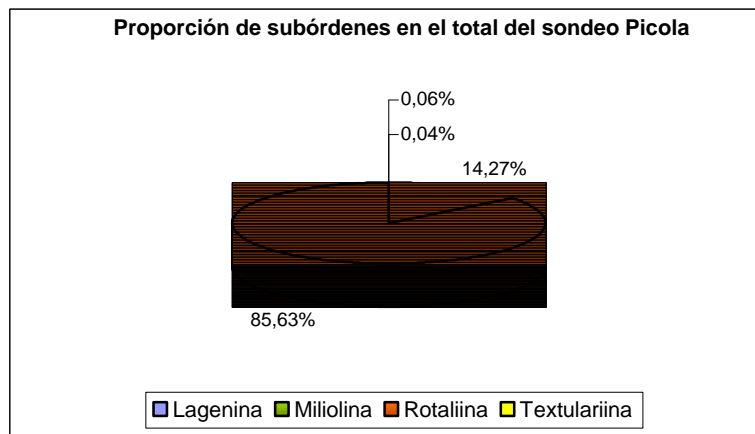
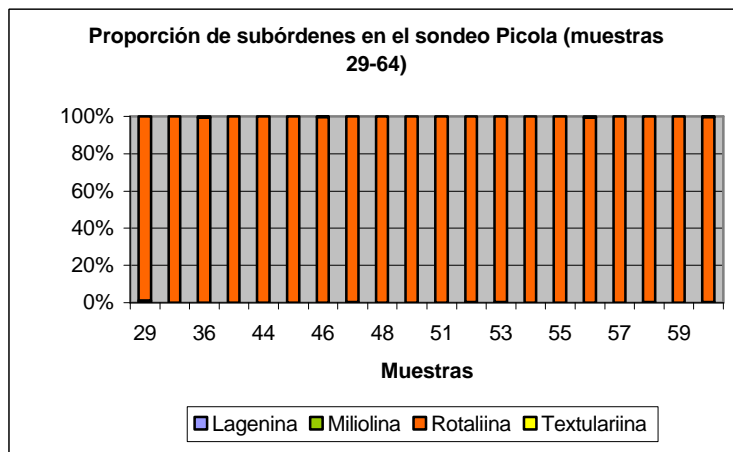
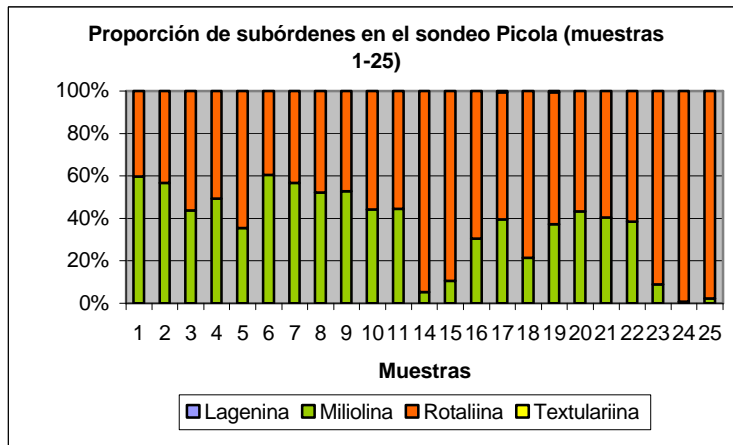


Fig. 8.17. Distribución textural en tanto por ciento en el sondeo Picola

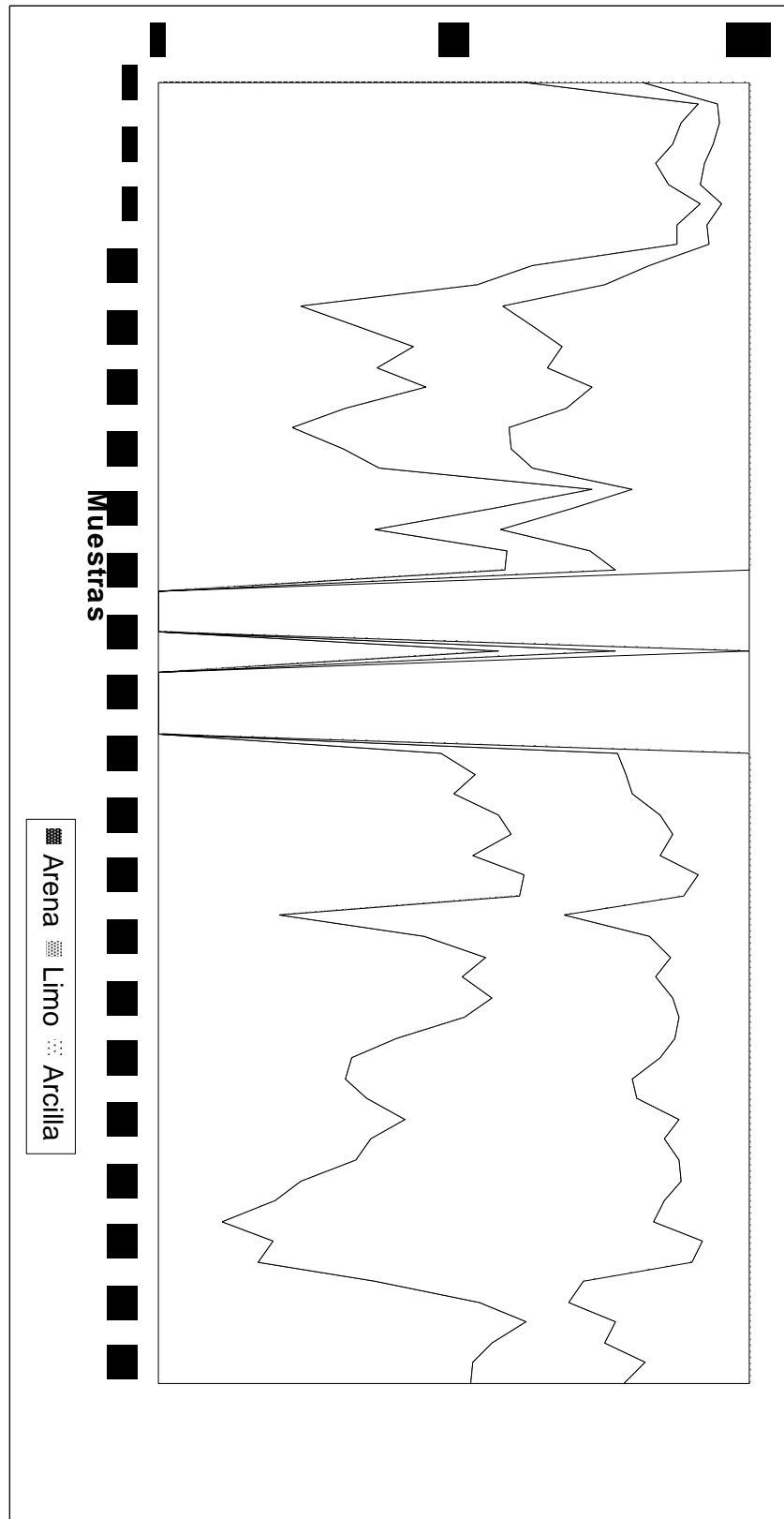


Fig. 8.18. Porcentaje de carbonatos en el sondeo Pícola

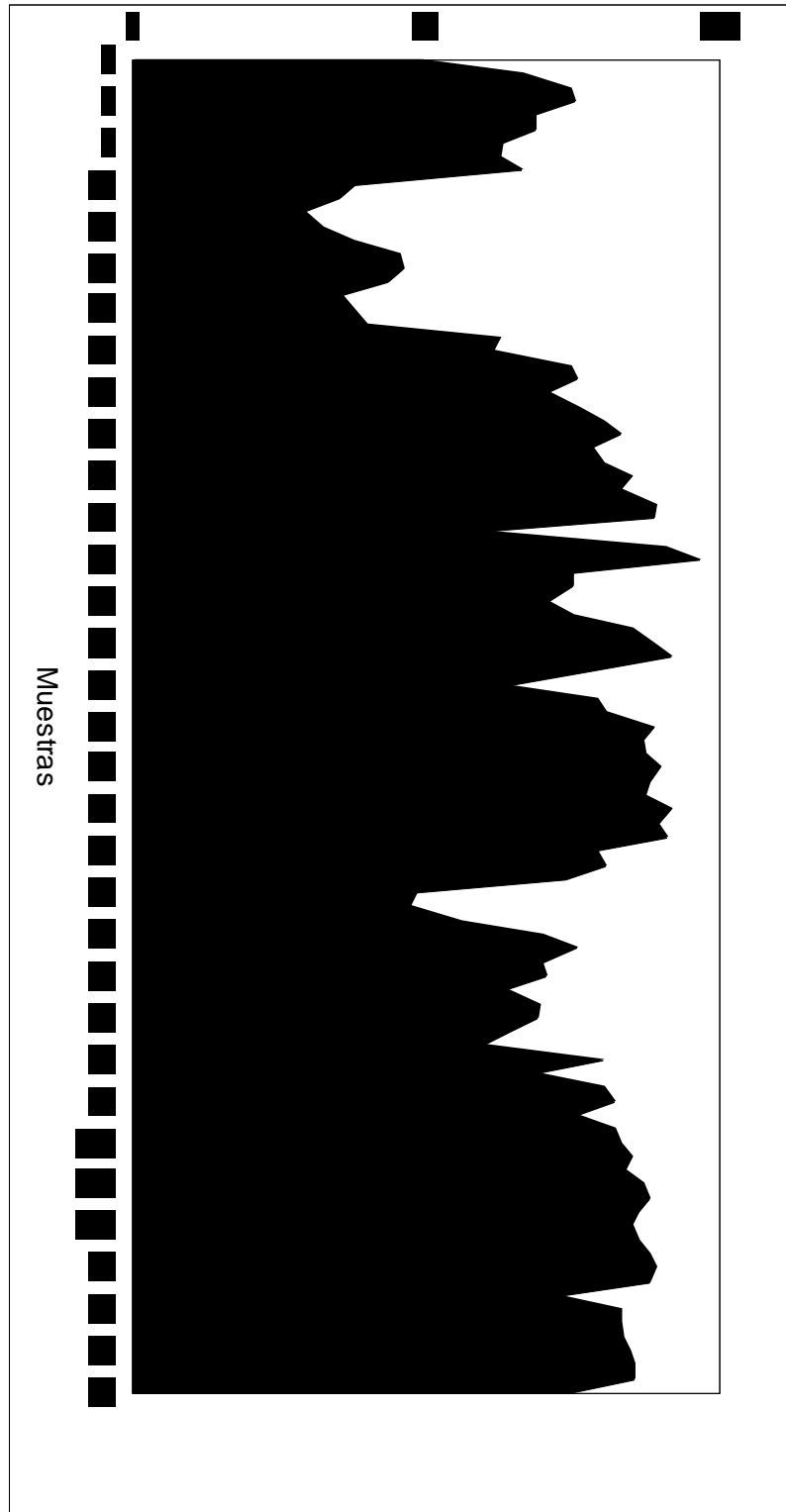


Fig. 8.18. Porcentaje de materia orgánica en el sondeo Pícola

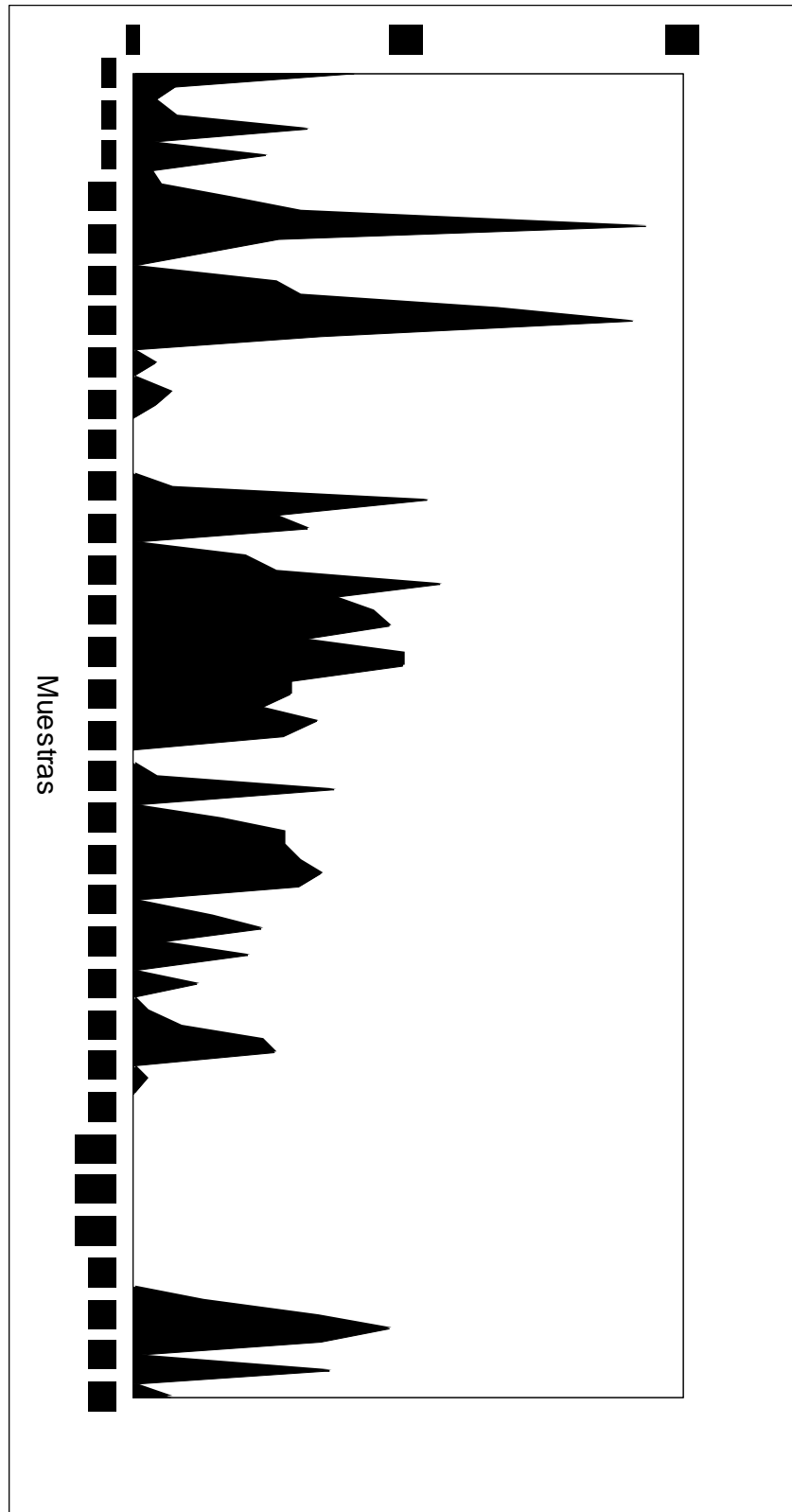
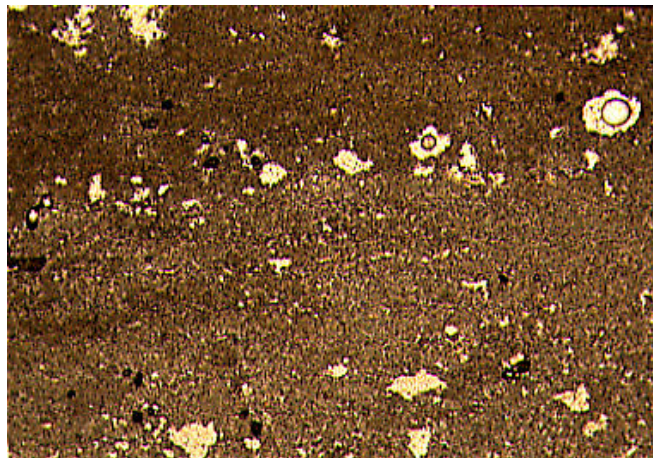


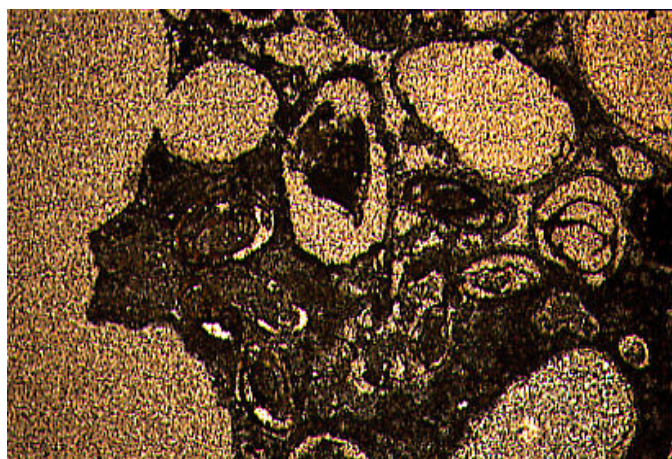
Fig. 8.20a. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de diversos fósiles encontrados en algunos de los niveles consolidados del sondeo Picola

1.- Estromatolito con estructuras bandeadas. Picola 81 (Messiniense). 100x

2.- Abundancia de foraminíferos del suborden Miliolina. Picola 81 (Messiniense). 260x



1

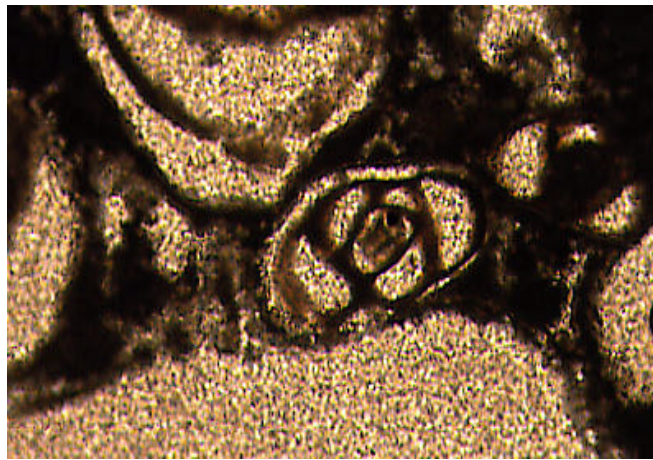


2

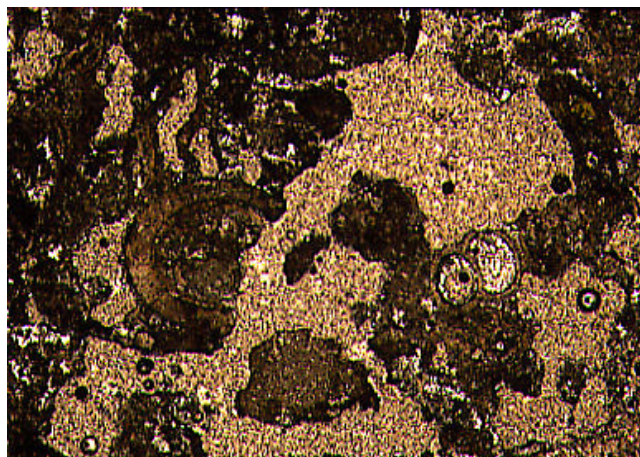
Fig. 8.20b. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de diversos fósiles encontrados en algunos de los niveles consolidados del sondeo Picola

3.- Miliólido. Picola 81 (Messiniense). 100x

4.- Cámara embrionaria de foraminífero (derecha.) y fragmentos de rizotúbulo (izq.). Picola 37 (Plioceno). 100x



3



4

8.2.3.- SONDEO MÓRTOLES

El sondeo Mórtoles está localizado según las coordenadas UTM en 30SYH089 311, a 2.500 m de distancia de la línea de costa actual. Su altitud es de 2 m y alcanzó una profundidad de 31 m (fig. 7.1). Desde el punto de vista geomorfológico está situado en la zona de marjal que rodea las Salinas de Santa Pola, en el área de contacto entre los depósitos distales del abanico del río Vinalopó y esta laguna costera (fig. 6.4).

8.2.3.1.- Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos

En el sondeo Mórtoles se han analizado desde el punto de vista micropaleontológico y sedimentológico un total de 231 muestras, cuyos resultados han permitido determinar una secuencia cuaternaria basada en distintas unidades deposicionales (fig. 8.21). Se han encontrado 7.430 ejemplares autóctonos y démicos en los niveles del techo del sondeo, en las 16 únicas muestras con contenido en foraminíferos, que se distribuyen en 12 especies: *Cornuspira involvens*, *Miliolinella eburnea*, *Ammonia beccarii tepida*, *Aubignyna perlucida*, *Elphidium excavatum*, *Haynesina germanica*, *Rosalina?* sp.2, *Trichohyalus aguayoi*, *Physalidia?* sp., *Spirillina vivipara*, *Turrspirillina* sp. y *Trochammina inflata* (fig. 8.22, 8.23 y 8.24). En conjunto, en todo el sondeo destaca el suborden Rotaliina que alcanza el 94,55%, aunque en los niveles del techo aparece de forma significativa el suborden Spirillinina (5,26%) y en menor grado Textulariina y Miliolina, con un 0,08 y 0,11%, respectivamente (fig. 8.25).

Se han llevado a cabo dos dataciones numéricas en este sondeo cuyos datos se indican en el cuadro siguiente:

SONDEO	MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)	EDAD	MÉTODO
Mórtoles	18	2,7	10.235 BP	¹⁴ C
Mórtoles	68	9	146.500 BP	Th/U

A partir de los resultados micropaleontológicos y sedimentológicos (fig. 8.26, 8.27, 8.28) se han establecido en este testigo doce unidades sedimentarias, que de base a techo son:

UNIDAD I: A partir de las características sedimentarias de este paquete se pueden distinguir cinco subunidades diferentes, que desde la base hasta el techo son:

Subunidad Ia. En la base y entre las muestras 231 y 206, con una potencia de 2 m, se observa un sedimento de textura limoarenosa. En el último metro del sondeo se aprecia un color marrón rojizo (2.5YR8/6) con ligeros bandeados de colores grisáceos donde son frecuentes las gravas y cantos de naturaleza calcárea y silíceo, especialmente entre las muestras 217 y 215, que alcanzan un diámetro máximo de 2 cm. La fracción arenosa está formada sobre todo por granos calcáreos y silíceos, en ocasiones en forma de jacintos de Compostela, además de otros elementos clásticos como concreciones ferruginosas. En el techo de la subunidad, entre -30 y -29 m, el color es beige (2.5YR8/2) y aparecen algunos fragmentos de carbonatos porosos tamaño canto y grava que incluyen restos de fósiles que funcionan como clastos. El análisis morfosκόpicó de las muestras de estas cotas indica una fracción arenosa muy rica en rizotúbulos.

No hay contenido fósil excepto algunos foraminíferos reelaborados de niveles marinos precedentes, con caparzones diagenizados, muy carbonatados, erosionados y en mal estado de conservación. En la base el porcentaje medio de carbonato es del 45%, con un incremento hacia el techo hasta alcanzar valores medios del 75% entre -30 y -29 m. Por el contrario, el contenido en materia orgánica aunque bajo, muestra un aumento hacia la base y oscila entre valores de 0,11 y 0,08%.

Subunidad Ib. Esta unidad se extiende entre las muestras 205 y 193 con un espesor de unos 1,6 m. Se trata de un material limoarcilloso de color rojizo (2.5YR8/6) con intercalaciones de tonos grisáceos; presenta porcentajes de arena entre 11 y 15%, constituida sobre todo por granos calcáreos y silíceos. La fracción arenosa muestra un ligero incremento hacia el techo y ocasionalmente se observan fragmentos de calcarenita tamaño grava en los que abundan restos fósiles de origen marino que funcionan como clastos (briozoos, foraminíferos bentónicos, etc.). Es frecuente encontrar, sobre todo en la base de esta subunidad, rizotúbulos similares a los que se observaban en el techo del nivel anterior.

Desde el punto de vista micropaleontológico aparecen foraminíferos bentónicos reelaborados, muy diagenizados y erosionados que pertenecen a las especies *Ammonia* cf. *beccarii*, *Nonion* cf. *commune*, *Elphidium* cf. *crispum*, etc. junto a caparazones de ostrácodos de ambientes marinos también reelaborados.

Las proporciones medias de carbonato para toda la subunidad es del 60% y el contenido en materia orgánica sigue siendo bajo, aunque muestra un ligero incremento respecto a la unidad anterior (0,17%).

Subunidad Ic. Entre las muestras 192 y 152, con 5,3 m de potencia, se extiende en contacto erosivo con la subunidad anterior, un sedimento de color rojizo (2.5YR8/6) de textura limoarcillosa con un 23% de proporción media de arena que se incrementa progresivamente hacia el techo, hasta la muestra 163 (a -24 m). A partir de esta profundidad el contenido en arena disminuye a medida que se asciende hacia cotas más altas. La fracción arenosa es de morfología subredondeada y de naturaleza calcárea y silíceo, incluyendo jacintos de Compostela, aunque también se observan otros clastos como concreciones ferruginosas.

Desde el punto de vista micropaleontológico, desaparece casi por completo el contenido en foraminíferos fósiles reelaborados que caracteriza la subunidad anterior. Las proporciones medias de carbonato es del 45%, aunque en la base son más altas (50%). Los valores de materia orgánica se sitúan en torno al 0,33%.

Subunidad Id. Entre -22,1 y -21,8 m (muestras 151-146), aparece un sedimento semejante a la unidad Ib, es decir, de textura limoarcillosas con ciertas proporciones de arena que aumentan hacia el techo y una coloración grisácea (10YR6/2) con intercalaciones bandeadas de tonos rojizos (7.5YR8/4). La fracción arenosa está constituida por granos calcáreos y silíceos en los que se incluyen jacintos de Compostela y concreciones ferruginosas, aunque en menor proporción que en la subunidad Ib.

Desde el punto de vista micropaleontológico se observan abundantes caparazones reelaborados de foraminíferos bentónicos y planctónicos que se presentan muy diagenizados y erosionados. Destacan las especies *Ammonia* cf. *beccarii*,

Elphidium cf. crispum, *Nonion cf. commune*, *Lobatula cf. lobatula*, *Neoconorbina cf. terquemi*, etc.

Los porcentajes medios de carbonato se sitúan en torno al 40%, cuya proporción aumenta hacia el techo y el contenido en materia orgánica, aunque bajo, es mayor que el correspondiente a las subunidades anteriores (0,44%).

Subunidad Ie. Entre -21,8 y -19,5 m (muestras 145 y 133) se observa un material con características sedimentológicas semejantes a las constatadas en la subunidad Ic, con texturas limoarcillosas de color rojizo (5YR7/3) y un contenido en arena en la base de un 30% que desciende progresivamente hacia el techo, hasta un valor del 10%. En la fracción arenosa, de morfología subredondeada, las litologías más frecuentes que pueden reconocerse son las calcáreas aunque es también importante la presencia del cuarzo hialino, con impurezas y hematoido, además de abundantes concreciones ferruginosas que son cada vez más frecuentes hacia el techo.

Desde el punto de vista micropaleontológico, y al igual que el nivel Ic, el contenido fósil es escaso y está representado por algunos caparzones de foraminíferos reelaborados de depósitos marinos más antiguos.

El porcentaje medio de carbonato es mayor que en la subunidad anterior (51%) y el valor correspondiente a la materia orgánica es también bajo (0,43%).

UNIDAD II. En contacto erosivo con la unidad anterior se observa un material de color blanco (10YR8/2) de 9 cm de espesor (muestra 132). Se trata de una calcarenita muy diagenizada formada por restos de algas y sobre todo de corales de la especie *Cladocora caespitosa*. La interpretación de la lámina delgada indica la existencia de una historia diagenética complicada en la cual se deducen cinco episodios (fig. 8.29). En un primer momento esta roca perteneció al ambiente marino, donde crecieron las formaciones coralinas; una vez muertos los corales se forma una envuelta micrítica que actúa como cemento y se rellena las cavidades ocupadas por estos organismos. Con posterioridad, se disuelve el esqueleto coralino y se conservan los rellenos, probablemente en un ambiente continental. Más tarde este relleno se disuelve quedando el límite de la

envuelta micrítica y, por último, se forman cristales de dientes de perro dentro de estas cavidades, en un ambiente freático o vadoso.

UNIDAD III. En contacto erosivo con la unidad anterior, entre $-19,4$ m y $-9,5$ m (muestras 131-66), se extienden unos materiales cuyas características sedimentarias y micropaleontológicas permiten distinguir cuatro subunidades diferentes, que desde la base hasta el techo son:

Subunidad IIIa: Entre las muestras 131 y 116, con 2,5 m de espesor, aparece un sedimento cuyas características sedimentológicas y micropaleontológicas indican semejanza con los niveles Ib y Id. Presenta una coloración rojiza (5YR7/3) aunque se aprecian esporádicas y discretas tonalidades grisáceas. Desde el punto de vista textural, se trata de limoarcillas que incorporan fracciones arenosas especialmente en la base y que disminuyen de forma progresiva hacia el techo. La composición del tamaño arena es sobre todo calcárea y silíceo, de morfología subredondeada, donde son frecuentes los cuarzos hematoides.

Desde una perspectiva micropaleontológica, vuelve a ser importante el contenido en foraminíferos reelaborados, cuyos caparazones están erosionados, muy diagenizados y mal conservados. Están concentrados prácticamente entre las muestras 132 y 126 ya que a partir de la muestra 125 son mucho más escasos coincidiendo con la disminución de las proporciones de arena. Destacan las especies *Ammonia* cf. *beccarii*, *Elphidium* cf. *crispum*, *Lobatula* cf. *lobatula*, *Neoconorbina* cf. *terquemi*, *Elphidium* cf. *macellum*, *Nonion* cf. *commune*, *Rosalina* cf. *globularis*, *Hanzawaia* cf. *boueana*, etc. Se observan otros restos fósiles heredados como radiolas de equinodermos y ostrácodos, que también presentan conchas muy diagenizadas y rodadas.

Se ha determinado un valor medio de carbonato del 60%, aunque se registra una disminución del mismo hacia mitad de la subunidad. El contenido en materia orgánica es del 0,34% y no se detecta ninguna tendencia.

Subunidad IIIb. Entre las muestras 115 y 109, en contacto erosivo respecto a la unidad anterior, aparece un sedimento de 0,5 m de potencia mal clasificado, caracterizado por la presencia de cantos y gravas de naturaleza calcárea y silíceo, de

morfología redondeada y tamaños dominantes entre 2 y 3 cm, aunque llegan a alcanzar hasta 7 cm de diámetro. La matriz es de textura limoarenosa y de color ocre (10YR6/4). Hacia el techo, en los últimos 0,2 m (muestras 111-109) se aprecian precipitados de carbonatos muy porosos y un color más claro del material (10YR8/2), con abundantes concreciones ferruginosas en la muestra 108.

El porcentaje medio de carbonato es del 60% y el contenido en materia orgánica continúa siendo bajo (0,6%).

Subunidad IIIc: Entre 16 y 13,2 m de profundidad, desde la muestra 108 hasta la 94, se reconoce un material semejante al identificado en las subunidades Ib, Id y IIIa. Se trata de un sedimento de texturas arcillolimosas de color rojizo (7.5YR8/4) y bandeados grisáceos (10YR6/2), con proporciones de arena que aumentan hacia la base y que oscilan entre 5% y 30%. Esta fracción es de naturaleza calcárea aunque también está presente el cuarzo hialino y hematideo, de morfología subangulosa, además de otros elementos clásticos como concreciones ferruginosas. En el techo, entre las muestras 97 y 94, con 0,5 m de potencia, se observa un material carbonatado con fragmentos porosos tamaño canto y grava.

Desde el punto de vista micropaleontológico, los restos de foraminíferos fósiles son escasos hasta la muestra 100, donde aparece sobre todo *Ammonia* cf. *beccarii*; sin embargo, a partir de la muestra 101 éstos son más abundantes. Se trata de entidades reelaboradas de niveles marinos más antiguos cuyos caparazones están mal conservados y muy diagenizados. Las especies más frecuentes son *Pullenia* cf. *bulloides*, *Cassidulina* cf. *laevigata*, *Nonion* cf. *commune*, *Elphidium* cf. *complanatum*, *Lobatula* cf. *lobatula*, *Cancris* cf. *auricula*, etc., además de una proporción significativa de planctónicos. En el techo también se encuentran foraminíferos reelaborados pero con mucha menor abundancia que en el resto del nivel.

El porcentaje medio de carbonato es del 56%, aunque hacia cotas más altas esta proporción se eleva hasta el 67%. La materia orgánica continúa siendo baja (0,57%), con un valor semejante al de la subunidad anterior.

Subunidad III d: Entre las muestras 93 y 66, con 4,2 m de potencia, y en contacto erosivo con la subunidad anterior, se identifica un sedimento de color beige amarillento (10YR7/1) con tonalidades grisáceas intercaladas. Presenta una textura arenolimososa, cuyas proporciones de arena oscilan entre el 40% y 50%. La fracción arenosa está compuesta por granos calcáreos y silíceos; éstos últimos de morfología subangulosa. En la base se localizan cantos y gravas redondeadas de naturaleza calcárea y fragmentos de arenisca de unos 3 cm de diámetro máximo. Destaca la presencia en toda la subunidad de gravas calcáreas redondeadas (0,5 cm de diámetro) y la abundancia de concreciones ferruginosas. En contraste, hacia el techo el sedimento aumenta las proporciones de arcillas en detrimento de las texturas más gruesas.

El contenido fósil está formado por abundantes foraminíferos planctónicos y especies de foraminíferos bentónicos de aguas profundas (*Cassidulina* cf. *laevigata*, *Pullenia* cf. *bulloides*, etc), aunque también se registran especies litorales (*Ammonia* cf. *beccarii*, *Lobatula lobatula*, *Reussella* cf. *spinulosa*, *Elphidium* sp.). La totalidad de los individuos están rellenos y cristalizados como consecuencia de la alta diagénesis de estos caparzones y de su funcionalidad como clastos. La mayoría de ellos están rotos, pulidos y parcialmente disueltos.

El porcentaje medio de carbonato es del 67%, aunque se aprecia un ligero incremento en las muestras del techo. El contenido en materia orgánica es variable, pasando del 0,32% en la base a valores nulos a partir de la muestra 85.

UNIDAD IV: Entre 9,5 m y 8,8 m de profundidad (muestras 65-62), y en contacto erosivo respecto a la unidad anterior, aparece un material consolidado de naturaleza calcárea constituido por un nivel de calcarenita de color beige rojizo que contiene abundantes restos biogénicos y pequeños cantos aplanados; éstos últimos se localizan en el techo. La interpretación de las láminas delgadas indica que en las muestras basales de esta roca detrítica el tamaño de grano es más fino y se aprecian grandes fragmentos de algas encostrantes (*Melobesias*), restos de moluscos bivalvos, placas de equinodermos y foraminíferos bentónicos del suborden Rotaliina y del género *Ammonia* (fig. 8.29). En todas las muestras se observan envueltas micríticas y una abundante porosidad producida por la disolución de la mayor parte del contenido biogénico, probablemente por su naturaleza aragonítica. Es frecuente encontrar impresiones y moldes internos y

externos de moluscos bivalvos e incluso de un gasterópodo pulmonado (*Eobania* cf. *vermiculata*); éste último se localiza en la muestra del techo. Separando esta unidad de la suprayacente se identifica un nivel laminar calcáreo de 1 mm de espesor que recubre esta formación.

A lo largo de los 70 cm de esta calcarenita se registra un aumento del tamaño de grano hacia el techo, así como un descenso de la proporción del contenido paleontológico de origen marino.

UNIDAD V: En contacto erosivo con la unidad anterior, este nivel se extiende desde la muestra 61 a la 56 y tiene aproximadamente 0,7 m de potencia. Se trata de un material de textura arcilloarenosa de color beige ocre (10YR7/1) y naturaleza calcárea y silíceo, cuyas proporciones de arenas descienden de forma progresiva hacia el techo. La morfología de los granos de la fracción arenosa es subredondeada, en la cual se incluyen numerosos precipitados porosos de carbonatos y de óxidos de hierro. Es frecuente encontrar cantos y gravas de areniscas de unos 2 cm de diámetro máximo.

Desde el punto de vista micropaleontológico no se observan restos fósiles. El porcentaje medio de carbonato cálcico es del 78% y el contenido en materia orgánica es del 0,38%.

UNIDAD VI: Entre -8,1 m y -7 m (muestras 55 y 49) se deposita un sedimento que registra un cambio energético importante respecto al nivel anterior, caracterizado por las texturas arcillolimosas de color grisáceo (10YR6/2). La escasa fracción arenosa (en torno al 5%) está constituida por granos de naturaleza calcárea, además de otros elementos como concreciones carbonatadas porosas y ferruginosas; éstas últimas aumentan hacia el techo. El carbonato precipita en esta fracción también en forma de una fina película que se deposita en los granos, tanto de origen inorgánico como biogénico.

Desde el punto de vista micropaleontológico aparece una asociación de foraminíferos formada por las especies *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica*, *Aubignyna perlucida*, *Trichoyalus aguayoi* y *Trochammina inflata*, que son considerados en su totalidad como autóctonos y démicos. La especie dominante en toda

las muestras es *Ammonia beccarii tepida* con un 95% de representación en cada una de ellas, seguida por *Haynesina germanica*, que supone casi el resto del total de individuos. En estas muestras los foraminíferos encontrados son del suborden Rotaliina con la excepción de *Trochammina inflata* que pertenece al Textulariina. Los individuos no son muy abundantes y van disminuyendo en número hacia el techo del nivel, pasando de 8.000 ejemplares teóricos en la muestra 55 a 568 en la muestra 49, ambos en 50 g de sedimento. En general, la riqueza de Margalef y el alfa de Fisher muestran una tendencia descendente hacia el techo, a diferencia del índice de Shannon-Wiener y la equitabilidad que presentan valores más altos a medida que se asciende en el nivel, ya que la especie *Ammonia beccarii tepida* es algo menos dominante, aunque también hay menos especies.

Además de foraminíferos, destacan también como entidades démicas las valvas del ostrácodo *Cyprideis torosa*, así como otros restos fósiles como oogonios de carofitas de la especie *Lamprothamnium papulosum*. Se observan además foraminíferos reelaborados procedentes de niveles marinos más antiguos, cuyos caparazones están diagenizados y erosionados.

El porcentaje medio de carbonato es del 65% y el de materia orgánica del 0,4%.

UNIDAD VII: Con unos 4 m de espesor, entre -7 m y -3 m (muestras 48 y 21) en esta unidad pueden diferenciarse dos tipos de sedimento. En la base y hasta la muestra 39 (a -5,9 m) se identifica un material arcilloarenoso de color ocre (10YR7/1), con intercalaciones de coloraciones grisáceas, donde aumentan las proporciones de arena hacia el techo. La fracción arenosa está formada por cuarzo hialino de morfología subredondeada y abundantes concreciones carbonáticas y ferruginosas. No se han reconocido restos fósiles démicos en este nivel, con la excepción de algunos fragmentos de *Cyprideis torosa* pero, debido a su fragmentación, parecen responder a procesos de resedimentación desde un área lagunar o palustre cercana.

A partir de la muestra 38 hasta el techo de la unidad se observa un incremento de las proporciones del tamaño arena hasta alcanzar un valor medio de más del 30%, aunque en algunas muestras superan el 50%. En estos materiales aumentan las concreciones ferruginosas y la coloración ocre respecto al sedimento anterior y

disminuye el contenido en carbonato (59%), en el cual se aprecia una tendencia descendente hacia el techo. En la fracción arenosa dominan las litologías calcáreas y silíceas (hialina y hematoidea) que presentan una morfología subredondeada. Es frecuente encontrar gravas muy rodadas de unos 0,5 cm de diámetro. Desde el punto de vista micropaleontológico aparecen foraminíferos planctónicos y bentónicos reelaborados de un ambiente marino precedente, donde destacan las especies *Ammonia* cf. *beccarii*, *Asterigerinata* cf. *mamilla*, *Nonion* cf. *commune*, etc. Presentan caparazones muy diagenizados y en mal estado de conservación debido a su funcionamiento como clastos.

La materia orgánica sigue siendo poco significativa y su valor es nulo en las muestras más carbonatadas.

UNIDAD VIII: Entre las muestras 20 y 19 se identifican 40 cm de materiales arcillolimosos de color grisáceo (10YR6/2). La escasa fracción arenosa está constituida por granos de litología calcárea, aunque también aparecen de naturaleza silícea, incluyendo algunos cuarzos hematoideos.

Desde el punto de vista micropaleontológico, se ha determinado una asociación de foraminíferos formada por las especies *Ammonia beccarii tepida*, *Trichohyalus aguayoi* y *Trochammina inflata*, considerados autóctonos y démicos dentro de la terminología tafonómica. La primera especie representa el 59% del total de ejemplares seguida por la segunda con el resto del porcentaje; de la tercera especie sólo se ha encontrado un individuo en la muestra 19. El número de caparazones es menor que en la unidad VI y presenta las equitabilidades más altas (próximas a 1) que se registran en el total de las muestras estudiadas. El índice de Shannon-Wiener, la riqueza de Margalef y el alfa de Fisher tienen valores en torno a 1, 0,3 y 0,4, respectivamente. Además de foraminíferos, se conservan valvas del ostrácodo *Cyprideis torosa* y restos de oogonios de carofitas de la especie *Lamprothamnium papulosum*.

Los valores medios de carbonato son del 52% y la proporción de materia orgánica es mayor que en el nivel anterior, con porcentajes entre el 0,6% y 0,7%.

UNIDAD IX: Con 70 cm de potencia (muestras 18-12) se reconoce un material arcillolimoso de color grisáceo (10YR6/2) con abundantes betas rojizas y blancas intercaladas. Hacia mitad de la unidad aparece una pasada de arcillas con arenas. La fracción arenosa está constituida fundamentalmente por granos calcáreos, donde destacan rizotúbulos y concreciones porosas de carbonatos, que llegan a alcanzar el tamaño grava; los clastos silíceos también están presentes y tienen una morfología subredondeada. Hacia techo se aprecian algunos cantos y gravas rodadas de naturaleza calcárea. Se observan, además, procesos de oxidación que dan lugar a concreciones ferruginosas que incrementan su proporción sobre todo hacia el techo.

El contenido fósil autóctono es inexistente, no obstante, pueden identificarse foraminíferos reelaborados procedentes de niveles marinos más antiguos, que presentan caparazones rellenos, mal conservados y con señales de transporte. Destaca la abundancia en individuos planctónicos y especies litorales como *Ammonia cf. beccarii*, *Nonion cf. commune*, etc.

Las litologías descritas son las responsables del 56% de porcentaje medio de carbonato. La materia orgánica desciende respecto al sedimento subyacente (0,40%).

UNIDAD X: En contacto neto con la unidad anterior, a -1,9 m y entre las muestras 11 y 9 se localiza un nivel de 40 cm de espesor de color grisáceo (10YR3/1), caracterizado por texturas arcillosas con un 20% de limos. Se observan concreciones ferruginosas y carbonatadas, sobre todo en el techo.

Desde el punto de vista micropaleontológico se identifican foraminíferos autóctonos y démicos cuya asociación típica está formada por: *Ammonia beccarii tepida*, *Trichohyalus aguayoi*, *Haynesina germanica*, *Elphidium excavatum* y *Physalidia* ? sp., pertenecientes al suborden Rotaliina. La especies dominantes son las dos primeras, aunque con ciertas diferencias: *Ammonia beccarii tepida* es dominante con un 71% en la muestra 11 y va perdiendo importancia hacia el techo, frente a *Trichohyalus aguayoi* que incrementa su porcentaje hacia cotas más altas hasta alcanzar un valor del 55% en la muestra 9. Se registra el número más alto de foraminíferos de todos los sedimentos estudiados en este sondeo, con casi 47.000 individuos teóricos en 50 gr para la muestra 10. Los valores de riqueza y diversidad son semejantes a los de la

unidad VIII. La equitabilidad se sitúa próxima a 0,5 y es más baja que en el nivel citado, debido a la dominancia que ejercen las especies *Ammonia beccarii tepida* y *Trichohyalus aguayoi*. Además de foraminíferos, el contenido fósil también está representado por oogonios de carofitas (*Lamprothamnium papulosum*) y por valvas del ostrácodo *Cyprideis torosa*.

El porcentaje de carbonato aumenta respecto a la unidad anterior (63,4%), al igual que la materia orgánica (0,6%).

UNIDAD XI: Entre las muestras 8 y 5 y con un espesor de 70 cm se reconoce un nivel arcillolimoso de color grisáceo con abundantes intercalaciones de coloraciones amarillentas. La fracción arenosa es escasa, aunque aumenta hacia el techo, y está constituida por granos de naturaleza calcárea, que presenta morfología subredondeada y abundantes cuarzos hemotoideos. Son frecuentes las concreciones ferruginosas que se incrementan hacia cotas más altas.

En el contenido fósil no está representada la fauna autóctona, no obstante, son abundantes los foraminíferos reelaborados de ambientes marinos más antiguos, con caparazones muy erosionados y rodados. Las especies más representativas son: *Ammonia cf. beccarii beccarii*, *Elphidium cf. crispum*, *Nonion cf. commune*, *Elphidium cf. macellum*, etc., además de otras de hábitat planctónico.

El porcentaje de carbonato y de materia orgánica son altos, 62% y 0,65% respectivamente.

UNIDAD XII: En el techo de este sondeo, en los últimos 50 cm (muestras 4 y 1) y en contacto neto con el depósito subyacente, se extiende un paquete sedimentario de textura arcillolimoso de color gris oscuro, muy rico en cristales aciculares de yeso en la base y en concreciones ferruginosas sobre todo en el techo.

El contenido fósil está constituido por una asociación de especies de foraminíferos formada por *Trichohyalus aguayoi*, *Spirillina vivipara*, *Rosalina ? sp.2*, *Turrispirillina sp.*, *Elphidium excavatum*, *Miliolinella eburnea* y *Cornuspira involvens*. Todos los individuos encontrados constituyen una asociación autóctona y démica. Las

especies dominantes son las dos primeras, donde *Trichohyalus aguayoi* comienza con un 96% en la muestra 4 y disminuye su presencia hacia el techo, hasta suponer sólo el 26% de los individuos en la muestra 1. Por el contrario, la especie *Spirillina vivipara* aumenta progresivamente desde la base hasta alcanzar un 68% en la muestra más superficial. En la muestra 3 tiene especial relevancia una especie con nomenclatura abierta (*Rosalina?* sp.2) que llega a significar el 24% del total de ejemplares. En esta unidad es especialmente importante el suborden Spirillinina, sobre todo en la última muestra, donde llega a suponer más del 75% del total de los caparazones. Presenta los valores de riqueza y diversidad más altos del total de las muestras estudiadas en este sondeo y una baja equitabilidad que refleja la desigual distribución del número de individuos en el total de especies. Además de los foraminíferos también se han observado bivalvos y gasterópodos de aguas salobres (*Hydrobia* sp.) y algún gasterópodo pulmonado.

El valor medio de carbonato cálcico para toda la unidad es del 51%. El contenido en materia orgánica es el más alto de todo el sondeo, situado en torno al 1,3%.

8.2.3.2.- Interpretación paleoambiental

A partir de los resultados obtenidos en el estudio micropaleontológico y sedimentológico del sondeo Mórtoles pueden extraerse las siguientes interpretaciones paleoambientales:

La totalidad de la unidad I parece hacer referencia a un contexto aluvial en facies de abanico distal que, dada la proximidad geográfica, podría relacionarse con el río Vinalopó e incluso con algún barranco procedente del Cap de Santa Pola. Se trata de un sedimento formado en un medio subaéreo, como parece indicar la coloración rojiza que produce la fijación de óxidos de hierro en su forma férrica. Dentro de esta unidad se registran diferentes subambientes. El sondeo comienza con un sedimento depositado en régimen de arroyada (subunidad Ia) de cierta energía, debido a la presencia de cantos rodados, donde aparece contenido fósil reelaborado. Con posterioridad, se observa la

precipitación de carbonatos de forma masiva cuya abundancia de rizotúbulos muestra la existencia de un medio parcialmente encharcado, cuyo origen podría asimilarse a los procesos responsables de formaciones travertínicas. Sobre este material se registra una disminución de la energía respecto a la subunidad anterior, con un sedimento limoarcilloso que podría corresponder a procesos de inundación en lámina, muy típicos de abanicos aluviales distales (subunidad Ib). Estos materiales llegarían a una zona de baja pendiente con un nivel freático alto y oscilante como lo indica la alternancia de colores rojizos y grisáceos, consecuencia de la actuación de procesos de oxidación/reducción. La existencia de estos sedimentos hidromorfos apoya la hipótesis de facies distales de estos depósitos aluviales. Los foraminíferos bentónicos que encontramos en este paquete son reelaborados y proceden probablemente de la erosión de parte del Plioceno litoral adosado bien a la Serra de Crevillent o bien a la Serra de Santa Pola. Aparecen también formas tubulares que con mucha probabilidad son heredadas de la subunidad anterior, ya que aquí sólo se localizan en la base. Las características sedimentarias de la subunidad Ic muestran un depósito aluvial muy oxidado, con una secuencia general granodecreciente, formado a partir de arroyadas poco energéticas y sin restos fósiles. A continuación se observa un nivel (Id) con características semejantes a la subunidad Ib, es decir, formado a partir de flujos laminares donde se detectan procesos de oxidación y reducción, con abundantes caparzones de foraminíferos procedentes de la reelaboración de depósitos marinos previos. Con posterioridad, la subunidad Ie registra un cambio sedimentario respecto al sedimento subyacente, dada la aparición de nuevo de regímenes de arroyada semejantes a los detectados en las subunidades Ia y Ic.

En definitiva, esta unidad presenta tres tipos de depósitos fundamentales dentro de las facies aluviales: las arroyadas con fuertes procesos de oxidación, descritas en las subunidades Ia, Ic, Ie; los derivados de mecanismos de inundación en lámina con fenómenos de oxidación/reducción y arrastre de abundantes foraminíferos de niveles pliocenos adosados a los relieves circundantes, representados por las subunidades Ib y Id y; por último, un nivel carbonatado también típico de facies distales en zonas deprimidas parcialmente encharcadas, identificado en el techo de la subunidad Ia. Además, se localizan episodios de sedimentación aluvial de mayor energía, caracterizados por cantos y gravas mal clasificados, de morfología redondeada, detectados en la subunidad Ia.

Teniendo en cuenta las características estratigráficas y texturales de estas subunidades pueden establecerse la presencia de dos ciclos separados por un contacto erosivo: un primer ciclo formado por las subunidades Ia y Ib, constituido por un depósito aluvial coronado por un suelo hidromorfo, y un segundo ciclo donde se registra la existencia sobre todo del sedimento aluvial (subunidades Ic y Ie) ya que el suelo hidromorfo (Id) presenta una escasa potencia y, por tanto, podría interpretarse como un episodio esporádico.

La unidad II refleja un acercamiento de la línea de costa a partir de la existencia de un nivel de playa de ambiente infralitoral, caracterizado por la escasa potencia y el alto grado de diagénesis, donde se aprecian moldes de corales y algas encostrantes. Este depósito litoral erosiona parte de la unidad anterior y todos los ambientes de transición que existirían entre los sedimentos continentales y los sublitorales. La historia diagenética indica la influencia en una segunda fase del ambiente continental que, por un lado, disuelve primero el esqueleto de los corales y después el mismo relleno del esqueleto, que se formó cuando murieron los organismos y, por otro, permite la formación de cristales de dientes de perro en un ambiente continental vadoso o freático. La diagénesis complicada que presentan estos materiales hace referencia a un sedimento antiguo aunque las especies de corales parecen atribuir esta formación al Cuaternario.

A continuación, en la unidad III se registran de nuevo los depósitos de origen continental asociados a facies aluviales. El inicio de esta unidad (subunidad IIIa) muestra las mismas características sedimentarias encontradas en las subunidades Ib y Id, correspondientes a materiales acumulados a partir de procesos de inundación en lámina, que llegan a zonas de escasa pendiente donde se producen fenómenos de oxidación/reducción, así como de reelaboración de foraminíferos bentónicos procedentes de niveles marinos más antiguos. Estos depósitos en régimen de baja energía son sustituidos en la subunidad IIIb por una facies de canal de poca profundidad formada por cantos y gravas englobados en una matriz limoarenosa que secciona el techo del nivel subyacente. La precipitación de carbonato que se observa en el techo de esta subunidad podría indicar, por un lado, una migración lateral del canal anterior y el consiguiente dominio de agentes menos energéticos y, por otro, una cierta estabilidad en

el aporte sedimentario del abanico aluvial. Un ambiente parecido al registrado en las subunidades Ib, Id y IIIa se observa en la subunidad IIIc, es decir, alternancia de procesos de oxidación y reducción en un material depositado sobre todo a partir de mecanismos de inundación en lámina, con la diferencia de que éste es más arcilloso, más compacto y presenta grados de oxidación más altos. El contenido micropaleontológico refleja la reelaboración de niveles marinos más antiguos pero de ambientes más profundos que los observados en la totalidad de las muestras anteriores; es posible que procedan del Plioceno, dada la abundancia de especies planctónicas y de especies bentónicas de aguas profundas. En el techo se observa la precipitación de carbonatos que podría interpretarse como momentos de menor aporte sedimentario del abanico. Finalmente, esta unidad está coronada por un sedimento depositado a partir de arroyadas (IIIId) sometidas a procesos de reducción y oxidación donde son frecuentes los foraminíferos procedentes de niveles marinos previos de aguas profundas. Estos materiales muestran mucha semejanza con los niveles pliocenos aflorantes en la Serra de Santa Pola (ver capítulo 8.6.1.1) ya que, por un lado, se aprecian las mismas características sedimentológicas y diagenéticas, con cristales visibles de calcita recubriendo todos los lito y bioclastos y, por otro, los foraminíferos encontrados pertenecen a las mismas especies, presentan esta diagénesis característica y están también parcialmente disueltos. Estos mismos datos micropaleontológicos y sedimentarios se observan en la unidad II del sondeo Picola (ver capítulo 8.2.2), localizado al pie de dicha sierra, cuya edad se atribuye al Plioceno. Por tanto, es posible que hayan sufrido el mismo tipo de meteorización en un momento en que ambos estuvieron expuestos y que, en el caso del depósito de Picola, sería posterior a su formación.

En definitiva, esta unidad refleja el dominio de nuevo de los agentes y procesos continentales, basados en mecanismo aluviales en facies distales ligados a la sedimentación de abanico. Al igual que en la unidad I se reconocen tres tipos de depósitos: las arroyadas más o menos energéticas en las subunidades IIIb y IIIId, los mecanismos de inundación en lámina con fenómenos de oxidación/reducción y abundantes foraminíferos reelaborados, representados por las subunidades IIIa y IIIc y, por último, niveles de precipitaciones carbonáticas que podrían significar la estabilización de la deposición del abanico, para el caso del techo de la subunidad IIIb,

o la desecación de los ambientes parcialmente encharcados del material subyacente, identificado en el techo de la subunidad IIIc.

En esta unidad también puede diferenciarse la existencia de tres ciclos separados por contactos erosivos: el primero, formado por la subunidad IIIa, está representado por un suelo hidromorfo, el segundo (subunidades IIIb y IIIc) está constituido por facies canalizadas en la base coronadas por un suelo hidromorfo y, el tercero, está compuesto por la subunidad IIId donde también se registra la alternancia de leves procesos de oxidación y fracciones más gruesas en la base.

Las facies aluviales tanto de esta unidad como de la I hacen referencia a un sistema de abanico aluvial activo que ocuparía áreas un poco más extensas que en la actualidad.

En contacto erosivo respecto a la unidad anterior se deposita la unidad IV, donde se registra un nuevo y significativo acercamiento de la línea de costa a partir de un episodio litoral representado por una calcarenita con abundantes moldes internos y externos de organismos marinos. Las características sedimentarias y micropaleontológicas parecen indicar condiciones emergidas del medio, ligado probablemente a ambientes *backshore*, con una intensa precipitación de cemento calcáreo. Esta hipótesis viene avalada por la coloración rojiza del sedimento debido a procesos oxidantes, la presencia del molde externo de *Eobania* cf. *vermiculata* y la existencia, a techo, de un nivel calcáreo de estructura interna laminada de 1 mm de espesor. No obstante, en la base se aprecia un tamaño de grano más fino y un aumento del contenido micropaleontológico, lo que podría indicar facies de *foreshore*.

Un nuevo alejamiento de la línea de costa se constata en la unidad V, que erosiona parte del material litoral subyacente y todos los ambientes intermedios que existirían entre la sedimentación continental y la puramente marina. En este nivel se observa un depósito formado a partir de mecanismos de inundación en lámina que registra procesos de carbonatación y oxidación, ligados a posibles episodios de encharcamiento esporádico. Estas facies aluviales distales son sustituidas por ambientes lagunares (unidad VI), que aparecen por primera vez en este sondeo a los 8 m de profundidad, relacionados probablemente con los primeros momentos de la actual

Albufera d'Elx. En conjunto, en los últimos metros del sondeo, hacia techo, se constata la alternancia de ambientes aluviales, en facies distales de abanico, donde se registran tanto procesos de arroyada como de inundación en lámina (unidades VII, IX y XI), con medios lagunares reductores (unidades VI, VIII, X y XII), caracterizados por la presencia de foraminíferos y ostrácodos de aguas salobres de origen autóctono y démico.

El primer nivel lagunar o más antiguo (unidad VI), a -8 m, parece corresponder a un medio lagunar somero debido a la presencia de abundantes concreciones ferruginosas y carbonáticas, y poco salobre como indica la aparición de especies como *Trochammina inflata* y los caparzones poco calcificados y con nodosidades del ostrácodo *Cyprideis torosa*. La relativa escasa abundancia de foraminíferos y su descenso progresivo hacia el techo, así como la disminución a medida que se asciende en el nivel de la mayor parte de las diversidades calculadas, hacen pensar en un borde lagunar que se retira progresivamente, bien por la reducción de la extensión de la lámina de agua o bien por el incremento del aporte aluvial, ya que en el punto donde se realizó el sondeo es difícil determinar el límite entre uno y otro condicionante.

Con posterioridad, se depositan cuatro metros de sedimentos aluviales (unidad VII), donde dominan los procesos de arroyada que son más intensos hasta los -5 m. La aparición de foraminíferos planctónicos y de asociaciones bentónicas reelaboradas semejantes llevan también a pensar en una posible herencia de materiales litorales pliocenos.

Tras la unidad VII aparece un segundo nivel lagunar a -3 m (unidad VIII), un tercero a -2 m (unidad X) y el más reciente en el techo, ocupando los primeros 0,6 m del testigo (unidad XII). Estos tres niveles lagunares están separados por depósitos a partir de flujos laminares, típicos de abanicos aluviales distales (unidades IX y XI). La diferencia muy significativa del número de individuos del nivel lagunar de la unidad VIII podría indicar, quizás, una mayor estabilidad de los cuerpos de agua respecto a los restantes ambientes lagunares. Finalmente, la unidad XII en el techo del sondeo corresponde a la colmatación en ese punto de l'Albufera d'Elx, dado que las características sedimentológicas y sobre todo las asociaciones de foraminíferos

bentónicos registradas indican facies de marjal, muy semejantes a las que se encuentran hoy en la marjal de Torreblanca (Guillem *et al.*, 1996).

Desde el punto de vista micropaleontológico, a lo largo de los últimos 8 m del sondeo se puede observar como la primera especie dominante es *Ammonia beccarii tepida* hasta que en el techo del tercer nivel lagunar (muestra 9) es sustituida por *Trichohyalus aguayoi*. Esta última especie, a su vez, se ve reemplazada como especie dominante en la última muestra por *Spirillina vivirara*. Los foraminíferos encontrados no parecen indicar cambios significativos en la salinidad del agua de estos cuatro niveles lagunares, siendo en general, poco salobre por la aparición de la especie aglutinadas como *Trochammina inflata*. Este hecho podría deberse precisamente a la situación periférica del testigo respecto a la cuenca, ya que este sector se comportaría como área receptora del agua dulce procedente de la escorrentía superficial.

Teniendo en cuenta que el sondeo está situado en la zona de contacto entre el abanico del río Vinalopó y l'Albufera d'Elx los cambios ambientales que se registran en los últimos 8 m del sondeo pueden obedecer tanto a retrocesos y avances de la sedimentación aluvial como al aumento o disminución de la extensión de la lámina de agua de l'Albufera d'Elx, ya que el sondeo Mórtoles está situado en un punto muy sensible a las variaciones dinámicas de la cuenca, en un sentido u otro. No obstante, los contactos netos situados en la base del tercer y cuarto nivel lagunar (unidades X y XII) podrían indicar una estabilidad en el aporte del abanico en este punto, lo que quizás favorecería la hipótesis del incremento de la extensión de la laguna. Las características sedimentarias y la potencia del paquete aluvial que separa los dos niveles lagunares más profundos (unidad VII) parecen mostrar más bien un avance del abanico sobre las facies lagunares previas de la unidad VI. Los cambios dinámicos del sistema podrían estar propiciados, por un lado, por agentes puramente continentales ligados a variaciones en las precipitaciones y a la tasa de aporte y, por otro, por cambios en el nivel de base que, dadas las características geomorfológicas de este espacio, estarían probablemente controlados por los movimientos eustáticos. Por último, el nivel lagunar más reciente (unidad XII), a techo del sondeo, refleja la colmatación de l'Albufera d'Elx en este punto, donde no se desestima la acción antrópica como factor añadido a las causas naturales, cuya máxima incidencia se registra a partir del siglo XVIII, según la

historiografía más reciente, con las obras de colonización de este espacio húmedo llevadas a cabo por el Cardenal Belluga (ver capítulo 2).

Una datación numérica realizada por Th/U en el sedimento infralitoral de -9 m ha dado una edad de 146.500 BP. El propio informe emitido por el Laboratorio que realizó las dataciones indica la poca fiabilidad de esta fecha, ya que se trata de un sistema geoquímicamente abierto. Respecto a la edad de estos sedimentos más recientes, una datación por ^{14}C , por medio de AMS, realizada en el segundo nivel lagunar, a -3 m (muestra 18) sobre sedimento orgánico, dio una edad de 10.235 BP. Dada la problemática que se observa en las dataciones por radiocarbono en los sedimentos orgánicos y el posible envejecimiento que pueda presentar, se propone la asimilación al Holoceno superior de los últimos 8 m del sondeo, es decir, desde los primeros registros de albufera. Desde una perspectiva bioestratigráfica, la abundancia de *Trichohyalus aguayoi* y su comportamiento como acmezona podría apoyar esta hipótesis (Usera *et al.*, 2000).

8.2.3.3.- Figuras

Fig. 8.21. Columna estratigráfica del sondeo Mórtoles

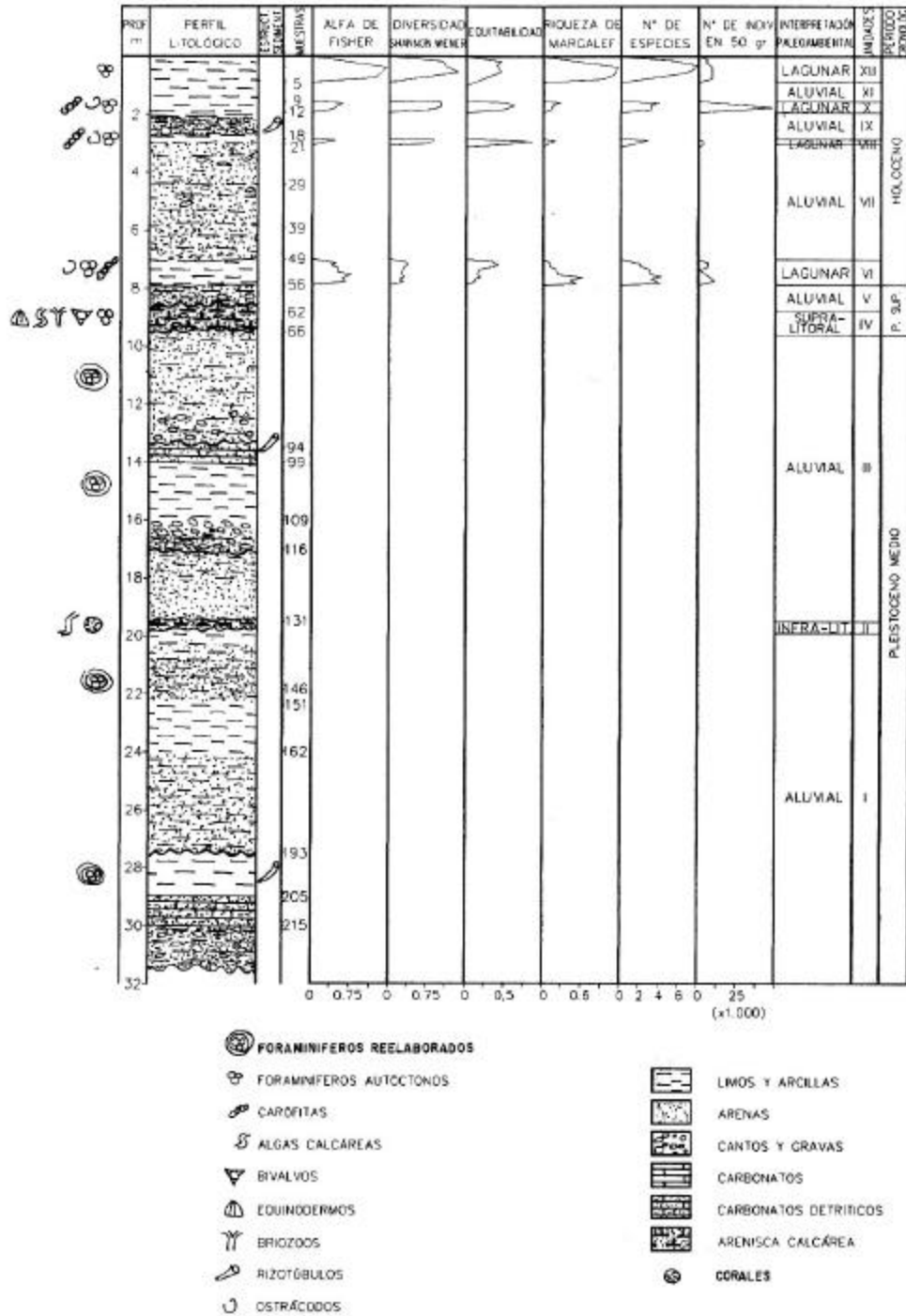


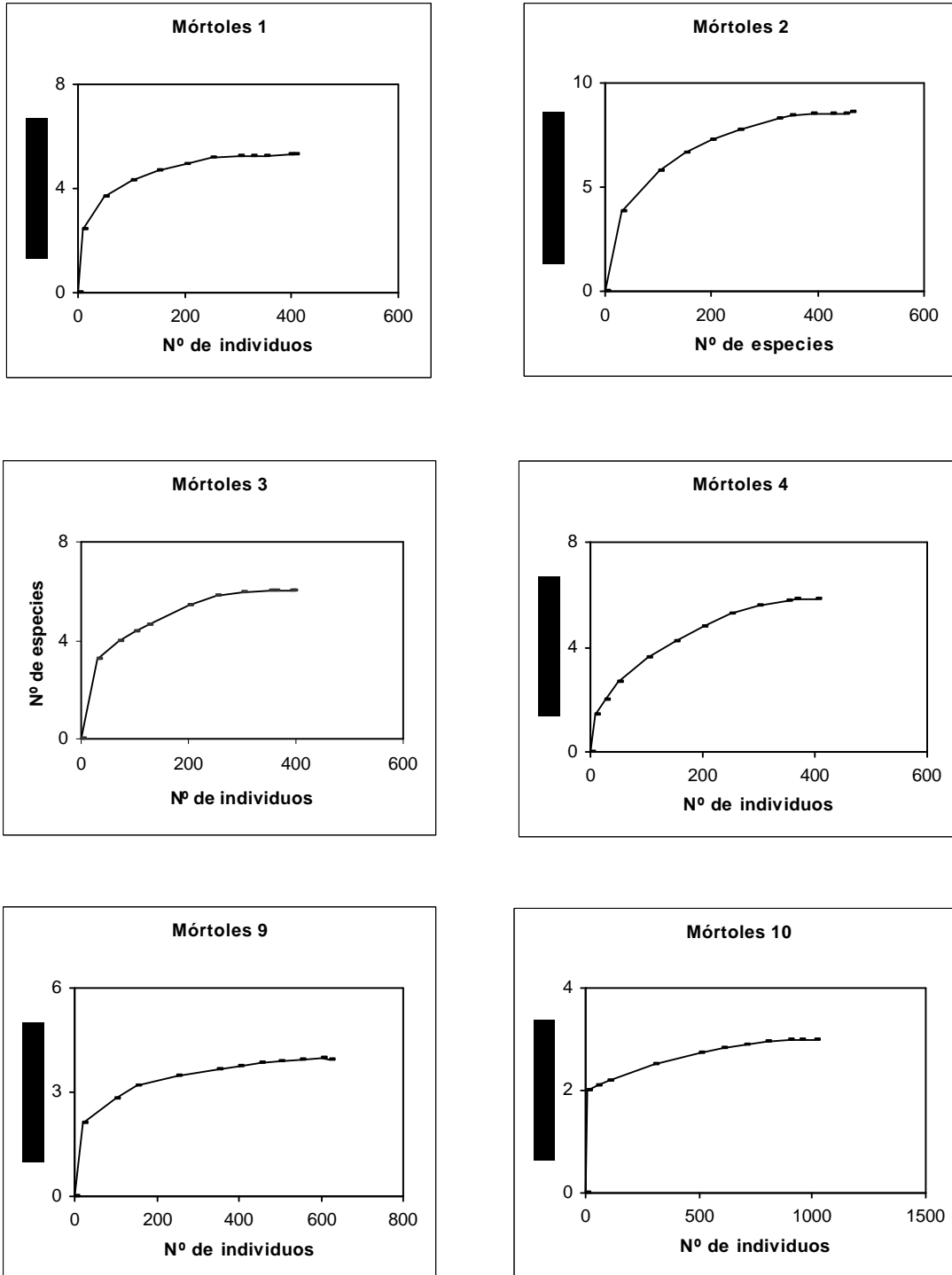
Fig. 8.22. Tabla del contenido en foraminíferos del total de las muestras del sondeo Mórtoles

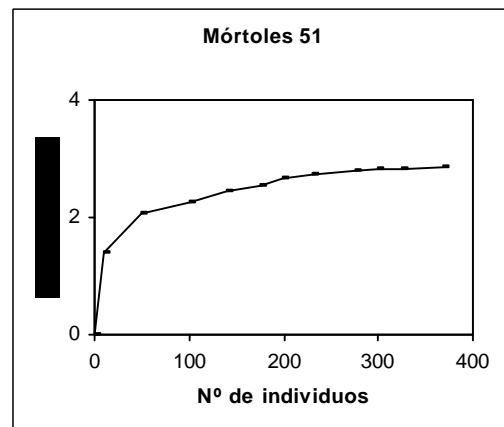
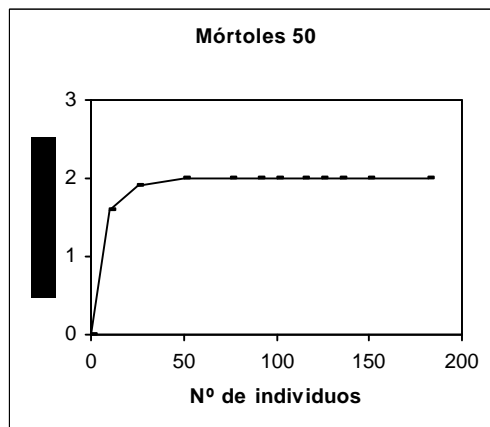
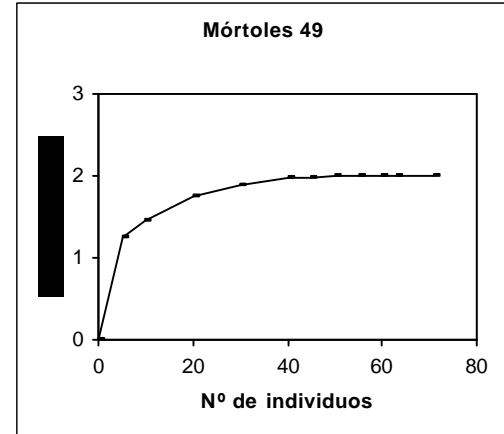
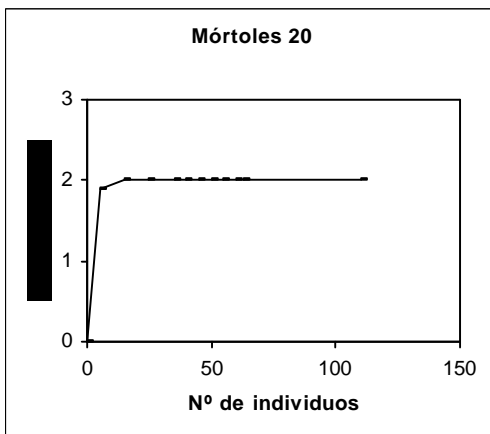
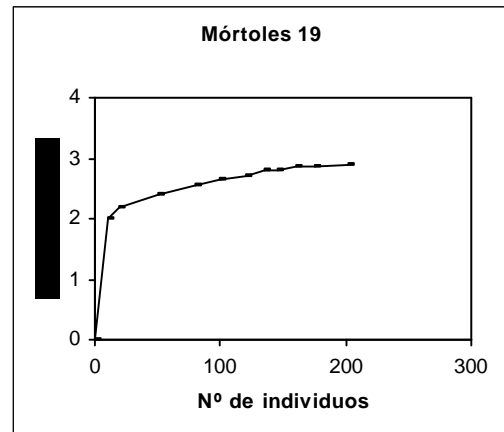
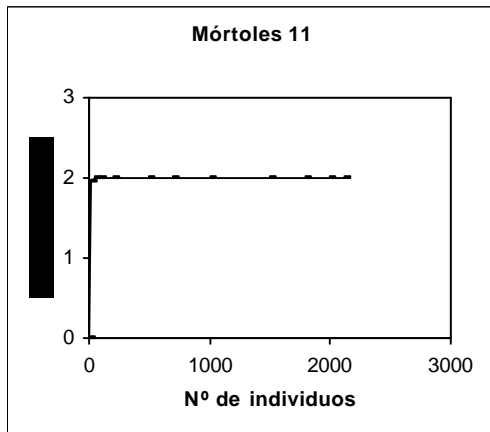
ESPECIES	1	2	3	4	9	10	11	19	20	49	50	51	52	53	54	55	Total
SUBORDEN MILIOLINA																	
<i>Cornuspira involvens</i>	1	1	1	1													4
<i>Miliolinella eburnea</i>	1	2	1														4
SUBORDEN ROTALIINA																	
<i>A. beccarii tepida</i>	8	5	3	11	278	631	1526	116	66	67	167	350	342	200	223	243	4236
<i>Aubignyna perlucida</i>																2	2
<i>Elphidium excavatum</i>		3			1												4
<i>Haynesina germanica</i>				1	2					4	15	17	13	9	7	6	74
<i>Haynesina</i> sp.						3											3
<i>Rosalina</i> ? sp..2		22	96														118
<i>Trichohyalus aguayoi</i>	111	362	271	384	342	383	597	75	37			1	1	1	1	1	2567
<i>Physalidia</i> ? sp.						2											2
Rotálido indet.		1						10	7							1	19
SUBORDEN SPIRILLINA																	0
<i>Spirillina vivipara</i>	285	61	22	4													372
<i>Turrispirillina</i> sp.	13	6															19
SUBORDEN TEXTULARIINA																	
<i>Trochammina inflata</i>		1	1	2				1						1			6
TOTAL	419	464	395	403	623	1019	2123	202	110	71	182	368	356	211	231	253	7430
Nº ESPECIES	6	9	7	6	4	3	2	3	2	2	2	3	3	4	3	4	

Fig. 8.23. Tabla de índices de foraminíferos correspondientes al sondeo Mórtoles. Su representación gráfica aparece en la fig. 8.21

Muestra	Alfa Fisher	Shannon-Wiener	Equitabilidad	Riq. Margalef	Nº Espec.	Nº Indiv.	NºIndiv.50g
1	0,8026	1,024194729	0,441096661	0,665961507	6	419	5840
2	1,3736	1,061519738	0,353839913	1,14048734	9	464	5904
3	1,208	1,219933721	0,434549159	1,003531467	7	395	6304
4	0,9995	0,355183552	0,137403754	0,833481059	6	403	6448
9	0,5718	1,035943605	0,517971802	0,466233322	4	623	19280
10	0,3794	0,974133615	0,614609882	0,288948103	3	1019	46912
11	0,342	0,862294443	0,544047221	0,261076651	2	2124	22576
19	0,5046	1,008466682	0,636271635	0,380409274	3	202	404
20	0,3519	0,942036581	0,942036581	0,215762346	2	110	220
49	0,3825	0,312733376	0,312733376	0,234594206	2	71	568
50	0,3143	0,410640927	0,410640927	0,19215963	2	182	1456
51	0,4465	0,296902289	0,187324488	0,338519283	3	368	2944
52	0,4491	0,253791643	0,160124699	0,340429546	3	356	2848
53	0,7003	0,3405278	0,1702639	0,560552975	4	211	844
54	0,4866	0,235938816	0,148860819	0,367483737	3	231	3696
55	0,6749	0,266013204	0,133006602	0,542551492	4	253	8096

Fig. 8.24. Curvas de rarefacción correspondientes a las muestras del sondeo Mórtoles





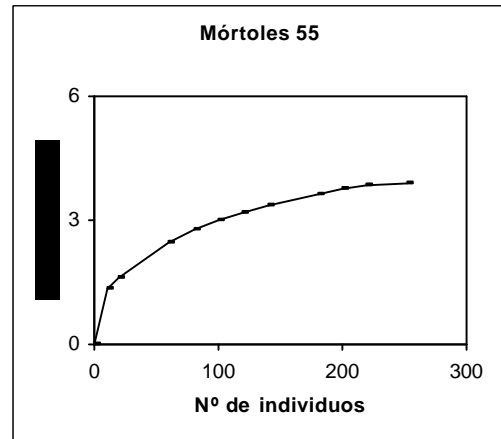
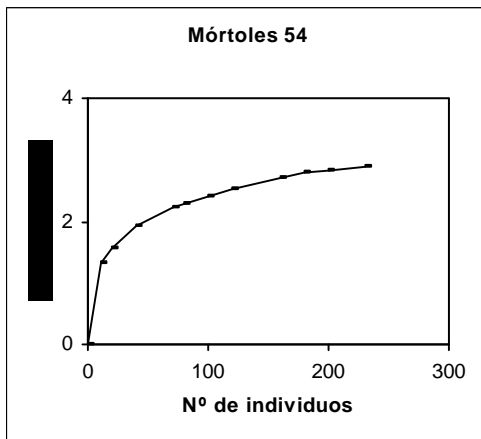
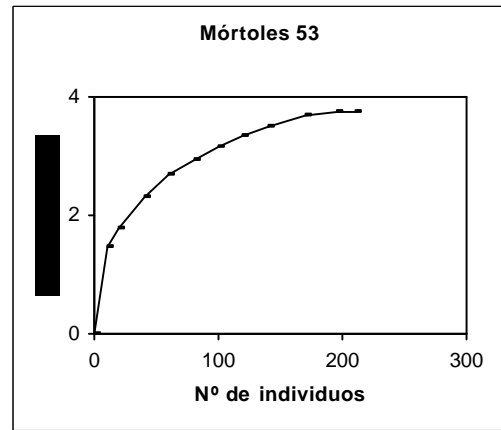
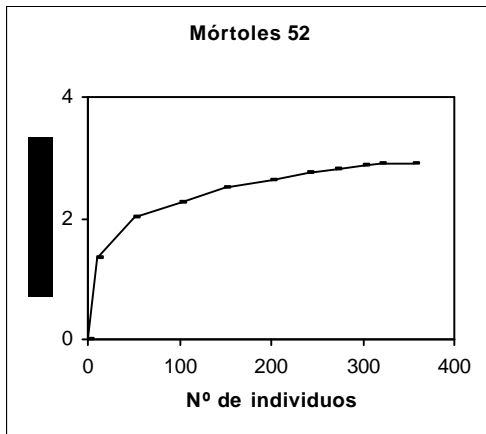


Fig. 8.25. Proporción de subórdenes en cada una de las muestras y en el total del sondeo Mórtoles

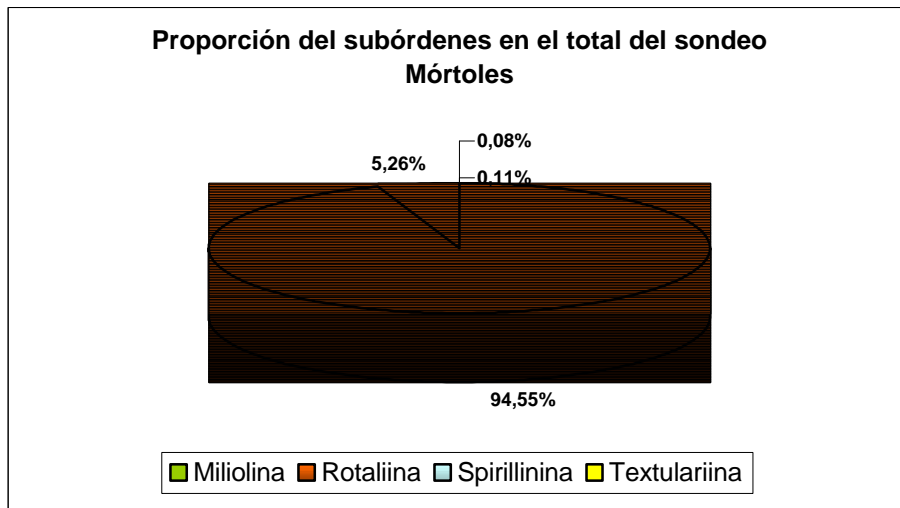
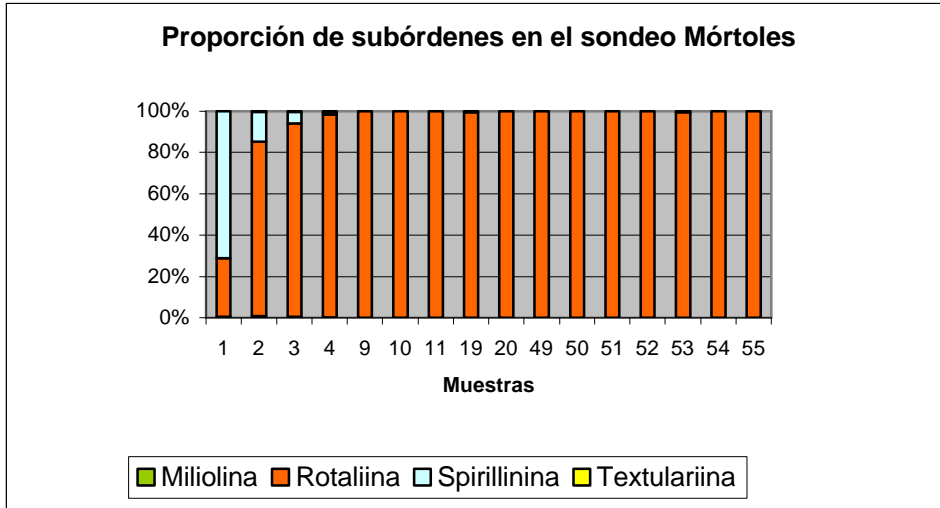


Fig. 8.26. Distribución textural en tanto por ciento en el sondeo Mórtoles

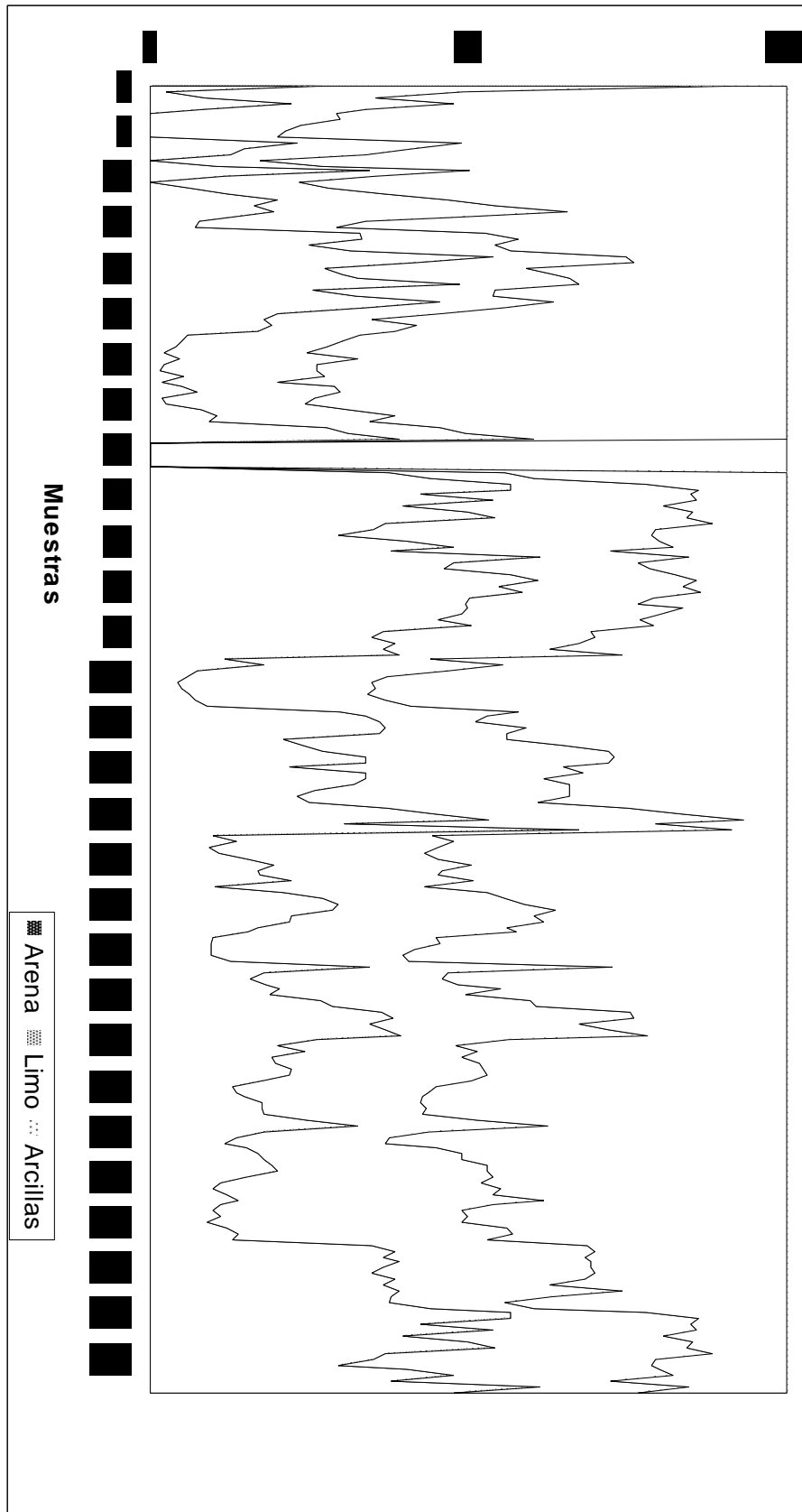


Fig. 8.27. Porcentaje de carbonatos en el sondeo Mórtoles

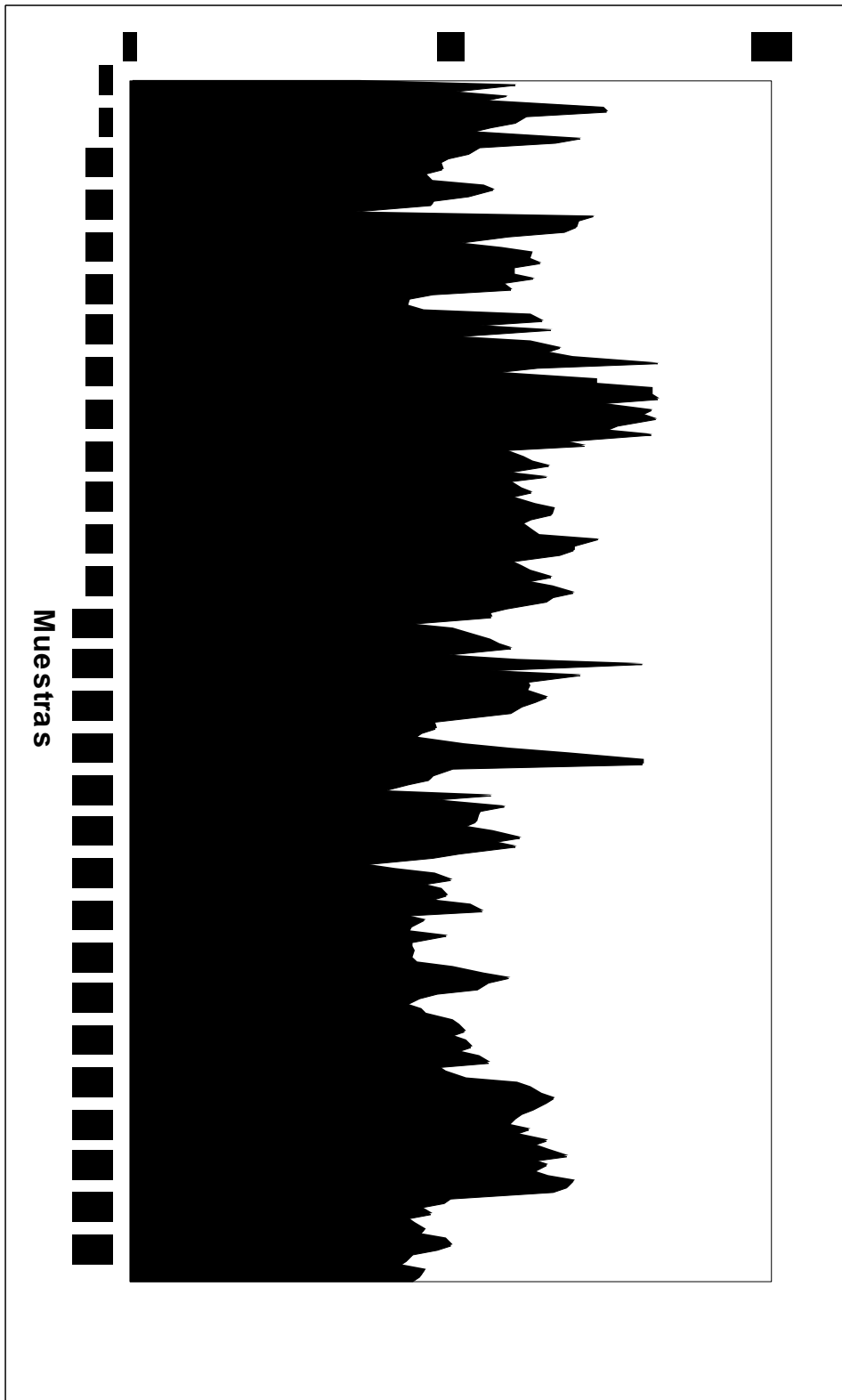


Fig. 8.28. Porcentaje de materia orgánica en el sondeo Mórtoles

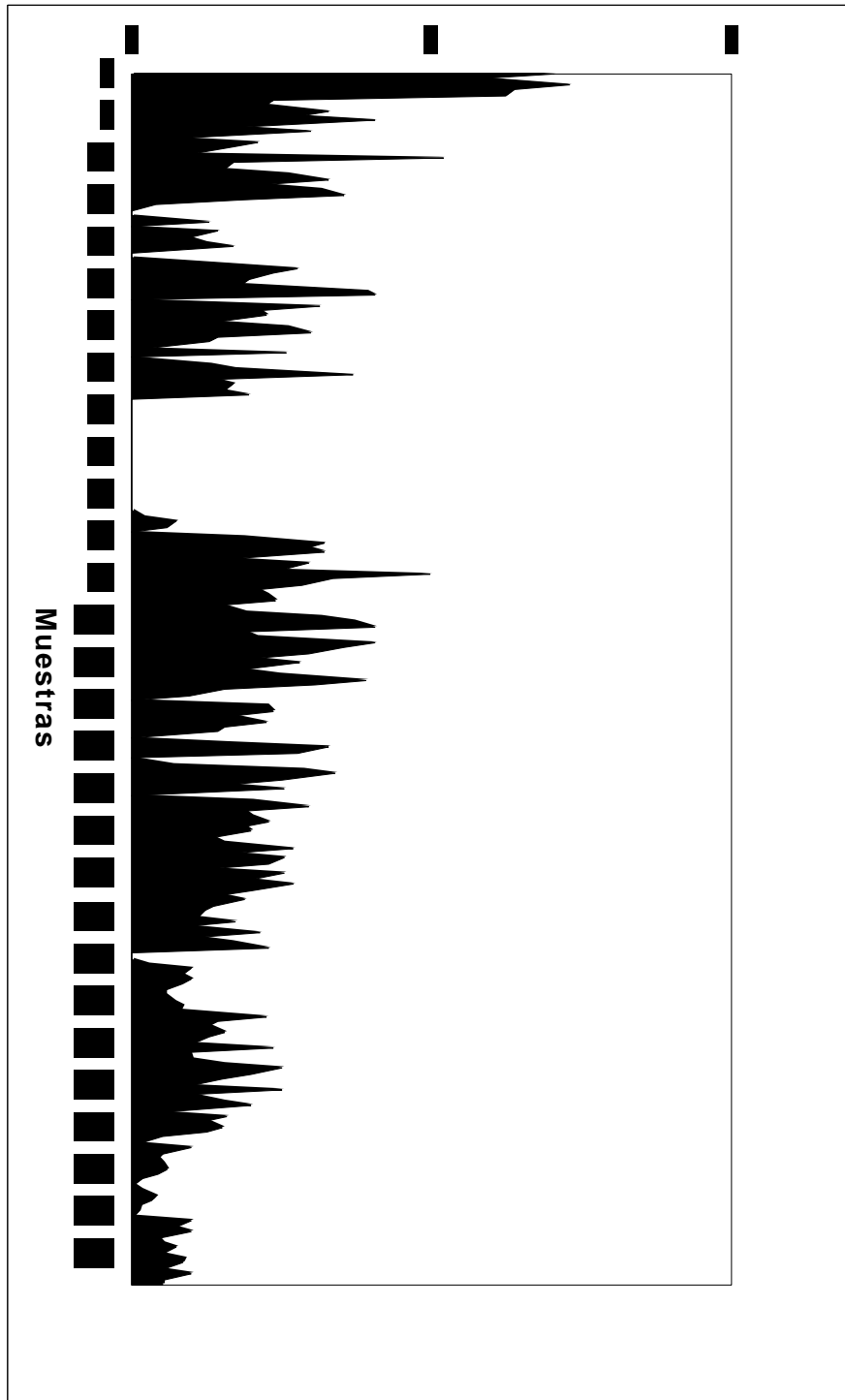
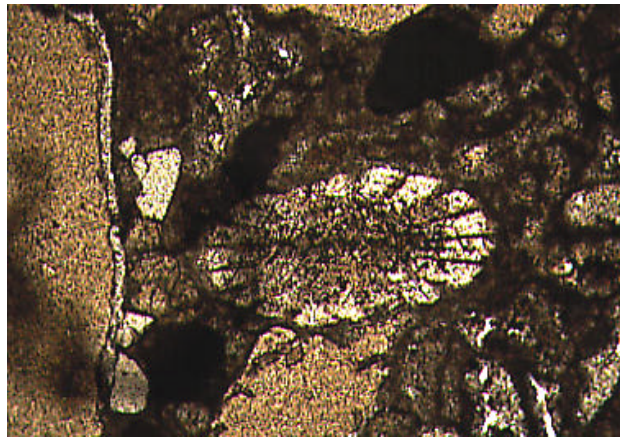
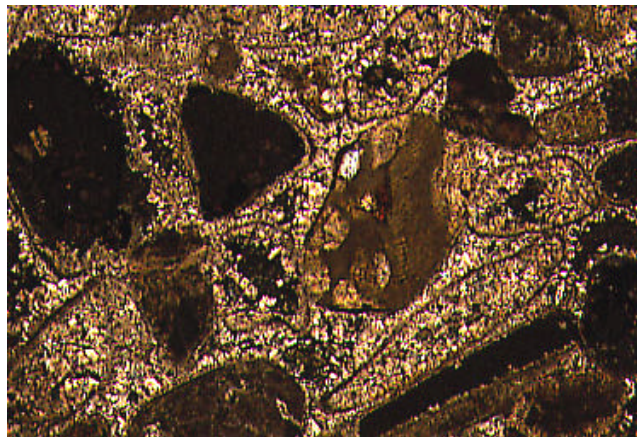


Fig. 8.29. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de diversos fósiles y estructuras encontradas en los niveles consolidados del sondeo Mórtoles

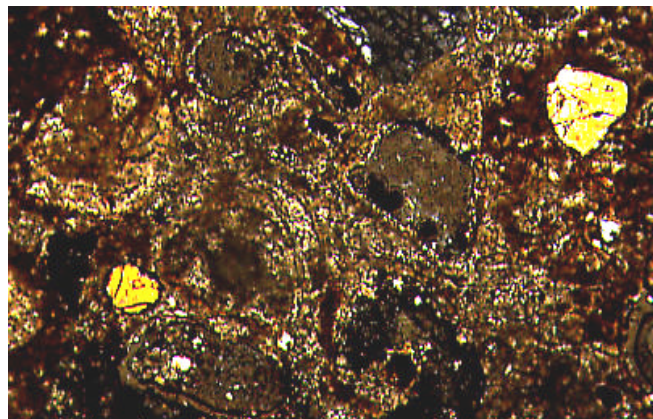
- 1.- Coral. Mórtoles 132. 100x
- 2.- Granos redondeados de cuarzo y fragmento de *Lithothamnium* (algas melobesias). Mórtoles 65. 100x
- 3.- Precipitación de óxido de hierro. Mórtoles 64. Nícoles cruzados. 100x



1



2



3

8.2.4.- SONDEO SALINAS

El sondeo Salinas está localizado según las coordenadas UTM en 30SYH086 270, a 20 m de distancia de la línea de costa actual y a unos 700 m del sondeo Pinet, en el mapa topográfico a escala 1:25.000 (fig. 7.1). Su altitud es de 1 m y alcanzó una profundidad de 30 m. Desde el punto de vista geomorfológico está situado detrás de la restinga actual, en la zona de contacto entre el último cordón dunar y las Salinas de Santa Pola (fig. 6.4).

8.2.4.1.- Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos

En el sondeo Salinas se han analizado desde el punto de vista micropaleontológico y sedimentológico un total de 55 muestras de las 101 obtenidas, cuyos resultados han permitido determinar una secuencia cuaternaria basada en distintas unidades deposicionales (fig. 8.30). En estas 55 muestras de materiales cuaternarios se han estudiado 21.936 ejemplares, entre los que destacan las especies *Ammonia beccarii beccarii*, *Ammonia beccarii tepida*, *Asterigerinata mamilla*, *Buccella granulata*, *Lobatula lobatula*, *Elphidium advenum*, *Elphidium complanatum*, *Elphidium crispum*, *Elphidium excavatum*, *Elphidium macellum*, *Haynesina germanica*, *Massilina secans*, *Miliolinella eburnea*, *Miliolinella circularis*, *Nonion commune*, *Neoconorbina terquemi*, *Planorbulina mediterraneensis*, *Quinqueloculina seminula*, *Quinqueloculina vulgaris*, *Reussella spinulosa*, *Rosalina globularis*, *Rosalina globularis bradyi*, etc. (fig. 8.31, 8.32, 8.33). Todos ellos se distribuyen desde el punto de vista tafonómico entre entidades autóctonas y alóctonas. En conjunto, en todo el sondeo destaca el suborden Rotaliina que alcanza el 80,35%, aunque la proporción del suborden Miliolina es en general la más alta de todos los testigos estudiados, con un valor de 19,4%; además los subórdenes Textulariina, Lagenina y Spirillinina también están presentes, con una representación global del 0,05%, 0,18% y 0,02%, respectivamente (fig. 8.34).

Se han llevado a cabo tres dataciones numéricas en este sondeo cuyos datos se indican en el cuadro siguiente:

SONDEO	MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)	EDAD	MÉTODO
Salinas	4d	3	7.500 BP	¹⁴ C
Salinas	8a	7	21.490 BP	¹⁴ C
Salinas	8a	7	>400.000 BP	Th/U

A partir de los resultados micropaleontológicos y sedimentológicos (fig. 8.35, 8.36 y 8.37) se han establecido en este testigo nueve unidades sedimentarias, que de base a techo son:

UNIDAD I. Entre –30 m y –16,7 m (muestras 17aa-16a) aparece un material de textura arcillolimosa de color negruzco (2,5Y3/2) hasta la muestra 17a (a –19 m), a partir de la cual se adquieren tonalidades amarillentas (2,5Y6/4) y una mayor proporción de limos. La composición de la fracción arenosa es fundamentalmente biogénica formada por caparazones de foraminíferos, que en el techo, en los últimos 2,3 m de espesor, están acompañados por elementos clásticos como granos de cuarzo hialino y concreciones ferruginosas, además de otros restos fósiles como ostrácodos, radiolas de equinodermo y fragmentos de gasterópodos y bivalvos, etc.; éstos últimos son mucho menos frecuentes.

En toda la unidad están presentes especies de foraminíferos planctónicos y bentónicos. Entre las primeras destacan *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny), *Globigerina bulloides* (D'Orbigny), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globigerinella siphonifera* (D'Orbigny), *Globigerina apertura* Cushman, *Globigerina falconensis* Blow, *Turborotalia quinqueloba* (Natland), *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerinoides obliquus* Bolli, etc. (ver Lámina XII y XIII); entre las segundas aparecen especies propias de aguas profundas como *Bolivina punctata*, *Bolivina pseudoplicata*, *Pullenia bulloides*, *Cassidulina laevigata*, *Cibicides subhaidingeri*, *Lenticulina* sp., etc. Los organismos planctónicos pertenecen a las mismas especies en toda la unidad; son muy abundantes aunque disminuyen en proporción de forma notable hacia el techo, sobre todo en los últimos 2,3 m, en un descenso progresivo compensado por el aumento de las formas bentónicas. Todos ellos presentan un óptimo estado de conservación y adquieren la tonalidad amarillenta del sedimento entre las muestras 16e

y 16a. En este último nivel los foraminíferos bentónicos también aparecen rotos al tiempo que se incrementa la representación de especies más litorales como, *Ammonia beccarii beccarii*, *Nonion commune*, *Elphidium advenum*, *Elphidium macellum* y *Neoconorbina terquemi*. Todos estos foraminíferos son considerados según la terminología tafonómica como autóctonos y démicos dentro de este sedimento.

La proporción de carbonatos en el techo de la unidad es de 63% y el contenido en materia orgánica es de 0,35%.

UNIDAD II. Esta unidad contiene los niveles 15, 14, 13 y 12, con una potencia de 6,2 m, y presenta un contacto erosivo respecto a la unidad anterior. A partir de las características sedimentarias de este material se pueden distinguir tres subunidades diferentes, que desde la base hasta el techo son:

Subunidad IIa. Entre 16,7 y 16 m de profundidad (muestras 15d y 15a) aparece un sedimento caracterizado por cantos y gravas de morfología redondeada con matriz de textura arenosa (70%), de color marrón claro (2,5Y6/8). Los cantos son de naturaleza silíceo y calcáreo, son heterométricos y presentan un diámetro máximo de 4 cm. La fracción arenosa está compuesta por clastos de origen calcáreo y cuarzo hialino y en ocasiones hematoides.

Desde el punto de vista micropaleontológico no se han observado restos fósiles. La proporción media de carbonato para toda la subunidad es de 68% y el contenido en materia orgánica del 0,2%.

Subunidad IIb. Con un espesor de 2,8 m aparece un material, entre las muestras 14i y 13, de color marrón amarillento (10YR5/4) y textura arenosa, cuyas proporciones de arena disminuyen de forma progresiva hacia el techo, pasando del 70% al 6%. En la muestra 13 se recuperan los porcentajes de arena que alcanzan el 68% donde dominan los calibres gruesos que se mezcla con gravas redondeadas. En esta secuencia la fracción arenosa está formada por granos de cuarzo, sobre todo hialino y en ocasiones hematoides, y por clastos de naturaleza calcáreo, además de un conjunto de restos biógenos de distinto origen. Predominan las morfologías redondeadas.

Desde el punto de vista micropaleontológico se han encontrado fragmentos de radiolas de equinodermos, restos de ostrácodos de hábitat marino y foraminíferos. Entre los 1.590 caparazones estudiados, las especies más frecuentes son: *Lobatula lobatula*, *Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium advenum*, *Elphidium macellum*, *Neoconorbina terquemi* y *Nonion commune*, con un 31,94%, 13,71%, 9,54%, 5,91%, 5,3% y 5% de representación media, respectivamente. Estos caparazones están diagenizados, rodados y parecen corresponder a los que ofrecen mayor resistencia a la erosión; además presentan una disminución de proporciones respecto al total de ejemplares hacia el techo y tienen diámetros semejantes al sedimento. Por estas razones, la totalidad de los ejemplares son interpretados como reelaborados según la terminología tafonómica.

El número de individuos en 50 g es bajo y desciende de forma significativa hacia el techo; en las muestras más arenosas estas cantidades aumentan frente a la disminución que se observa en los materiales más arcillosos. Destaca la oscilación brusca de los índices de diversidad y riqueza y los altos valores de la equitabilidad.

Casi el 100% de los caparazones son del suborden Rotaliina aunque también están presentes los subórdenes Miliolina, Spirillinina, Lagenina y Textulariina.

La proporción media de carbonato para toda la subunidad es del 54% y el contenido en materia orgánica, 0,23%; los valores de ambos son semejantes a lo largo del sedimento.

Subunidad IIc. Entre 13,2 m y 10,6 m de profundidad (muestras 12h y 12a) se observa un material de textura arcillolimoso con ciertas proporciones de arena que se incrementan hacia el techo, pasando del 2% al 7% en las muestras localizadas a cotas más altas. Presenta una coloración marrón amarillenta (10YR5/6) con intercalaciones de tonalidades grisáceas que son más frecuentes en la base. La escasa fracción arenosa está formada por concreciones porosas de carbonatos, muchas veces en forma de rizotúbulos. A partir de la muestra 12e (a -12,2 m) comienzan a aparecer granos de cuarzo de morfología redondeada y otros clastos como moscovita y nódulos ferruginosos.

Desde el punto de vista micropaleontológico se han encontrado valvas y fragmentos del ostrácodos de agua dulce *Ilyocypris gibba* y del ostrácodo de aguas salobres *Cyprideis torosa* con nodosidades en toda la unidad; estos caparazones son más frecuentes en la base y son considerados como fósiles autóctonos. Como entidades reelaboradas aparecen foraminíferos bentónicos y planctónicos, radiolas de equinodermos, etc. Entre éstos se han estudiado un total de 883 caparazones entre los cuales destacan las especies *Lobatula lobatula*, con un 39% de representación media, *Ammonia beccarii beccarii*, con un 10,5%, *Nonion commune*, con un 9,8% y con un 4,26% las especies *Elphidium advenum* y *Elphidium macellum*. Todas las proporciones se mantienen más o menos constantes a lo largo de las muestras. Los caparazones de foraminíferos presentan diámetros semejantes, están diagenizados, rodados y mal conservados.

El número medio de individuos en 50 g es bajo (236 caparazones) y al igual que el alfa de Fisher, la diversidad de Shannon-Wiener y la riqueza de Margalef disminuyen respecto a la subunidad anterior. La equitabilidad presenta valores cercanos a 0,7.

El 100% de los individuos estudiados pertenecen al suborden Rotaliina con la excepción de cuatro caparazones del suborden Textulariina asociados a la especie *Textularia agglutinans*.

La proporción media de carbonatos y el contenido en materia orgánica es semejante a la subunidad anterior, con valores medios del 49% y 0,2%, respectivamente; en éste último se observa una ligera tendencia al ascenso hacia techo.

UNIDAD III. Entre las muestras 11d y 11a, con una potencia de 0,7 m aparece un material de color gris oscuro (7,5YRN/7) y textura arcillolimoarenosa, con unas proporciones medias de arena del 26% que ascienden hacia el techo, desde 11% hasta el 31%. La fracción arenosa está compuesta por granos de cuarzo, hialinos y hematoideos, además de clastos calcáreos de morfología subredondeada. Son abundantes las concreciones carbonáticas que muchas veces tienen forma de rizotúbulos.

Desde el punto de vista micropaleontológico se han observado valvas de los ostrácodos *Ilyocypris gibba* y *Cyprideis torosa* con nodosidades que son considerados

fauna autóctona y probablemente démica, debido a su buen estado de conservación. Como fauna reelaborada se han identificado foraminíferos de hábitat marino cuya asociación de especies característica, dentro de los 1.313 caparazones estudiados, es *Lobatula lobatula*, *Ammonia beccarii beccarii*, *Nonion commune* y *Neoconorbina terquemi*, con un 24,48%, 20,46%, 3,6% y 3% de representación media para toda la unidad, respectivamente. Con la excepción de *Ammonia beccarii beccarii*, todas las demás disminuyen su participación en el cómputo total hacia el techo; además esta especie tiene más variabilidad de tamaños frente a las otras que son más homogéneas. Estos ejemplares están diagenizados y presentan un mal estado de conservación y señales de rodamiento.

Todas las diversidades son más altas que en la unidad anterior, con valores de 4,99, 2,64 y 3,28 para el alfa de Fisher, el índice de Shannon-Wiener y la riqueza de Margalef, respectivamente. El número de individuos también es superior al que caracteriza la unidad subyacente, con una cifra media de 1.896 ejemplares. La equitabilidad se muestra más baja (0,63).

Casi el 100% de los individuos encontrados pertenecen al suborden Rotaliina, aunque se aprecia la aparición de caparazones de los subordenes Textulariina y Lagenina en la base. El suborden Miliolina se observa en el techo, con una proporción importante a partir de las especies *Quinqueloculina bicornis* y otras del género *Quinqueloculina* que no han podido determinarse debido a la ausencia de los caracteres necesarios.

La proporción media de carbonatos es del 62% y el contenido en materia orgánica es bastante más alto que las unidades anteriores (0,44%); ambos se incrementan hacia el techo.

UNIDAD IV. El material que se extiende entre -9,8 m y -7,3 m (muestras 10f-10a y 9f-9a), en contacto erosivo respecto a la unidad anterior, se caracteriza por tener una textura arenosa de tamaño fino que alcanza un valor medio del 77% y un color gris oscuro (7,5YRN/7). La fracción arenosa está compuesta por granos silíceos hialinos, calcareníticos y calcáreos, de morfología subredondeada, acompañados por una gran

cantidad de bioclastos. En en el techo del nivel 10 y en todo el nivel 9 son frecuentes los cantos y gravas de calcarenita, que indican una parcial consolidación del sedimento.

Desde el punto de vista micropaleontológico se han observado radiolas de equinodermos, moldes internos de gasterópodos, abundantes briozoos, ostrácodos de hábitat marino, placas de equinodermos, fragmentos de bivalvos muy pulidos y foraminíferos bentónicos. Entre éstos últimos se han estudiado un total de 5.156 caparazones donde la asociación característica está formada por las especies *Ammonia beccarii beccarii*, con un 32,4% de representación media para toda la unidad, *Lobatula lobatula*, con un 25,7%, *Elphidium advenum*, con un 6,7%, *Asterigerinata mamilla*, con un 4,9%, *Rosalina globularis*, con un 4,15%, *Elphidium macellum*, con un 3,6%, *Elphidium excavatum*, con un 2,9% y *Elphidium crispum*, con un 2,64%. Las especies *Ammonia beccarii beccarii* y *Elphidium crispum* disminuyen las proporciones hacia el techo a lo largo del nivel 10 y por el contrario presenta una tendencia al ascenso en el nivel 9. El resto de especies tienen un comportamiento contrario, es decir, se van incrementando progresivamente en el paquete 10 y descienden hacia el techo del 9. No obstante, la especie *Elphidium excavatum* se mantiene más o menos constante en el nivel basal pero va aumentando su participación hacia el techo.

La mayor parte de los individuos, sobre todo los que aparecen en la fracción >0,4, están rotos y no presentan indicios de diagénesis, aunque en tamaños de arena fina muestran mejor conservación. Según la terminología tafonómica todos los ejemplares se consideran autóctonos aunque rotos por la existencia de un medio algo enérgico. Esta hipótesis viene avalada por la presencia de algunas especies epifíticas como *Lobatula lobatula* que tienen la cara umbilical con morfologías deformadas (Abril, 1993).

Los valores de diversidad y riqueza son más altos en las muestras del nivel 10, con cifras de 5,66 para el alfa de Fisher, 3,93 para el índice de Shannon-Wiener y 4,1 correspondiente a la riqueza de Margalef. El número medio de individuos teóricos en 50 g es de 7.297 y las especies identificadas son 26. Además, en estas muestras los individuos están repartidos de forma casi uniforme entre las especies, con una equitabilidad próxima a 0,94. Por el contrario, en el paquete del techo los valores de estos índices de diversidad son de 4,04, 2,79 y 2,37, respectivamente. El número de especies medio desciende a 18 y el número de individuos teóricos en 50 g también es

más bajo, con una media de 5.712 caparazones para todo el paquete 9. Los ejemplares están peor distribuidos entre las especies respecto al nivel de la base.

El suborden Rotaliina es el más representado; a él pertenecen casi el 100% de los ejemplares estudiados. El suborden Miliolina está presente en toda la unidad aunque es más frecuente en la base; algunos de estos caparazones muestran señales de bioerosión debidas a la acción de esponjas perforantes. Por el contrario, el suborden Textulariina aparece en las muestras del nivel 9, con las especies *Textularia agglutinans* y *Textularia pseudogramen*.

La proporción media de carbonatos es del 83% y el contenido medio en materia orgánica es del 0,3%, en el cual se aprecian valores más altos en las muestras basales.

UNIDAD V. Entre 6,5 m y 7,3 m de profundidad (muestras 8b y 8a) se observa, en contacto progresivo respecto a la unidad anterior, una arenisca calcárea masiva de color gris (7,5YRN/7), donde se han apreciado estructuras sedimentarias de *ripples* de corriente de forma simétrica. La interpretación de las láminas delgadas indica que se trata de roca detrítica mixta, constituida por abundantes elementos terrígenos (cuarzo) y carbonáticos, con cemento calcáreo y ausencia de matriz (fig. 8.38). Desde el punto de vista micropaleontológico, incluye fragmentos de moluscos bivalvos y gasterópodos, briozoos, ostrácodos, radiolas de equinodermos y foraminíferos bentónicos del género *Ammonia*. Hacia techo (muestra 8a) se aprecia un incremento de la proporción de bioclastos.

El porcentaje medio de carbonatos es del 80% y el contenido en materia orgánica para toda la unidad es del 0,24%.

UNIDAD VI. En contacto erosivo con la unidad anterior, entre las muestras 7c y 7a (0,5 m de potencia), se extiende un material de color gris (7,5YRN/5) caracterizado por una textura arcillolimosa con una proporción media de arena del 26%. La fracción arenosa está compuesta por granos de cuarzo hialino de morfología redondeada, fragmentos de calcarenita tamaño canto y grava y granos de naturaleza calcárea.

Desde el punto de vista micropaleontológico se ha encontrado como fauna autóctona carofitas de la especie *Lamprothamnium papulosum*, gasterópodos de aguas salobres en una asociación monoespecífica de *Hydrobia* sp., moluscos bivalvos de la especie *Cerastoderma glaucum*, ostrácodos de hábitat salobre como *Cyprideis torosa*, y una asociación de foraminíferos eurihalinos. Entre los 1.504 caparazones estudiados destacan las especies *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica* y *Miliolinella eburnea* que tienen una representación media del 56%, 17% y 6,4%, respectivamente. Estas especies presentan valores constantes a lo largo de la unidad, aunque se aprecia un ligero incremento hacia el techo, especialmente en la especie *Haynesina germanica* (fig. 8.39). Estos individuos presentan un óptimo estado de conservación y son considerados, además de autóctones, démicos dentro de la terminología paleoecológica (ver capítulo 8.2.1); la proporción que alcanzan éstos respecto al total de individuos en toda la unidad es del 82,2%. La especie *Trichohyalus aguayoi* junto a otras consideradas autóctonas aparecen de forma discreta.

Junto a éstas se observa un conjunto de individuos de foraminíferos bentónicos y planctónicos muy diagenizados que proceden probablemente de la reelaboración de niveles marinos previos; entre ellas tenemos con una proporción del 6,4% la especie *Lobatula lobatula*. Por tanto, podemos considerar en este sedimento la presencia de una asociación condensada.

El número de individuos teóricos en 50 g es claramente ascendente hacia el techo, pasando de 344 ejemplares a 5.143. Los valores de diversidad, riqueza y equitabilidad se mantienen constantes, con cifras de 3,59, 2,06 y 2,67 para el alfa de Fisher, índice de Shannon-Wiener y riqueza de Margalef, respectivamente. La equitabilidad presenta un valor de 0,5.

Otros fósiles procedentes del medio continental aparecen en este sedimento, como es el caso de gasterópodos pulmonados de las especies *Hellicella* cf. *madritensis* y *Granopupa granum*; esta última es típica de sectores acantilados.

El suborden Rotaliina alcanza casi el 90% del total de los individuos encontrados en esta unidad, ya que el suborden Miliolina supera el 10% del total de

ejemplares en cada muestra, sobre todo con las especies *Miliolinella circularis*, *Miliolinella eburnea* y *Miliolinella webbiana*.

La proporción media de carbonato es del 42% y desciende claramente respecto a las unidades precedentes. El contenido en materia orgánica es el más alto de todo el sondeo, con un valor medio del 1,3%.

UNIDAD VII. Entre -6 y -5,6 m (muestras 6b y 6a) aparece un material formado desde una perspectiva macroscópica por una alternancia irregular de limos y arenas de color gris marrón claro (10YR6/2); no obstante, a partir del análisis granulométrico se ha encontrado una textura arenolimoarcillosa en la base con un aumento de las proporciones de arena hacia el techo, donde alcanza el 76%. La fracción arenosa esta compuesta sobre todo por gran cantidad de bioclastos en los tamaños más gruesos, aunque en la arena fina es abundante el cuarzo hialino de morfología subredondeada.

Desde el punto de vista micropaleontológico se ha hallado una asociación mezclada donde las entidades autóctonas están formadas por moluscos bivalvos y gasterópodos de aguas salobres (*Cerastoderma glaucum*, *Hydrobia* sp.), ostrácodos como *Cyprideis torosa*, carofitas de la especie *Lamprothamnium papulosum* y una asociación de foraminíferos eurihalinos constituida por las especies *Ammonia beccarii tepida*, con un 42% de representación media para toda la unidad, *Haynesina germanica* con un 9% y *Miliolinella eburnea* con 3,3%. Dentro de los 1.748 caparazones estudiados en esta unidad, la especie *Trichoyalus aguayoi* tiene una participación escasa, con un total del 0,2%. La fauna autóctona se caracteriza por una óptima conservación del caparazón, sin señales de erosión y constituye el 48% del total de individuos, aunque en el techo este porcentaje disminuye de forma notable.

Junto a éstas, las entidades alóctonas están representadas por bivalvos y gasterópodos procedentes de la resedimentación del medio marino inmediato y otras especies de foraminíferos como *Ammonia beccarii beccarii*, *Lobatula lobatula*, *Elphidium advenum*, *Elphidium macellum*, *Rosalina globularis*, etc. con un 6,38%, 4,77%, 3%, 3%, 2,85% de representación media, respectivamente. Aunque no presentan señales aparentes de diagénesis, están rotos y erosionados debido a la acción de algún agente de transporte. Estos caparazones resedimentados son bastante más frecuentes en

la muestra del techo (6a), donde constituyen el 80% del total de ejemplares, ya que la base tiene más influencia lagunar y, por tanto, mayor contenido en especies autóctonas.

El número de individuos en 50 g es bastante mayor en la muestra 6b, con un total de 23.024 ejemplares teóricos, mientras que los índices de diversidad y riqueza aumentan de forma considerable en el techo, donde se sitúa el alfa de Fisher en 7,4, el índice de Shannon-Wiener en 4,07 y la riqueza de Margalef en 5,06. El número de especies pasa de 17 en la muestra 6b a 35 en la muestra 6a y el valor de la equitabilidad indica que existe una dominancia de especies en la muestra basal, ejercida por *Ammonia beccarii tepida*, frente a una mejor distribución de las especies entre el total de individuos en la muestra del techo.

El suborden mejor representado es el Rotaliina aunque desciende de forma considerable hacia el techo, pasando del 90% al 65%. El resto de caparzones pertenecen al suborden Miliolina cuyas especies más frecuentes son: *Quinqueloculina bicornis*, *Quinqueloculina seminula*, *Quinqueloculina vulgaris* y *Peneroplis pertusus*.

La proporción media de carbonatos aumenta respecto a la unidad anterior y se sitúa en torno al 65%, aunque en el techo se alcanzan valores superiores. El contenido en materia orgánica es alto, próximo al 0,89% y es claramente mayor en la muestra de la base (1,2%).

UNIDAD VIII. Entre -5,6 m y -1,9 m (muestras 5i-5a y 4f-4a) aparece un sedimento de color gris oscuro en la base (7,5YRN/5) que presenta tonalidades más claras hacia el techo (7,5YRN/7). Está formado por arenas medias que alcanzan una proporción del 93% y que está compuesta por granos de cuarzo hialino de morfología redondeada y subredondeada y por clastos de naturaleza calcárea; éstos últimos presentan una coloración oscura, probablemente debida a la captación de materia orgánica. Además, se observan otros elementos como fragmentos de areniscas, moscovita y una gran cantidad de bioclastos que disminuyen hacia el techo. En el nivel 5 el centro del testigo tiene una coloración gris azulada y una textura más fina.

Desde el punto de vista micropaleontológico, se registra una asociación resedimentada procedente de dos ambientes distintos: uno salobre y otro marino. Las

entidades resedimentadas del medio marino son: placas y radiolas de equinodermos, poliquetos, briozoos, moluscos gasterópodos y bivalvos, espículas de esponjas, ostrácodos, etc. Los fósiles procedentes de aguas salobres están constituidos por carofitas (*Lamprothamnium papulosum*), ostrácodos (*Cyprideis torosa*), bivalvos (*Cerastoderma glaucum*), gasterópodos muy abundantes en una asociación monoespecífica de *Hydrobia* sp., etc.; éstos últimos son más abundantes en el nivel 4.

En los 7.018 foraminíferos estudiados en esta unidad destaca también una asociación resedimentada desde dos ambientes diferentes. Entre las especies eurihalinas destacan *Ammonia beccarii tepida*, con un 5% de representación media, *Miliolinella eburnea*, con un 1,93%, *Elphidium excavatum* con un 1,4% y *Haynesina germanica*, con un 1,11%. La mayor parte de los individuos de estas especies de aguas salobres aumentan su porcentaje en el techo de la unidad, pasando del 15% al 63% del total de ejemplares. Estos caparazones tienen diámetros superiores a 0,063 mm y presentan un mejor estado de conservación que las que proceden de la resedimentación del medio marino. Entre éstas últimas tenemos *Ammonia beccarii beccarii*, *Lobatula lobatula*, *Elphidium macellum*, *Quinqueloculina bicornis*, *Elphidium advenum*, *Miliolinella circularis*, *Rosalina globularis*, *Asterigerinata mamilla*, *Elphidium crispum*, *Buccella granulata*, *Nonion commune* (1%), con un 26,4%, 5,7%, 4,3%, 4%, 2,9%, 2,1%, 2,1%, 1,8%, 1,8%, 1,7% y 1%, de representación media, respectivamente. Estos caparazones presentan diámetros superiores a 0,125 mm y la mayor parte de ellos están rotos, aunque no presentan señales de digénesis; además se observa una proporción más alta de ejemplares rotos en el techo.

El número de individuos teóricos en 50 g es de 4.684 para toda la unidad, aunque se aprecia un mayor número de foraminíferos entre -5,6 m y -3,4 m (muestras 5i y 5a). El alfa de Fisher, el índice de Shannon-Wiener y la riqueza de Margalef presentan valores altos, con 6,40, 3,25 y 4,16%, respectivamente. El valor de 0,7 de la equitabilidad indica que no existe dominancia clara de ninguna de las especies. La diversidad específica es inferior en el techo, pasando de 27 especies entre las muestras 5i y 5a a 22 entre las muestras 4f y 4a. En general, todos los valores de los índices anteriores disminuyen en el techo.

En estos sedimentos la participación del suborden Miliolina es el más alto de todo el sondeo, con un porcentaje que supera el 35% en las muestras basales y el 40% en el nivel del techo, donde alcanza valores superiores al 50% en las muestras 5d, 5c y 4f.

La proporción media de carbonatos es del 70% y son más bajos en las muestras basales; por el contrario el contenido en materia orgánica es inferior en las muestras del techo, con un valor medio del 0,4% y, por tanto, más bajo que en las dos unidades precedentes.

UNIDAD IX. En el techo del sondeo, en los últimos 1,9 m (muestras 3d-1a) aparece un sedimento arenoso de color marrón amarillento (10YR5/4), con una proporción de arena que supera el 93%. Entre -1,6 m y -1,3 m se observa un aumento del porcentaje de arcillas y una coloración grisácea (10YR6/2). La fracción arenosa está compuesta por granos silíceos, hialinos y con impurezas, y por clastos de naturaleza calcárea que tienen una morfología redondeada y señales de abrasión, que otorgan al sedimento un aspecto mate. Están presentes los elementos de origen biogénico aunque son poco abundantes.

Desde el punto de vista micropaleontológico pueden distinguirse dos tipos de asociaciones en los 2.724 foraminíferos estudiados: una autóctona característica del sedimento grisáceo, que aparece en las fracciones >0,125 y >0,063, y otra alóctona incluida en el sedimento arenoso de color marrón. La primera es exclusiva de la muestra 3b y está formada sobre todo por *Haynesina germanica*, con un 36% de representación y *Ammonia beccarii tepida*, con un 32%. Todos los individuos presentan caparazones con un óptimo estado de conservación, sin señales de erosión ni transporte. El resto del porcentaje lo conforman un conjunto de especies y de individuos procedentes de la resedimentación del medio marino que constituyen, además, la asociación alóctona característica del sedimento más arenoso. Las especies más frecuentes en este caso son *Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium crispum*, *Lobatula lobatula*, *Quinqueloculina vulgaris*, *Buccella granulata*, *Quinqueloculina bicornis*, *Asterigerinata mamilla*, *Miliolinella circularis* y *Elphidium macellum*, con un porcentaje de representación media de 53%, 3,7%, 2,82%, 2,1%, 1,7%, 1,5%, 1,5%, 1% y 1%, respectivamente. Todos ellos presentan caparazones muy rotos y rodados, aunque no diagenizados. En

este material se han encontrado gasterópodos terrestres del género *Helix* y gasterópodos y bivalvos erosionados procedentes del ambiente marino.

El número de individuos teóricos en 50 g es bastante más bajo que en la unidad anterior y, al igual que los índices de diversidad y riqueza, muestra una tendencia descendente hacia el techo. El alfa de Fisher, la diversidad de Shannon-Wiener y la riqueza de Margalef presentan valores medios de 3,19, 1,64 y 2,23, muy bajos respecto al sedimento subyacente.

El suborden predominante es el Rotaliina, no obstante, el suborden Miliolina es abundante en la muestra de la base, probablemente por la transición entre esta unidad y la precedente; sin embargo, incrementa sus proporciones hacia el techo, donde supera el 25% del total de individuos estudiados.

El porcentaje medio en carbonatos es de 74% y el contenido en materia orgánica es de 0,25%, aunque en el conjunto de las muestras del nivel 3 es de casi el 1% y en la muestra 3b alcanza incluso el 1,2%.

8.2.4.2.- Interpretación paleoambiental

A partir de los resultados obtenidos en el estudio micropaleontológico y sedimentológico del sondeo Salinas pueden extraerse las siguientes interpretaciones paleoambientales:

La unidad I corresponde a facies margosas de plataforma pelágica muy ricas en organismos planctónicos, que muestra una secuenciación de somerización hacia el techo de la unidad. La proporción de caparazones planctónicos respecto a los bentónicos es de 42% en la base, a -30 m, de 24% a -27 m, de 22% a -23 m y de 20% a -19 m. Según Murray (1991), estos porcentajes podrían indicar la existencia de una plataforma media en la mayor parte del depósito, aunque a partir de unos 19 m de profundidad la presencia de detritos silíceos acompañando esta fauna en los tamaños de arena fina y muy fina, la aparición de especies bentónicas más litorales como *Ammonia beccarii*, *Nonion commune*, *Lobatula lobatula*, etc, y la disminución del porcentaje de

planctónicos al 12%, indican una facies al menos de plataforma interna. Las características estratigráficas, sedimentológicas y micropaleontológicas de este nivel permiten asimilarlo a la Formación Margas de Hurchillo definida por Montenat *et al.* (1990), atribuida por estos autores al Plioceno inferior. Bardají *et al.* (1995) y Soria *et al.* (1996) también adscriben esta formación a la base del Plioceno, aunque los primeros sitúan su techo en el límite Plio-Cuaternario y los segundos lo emplazan en la base del Plioceno inferior.

Según Postuma (1971), los diferentes pisos del Plioceno y el Cuaternario son marcados por una serie de foraminíferos planctónicos: El Plioceno inferior por *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermúdez, el Plioceno medio por *Globoquadrina altispira* (Cushman & Jarvis), el Plioceno superior por *Globorotalia tosaensis* Takayanagi & Saito, y el Cuaternario por *Globorotalia truncatulinoides* (D'Orbigny). Esta propuesta biocronológica presenta algunas diferencias respecto a otros autores que indican, por ejemplo, que *Globorotalia truncatulinoides* comienza en la base del Plioceno superior (Bolli, 1966) y no en la base del Cuaternario como propone Postuma (1971).

Globigerinoides ruber es la especie más alta en la zonación biocronológica de las que caracterizan el medio registrado en la base del sondeo Salinas, ya que comienza en el Plioceno inferior y llega hasta la actualidad, a diferencia de las demás que tienen una zonación biocronológica más amplia. La presencia de esta especie en este sedimento indica que éste, al menos, pertenece al Plioceno inferior. La ausencia de las especies marcadoras del Plioceno medio y superior como *Globigerina riveroae* (Bolli & Bermúdez), *Pulleniatina praecursor* Banner & Blow, *Globigerinoides fistulosus* (Schubert), *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker & Jones) y *Globorotalia tosaensis*, podría apoyar la hipótesis de la pertenencia de estas facies al Plioceno inferior; no obstante, tampoco aparece la especie *Globorotalia margaritae* que indicaría con más rigor esta edad. Según un sondeo de petróleo realizado en La Marina (Montenat, 1977) que alcanzó más de 1.600 m de profundidad, esta facies prosigue hasta superar los 200 m de profundidad, punto a partir del cual es sustituida por calizas y areniscas que Alfaro (1995) sitúa en el tránsito entre el Tortoniense superior y Messiniense.

Después de un largo período de erosión se depositan los primeros materiales cuaternarios que se conservan en este sondeo (unidad II). Se trata de una secuencia granodecreciente formada en un medio subaéreo, indicado por la coloración rojiza que produce la fijación de óxidos de hierro en su forma férrica. Comienza con un episodio de alta energía que transporta cantos y gravas de forma canalizada en un medio aluvial (subunidad Ia) y que seccionan el techo de la unidad anterior. Más tarde, la energía descende en la subunidad Iib, donde se observan sedimentos depositados en régimen de arroyadas que van remitiendo hacia el techo. Por último, esta unidad culmina con la presencia de suelos hidromorfos que hacen referencia a una zona topográficamente baja, con un nivel freático alto y oscilante como lo muestra la alternancia de colores rojizos y grisáceos que son consecuencia de la actuación de procesos de oxidación/reducción. La ausencia de ostrácodos autóctonos podría indicar la escasa estabilidad de los cuerpos de agua.

El ascenso de la lámina de agua y la mayor estabilidad de la misma se refleja en el depósito palustre de la unidad III, colonizado por especies de ostrácodos de agua dulce y poco salobres que hacen referencia a la lejanía en este punto de la línea de costa, aunque respecto a la unidad II parece más próxima. Gran parte de los foraminíferos encontrados en estos niveles de origen continental son considerados como reelaborados dentro de la terminología tafonómica que, debido a la presencia de las mismas especies planctónicas y bentónicas de aguas profundas que caracterizan la unidad I, la coloración amarillenta de los caparzones y la disminución de los individuos hacia el techo, parecen provenir de los materiales pliocenos subyacentes. No obstante, otras especies como *Ammonia beccarii beccarii* podrían interpretarse como resedimentadas, procedentes de la influencia progresiva del ambiente inmediato posterior, por tres razones principales: a) está presente sobre todo en el techo de la unidad III, b) los ejemplares no presentan diagénesis y, c) sus caparzones son más propios de un ambiente más litoral. Este hecho avala la hipótesis de una situación más cercana de la línea de costa respecto a la totalidad de la unidad II. En general, se aprecia en las unidades II y III que cuanto mayor es la cantidad de arena más altos son los índices de diversidad y riqueza y el número de individuos teóricos en 50 g calculados para el total de los ejemplares encontrados.

Una invasión del nivel del mar sobre los materiales continentales previos se recoge en la unidad IV que, después de un período erosivo que secciona los medios transicionales, deposita en facies de mar abierto, probablemente en un subambiente de shoreface, una asociación muy abundante de foraminíferos estenohalinos, con índices de diversidad, equitabilidad y riqueza típicos de ambientes marinos (Murray, 1991). Los índices de diversidad y riqueza son más bajos hacia el techo y esto puede deberse a una disminución de la profundidad y a la parcial consolidación del sedimento. Además, la abundancia de especies epifitas podrían indicar la presencia de fanerógamas marinas; no obstante, como son más abundantes hacia el techo, podría obedecer también a la propia consolidación del sedimento, que formaría el sustrato duro necesario para su desarrollo y desplazamiento. La aparición de una proporción de individuos de esta especie con caras umbilicales deformadas indica cierta energía del medio, aunque no demasiada ya que la mayor parte presentan caras umbilicales planas (Abril, 1993). Las especies *Ammonia beccarii beccarii* y *Elphidium crispum* aumentan hacia el techo, debido probablemente a una disminución de la profundidad ya que son especies muy resistentes a la erosión. En conjunción con las características micropaleontológicas, los datos sedimentarios y estratigráficos y el contenido en materia orgánica hacen pensar en un sedimento depositado en la parte interna de una barra sumergida. Estos materiales sufren procesos de consolidación hacia el techo hasta que afloran en superficie en forma de barrera o restinga (unidad V), donde la presencia de *ripples* de corriente informa de la escasa profundidad y de la proximidad de la línea de costa, seguramente en facies de *foreshore*.

Después de un período erosivo se aprecia un alejamiento de la línea de costa respecto a los materiales anteriores se aprecia en la unidad VI, que se manifiesta a partir de la instalación de un sedimento de albufera colonizado por fauna y caráceas de aguas salobres; éstas últimas podrían incluso formar tapices de fondo, ya que es la colonización más habitual (Olivares, 1998). La asociación de foraminíferos indica un medio restringido de aguas bastante salobres, por la aparición de *Miliolinella eburnea*. El ligero aumento de la especie *Haynesina germanica* podría indicar una mayor salinidad del agua o un empeoramiento de las condiciones del medio, aunque no se establecen relaciones de dependencia entre las especies como se observa en algunos niveles lagunares del sondeo Pinet. La asociación monoespecífica de *Hydrobia* sp., muestra una salinidad con un rango muy amplio, entre el 2‰ y 80‰ y es propio de un ambiente

estresante donde domina la alta competencia derivada de las escasas posibilidades de subsistencia. Este ambiente lagunar es invadido por el medio marino (unidad VII) a partir de un lóbulo de *washover fans*, aunque también podría interpretarse como un momento de transición entre la unidad VI y la VIII, ya que la muestra de la base de la unidad VII es muy semejante desde el punto de vista micropaleontológico a la unidad VI, y en el techo se mezclan las asociaciones de foraminíferos de ambientes restringidos con los procedentes de mar abierto, en una facies de *shoreface* proximal que individualizaría un espacio más restringido en el interior, de acuerdo a una posible morfología de barra submarina. Este depósito (unidad VIII) contiene una asociación de foraminíferos tanto eurihalinos como estenohalinos con una proporción cada vez más escasa de los segundos hacia el techo. En las cotas más altas de esta unidad (nivel 4) se observa de nuevo una mayor influencia de la laguna donde, además, no se aprecian ni foraminíferos reelaborados ni gasterópodos terrestres; no obstante, resulta sorprendente que los valores de materia orgánica sean más altos en la base (nivel 5). El aumento de los porcentajes de las especies eurihalinas hacia techo se refleja en los menores índices de diversidad y riqueza que se constatan hacia el final de la unidad, que obedecen también al mayor deterioro de los caparzones estenohalinos y, por tanto, a la imposibilidad de clasificarlos taxonómicamente. En definitiva, esta barra submarina ejercería un mayor efecto de barrera hacia las cotas más superiores, probablemente por incremento vertical de la misma. En cualquier caso, este depósito implica un acercamiento de la línea de costa respecto a la unidad anterior.

Por último, en la unidad IX se aprecian sedimentos sueltos de *backshore* con procesos de resedimentación de foraminíferos bentónicos, aunque no se descarta la posibilidad de reelaboración de algunos caparzones procedentes del nivel anterior. Los granos calcáreos y silíceos con superficies mates podría indicar la acción del agente eólico como principal proceso tafonómico biostratinómico. Intercalado aparece un sedimento parcialmente anegado relacionado con una charca efímera que ha sido colonizada por abundantes foraminíferos estenohalinos y carofitas. Este depósito relacionado con una depresión interdunar se inundaría esporádicamente durante los momentos de tormenta y se desecaría a partir de procesos de infiltración o evaporación. Respecto a la unidad VIII, esta facies supondría un pequeño alejamiento de la línea de costa.

En definitiva en este sondeo se reflejan tres situaciones de acercamiento de la línea de costa durante el Cuaternario, que se reflejan en tres tipos de ambientes: a) la barra sumergida de la unidad IV, que aflora a partir de una calcarenita en la unidad V, b) el depósito *shoreface* o *foreshore* de la unidad VIII y, c) las facies eólicas de la unidad IX. Éstas están separadas bien por depósitos aluviales con diferentes regímenes de energía, por ambientes palustres y lagunares o, en el caso de los materiales del techo de la unidad VIII, por facies más restringidas respecto a las muestras subyacentes.

Respecto a la edad de estos materiales, la playa de la unidad V ha sido datada por dos métodos distintos: ^{14}C , a partir de AMS, y Th/U. Los resultados de ambas dataciones están sujetos a discusión sobre todo por la disparidad de las fechas que resultan de la datación de una misma muestra. Por ^{14}C dio una edad de 21.490 BP la cual es incompatible con la cronología cuaternaria ya que en ese momento el nivel del mar estaría situado a unos -110/120 m bajo el nivel actual (Hernández Molina *et al.*, 1994). La edad de >400.000 BP tampoco es aceptada debido a que la posición del sondeo sugiere fechas más recientes al estadio 5e, según la bibliografía clásica. A partir de estas premisas, este nivel de playa podría asimilarse a los estadios isotópicos 5c, 5a o incluso al 1; ésta última posibilidad es también poco aceptable ya que los escasos depósitos litorales consolidados relacionados con la transgresión flandriense que se encuentran en áreas próximas, como es el caso del nivel del Carabassí (Goy *et al.*, 1993), de una playa encontrada en la Serra Gelada (Fumanal y Yébenes, 1996) o de depósitos localizados en la costa de Málaga (Lario *et al.*, 1993), presentan un nivel de diagenización muy pobre, a diferencia de este material que está muy cementado. En cualquier caso, este depósito litoral se relacionaría con el Pleistoceno superior y es muy probable que los ambientes palustres y aluviales que se registran a cotas inferiores estén asociados a momentos regresivos anteriores al Pleistoceno superior, ya que el espesor sedimentario sugiere posiciones bastante alejadas de la línea de costa respecto al nivel actual.

Los contactos progresivos que se observan en los últimos 6,5 m del sondeo así como la similitud sedimentaria y paleoambiental con los depósitos del Bajo Segura, datados por Soria *et al.* (1999), sugieren que se trata de sedimentos holocenos. Una datación por ^{14}C (AMS) dio una edad de 7.500 BP para los depósitos más altos de *foreshore/shoreface*. Teniendo en cuenta que los depósitos de albufera que caracterizan

las costas mediterráneas españolas son posteriores al 6.500 BP, cuyas restingas se forma a partir de la estabilización que el nivel marino experimenta a partir de este momento, es muy posible que esta fecha esté envejecida y que estos sedimentos se relacionen más con el Holoceno superior y con la máxima subida eustática que se registra durante la transgresión flandriense.

8.2.4.3.- Figuras

Fig. 8.30. Columna estratigráfica del sondeo Salinas

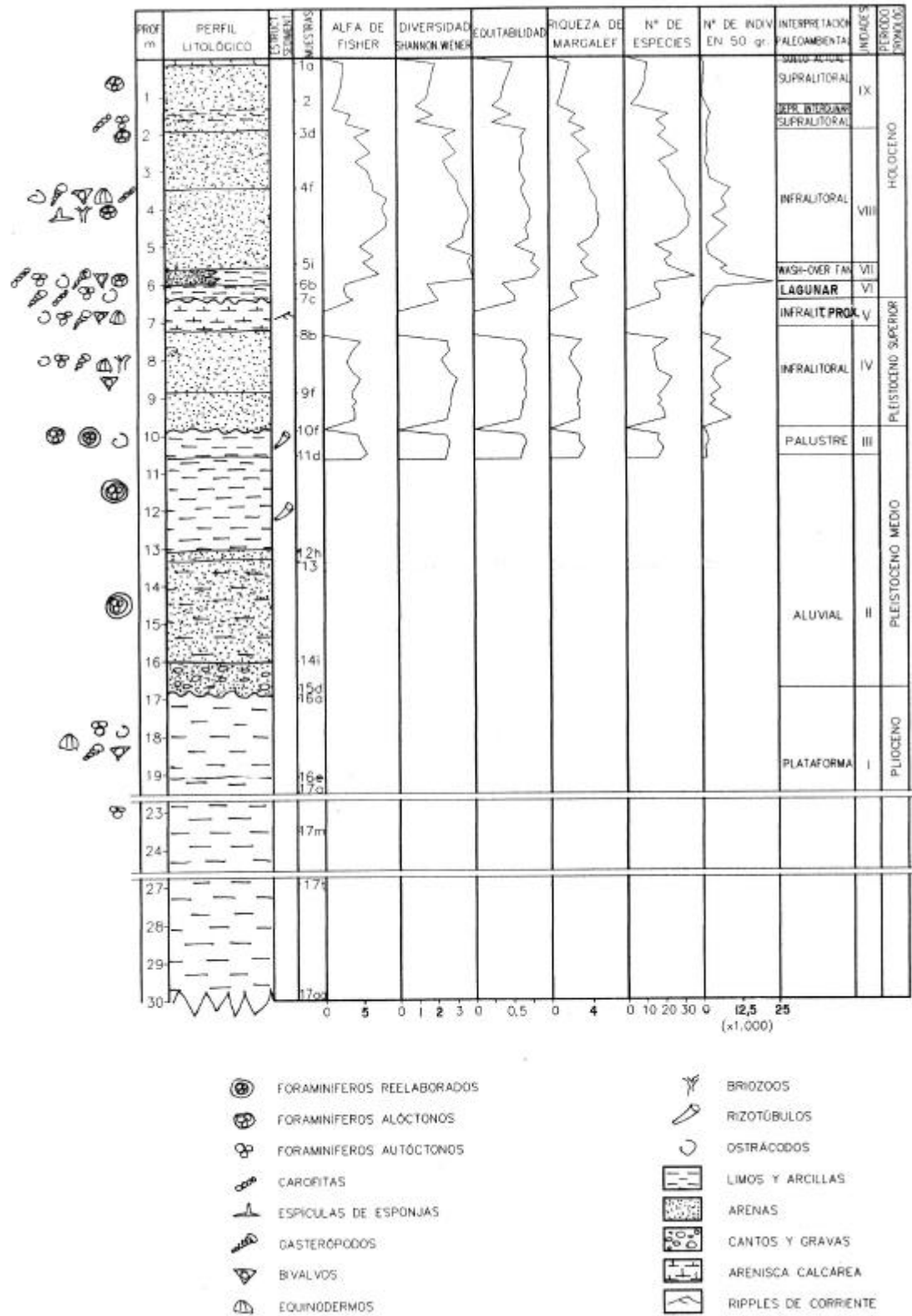


Fig. 8.31. Contenido en foraminíferos fósiles encontrados en el sondeo Salinas

ESPECIES	1a	1b	2	3a	3b	3c	3d	4a	4b	4c	4d	4e	4f	5a	5b	5c	5d	5e
SUBORDEN LAGENINA																		
<i>Amphicoryna</i> sp.																		
<i>Fissurina</i> sp.																		
<i>Lagena</i> sp.																		
<i>Lenticulina</i> sp.																		
SUBORDEN MILIOLINA																		
<i>Adelosina colomi</i>					1			1				1	1				1	2
<i>Adelosina duthiersi</i>											1			1				
<i>Adelosina laevigata</i>							3		8		2	2	7	3	2	13		
<i>Adelosina</i> cf. <i>laevigata</i>																	17	
<i>Adelosina mediterraneensis</i>																		
<i>Adelosina</i> sp.		2	2				1			4		4	1	6	4	5		6
<i>Affinetrina planciana</i>																2	1	
<i>Amphysorus hemprichi</i>					5													
<i>Cornuspira</i> sp.																		
<i>Massilina secans</i>									3				2	7	5	11	7	1
<i>Massilina</i> sp.							1									1		
<i>Miliolinella circularis</i>					8		21	2	12	6	4	7	19	12	5	13	3	10
<i>Miliolinella eburnea</i>					5			45	25	8	1	5	9	2	6	3	7	1
<i>Miliolinella webbiana</i>							1		4					1		4		
<i>Miliolinella</i> sp.																		1
<i>Nubecularia lucifuga</i>													1		3	4	1	
<i>Peneroplis pertusus</i>			2		3				1							2	1	
<i>Peneroplis planatus</i>														1				
<i>Peneroplis</i> sp.									3		2							3
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>																6		
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i>															2	2	2	
<i>Quinqueloculina bicornis</i>	10	8			4	3	12	1		24	28	43	84	30	36	65	57	28
<i>Quinqueloculina disparilis</i>																		1
<i>Quinqueloculina quadrata</i>																	4	
<i>Quinqueloculina seminula</i>						1	1	2		5		2		2		1	2	
<i>Quinqueloculina undulata</i>															1		1	1
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	16	8	8			2	6	1	1		2	1	9	6	6	7	13	
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>vulgaris</i>	4				5									11	6			
<i>Quinqueloculina</i> sp.	4	2	6		1	1	4	4	8	3			1	2	3	4	4	4
<i>Spiroloculina excavata</i>																		
<i>Spiroloculina</i> sp.															1	2		
<i>Triloculina oblonga</i>													7	1		2		4
<i>Triloculina rotunda</i>					3		6	13	5			1		5	1	6	5	
<i>Triloculina trigonula</i>					1				8		3	10	12	4	5	12	13	3
<i>Triloculina</i> sp.																		
Miliólido indet	48	58	4	9	13	28	102	64	164	48	72	105	240	127	178	110	137	174
SUBORDEN ROTALINA																		
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>	160	148	114	198	223	255	86	42	176	126	140	106	196	150	160	142	138	127
<i>Ammonia beccarii tepida</i>					324				93	21				8	16	3	5	31
<i>Angulogerina angulosa</i>																		
<i>Asterigerinata mamilla</i>		2	4		7	4	12		7	9	7	10	6	4	4	2	10	7
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>	6																	
<i>Asterigerinata</i> sp.								2										
<i>Astrononion sidebottomi</i>																		
<i>Aubignyna perlucida</i>																		
<i>Aubignyna</i> cf. <i>perlucida</i>																		
<i>Aubignyna</i> sp.																		
<i>Bolivina pseudoplicata</i>					2													
<i>Bolivina punctata</i>																		1
<i>Bolivina</i> sp.											1	1		2		2		
<i>Brizalina spathulata</i>							1											
<i>Brizalina striatula</i>					2													
<i>Brizalina</i> sp.					1						1		1					1
<i>Buccella granulata</i>	22	4		1	2	2	10	10	26	9	7	14	5	7	4	9	11	11
<i>Buccella</i> sp.																		1
<i>Bulimina elongata</i>															1			
<i>Bulimina</i> sp.																	2	1
<i>Cancris auricula</i>														1				
<i>Cancris</i> sp.												2				1		
<i>Cassidulina laevigata</i>									1									
<i>Cassidulina</i> sp.															1			
<i>Cibicides subhaidingerii</i>											2	1		1	3			

Resultados y discusión

ESPECIES	5f	5g	5h	5i	6a	6b	7a	7b	7c	9a	9b	9c	9d	9e	9f	10a	10b	10c	
SUBORDEN LAGENINA																			
<i>Amphicoryna</i> sp.			1																
<i>Fissurina</i> sp.																			
<i>Lagena</i> sp.																			
<i>Lenticulina</i> sp.																			
SUBORDEN MILIOLINA																			
<i>Adelosina colomi</i>																			
<i>Adelosina duthiersi</i>					2														
<i>Adelosina laevigata</i>		5							1									1	
<i>Adelosina</i> cf. <i>laevigata</i>																			
<i>Adelosina mediterraneensis</i>		1																	
<i>Adelosina</i> sp.				6	5		1	2											
<i>Affinetrina planciana</i>																			
<i>Amphysorus hemprichi</i>																			
<i>Cornuspira</i> sp.						1		3											
<i>Massilina secans</i>				10	11	9	2												
<i>Massilina</i> sp.						1		3	1										
<i>Miliolinella circularis</i>	8	10	13	26	26	1	4	3		2									
<i>Miliolinella eburnea</i>			1	6	4	46	52	32	17										
<i>Miliolinella webbiana</i>			1			7	5	10	7										
<i>Miliolinella</i> sp.		1												1					
<i>Nubecularia lucifuga</i>																			
<i>Peneroplis pertusus</i>		1	9	10	25														
<i>Peneroplis planatus</i>	2																		
<i>Peneroplis</i> sp.			1																
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>					1					1									
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i>	2	1				1													
<i>Quinqueloculina bicornis</i>	10	8	2	6	36				1										
<i>Quinqueloculina disparilis</i>		2								1									
<i>Quinqueloculina quadrata</i>					3					5		1		1					
<i>Quinqueloculina seminula</i>			9	2	35														
<i>Quinqueloculina undulata</i>		2	3	10	1														
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>		3	3	20	23			1											
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>vulgaris</i>																			
<i>Quinqueloculina</i> sp.		9	5	1	1	1	2		1	9	6	7		1	5	8	8	13	
<i>Spiroloculina excavata</i>						1													
<i>Spiroloculina</i> sp.																			
<i>Triloculina oblonga</i>		4																	
<i>Triloculina rotunda</i>				4															1
<i>Triloculina trigonula</i>					13														
<i>Triloculina</i> sp.			1	2					1										
Miliólido indet	72	75	93	70	171	5		6	9	3	14		12		4		5	17	
SUBORDEN ROTALIINA																			
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>	126	52	107	59	128	1				184	110	204	90	108	208	70	112	96	
<i>Ammonia beccarii tepida</i>	4	29	44	51	129	523	386	282	183										
<i>Angulogerina angulosa</i>										1				4	1				
<i>Asterigerinata mamilla</i>		12	21	23	31	2	4		4		36	19	26	58	39	17	14	15	
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>									3										
<i>Asterigerinata</i> sp.	6				2														
<i>Astrononion sidebottomi</i>																			
<i>Aubignyna perlucida</i>			1		4			3	1										
<i>Aubignyna</i> cf. <i>perlucida</i>																			
<i>Aubignyna</i> sp.				1															
<i>Bolivina pseudoplicata</i>					4									2				1	
<i>Bolivina punctata</i>					2									1	1	1			
<i>Bolivina</i> sp.		1		2					2	1			1	2		1	1		
<i>Brizalina spathulata</i>																			
<i>Brizalina striatula</i>					1								1	2					
<i>Brizalina</i> sp.															1	1			
<i>Buccella granulata</i>	4									13		5		4				2	
<i>Buccella</i> sp.		1	3	2	2			3	1		16		4		6				3
<i>Bulimina elongata</i>																			
<i>Bulimina</i> sp.							1		1			1		1					
<i>Cancris auricula</i>				1															
<i>Cancris</i> sp.																		2	
<i>Cassidulina laevigata</i>					1				3							1			
<i>Cassidulina</i> sp.																			
<i>Cibicides subhaidingerii</i>											2								

Resultados y discusión

ESPECIES	10d	10e	11a	11b	11c	11d	12a	12b	12c	12d	12e	12h	13	14a	14b	14c	14e	14h	Total
SUBORDEN LAGENINA																			
<i>Amphicoryna</i> sp.																			1
<i>Fissurina</i> sp.					4								1		1	1		1	8
<i>Lagena</i> sp.					4														4
<i>Lenticulina</i> sp.						5	1		1					2	2			1	12
SUBORDEN MILIOLINA																			
<i>Adelosina colomi</i>																			7
<i>Adelosina duthiersi</i>																			
<i>Adelosina laevigata</i>																		1	48
<i>Adelosina cf. laevigata</i>																			17
<i>Adelosina mediterraneensis</i>																			1
<i>Adelosina</i> sp.																			49
<i>Affinetrina planciana</i>																			3
<i>Amphysorus hemprichi</i>																			5
<i>Cornuspira</i> sp.																			4
<i>Massilina secans</i>																			68
<i>Massilina</i> sp.	1																		8
<i>Miliolinella circularis</i>																			215
<i>Miliolinella eburnea</i>																			275
<i>Miliolinella webbiana</i>																			40
<i>Miliolinella</i> sp.																			3
<i>Nubecularia lucifuga</i>																			9
<i>Peneroplis pertusus</i>																			54
<i>Peneroplis planatus</i>																			3
<i>Peneroplis</i> sp.																			9
<i>Quinqueloculina agglutinans</i>																			8
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i>																			10
<i>Quinqueloculina bicornis</i>			4																500
<i>Quinqueloculina disparilis</i>																			4
<i>Quinqueloculina quadrata</i>																			14
<i>Quinqueloculina seminula</i>																			62
<i>Quinqueloculina undulata</i>																			19
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>																			136
<i>Quinqueloculina cf. vulgaris</i>																			26
<i>Quinqueloculina</i> sp.	1		22		4										2			1	158
<i>Spiroloculina excavata</i>																			1
<i>Spiroloculina</i> sp.																			3
<i>Triloculina oblonga</i>																			18
<i>Triloculina rotunda</i>																		2	52
<i>Triloculina trigonula</i>																			84
<i>Triloculina</i> sp.																			4
Miliólido indet	19	19												3			3	2	2,283
SUBORDEN ROTALIINA																			
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>	198	276	113	108	41	12	31	16	14	13	7	15	15	16	17	34	75	73	5,416
<i>Ammonia beccarii tepida</i>																			2,132
<i>Angulogerina angulosa</i>				2	6	10								1			2	6	33
<i>Asterigerinata mamilla</i>	11	16		4		5	3	2	3	4	1	6		5	6	1		5	488
<i>Asterigerinata cf. mamilla</i>			13															5	27
<i>Asterigerinata</i> sp.					5								3						18
<i>Astrononion sidebottomi</i>				2															2
<i>Aubignyna perlucida</i>																	2		11
<i>Aubignyna cf. perlucida</i>					4		1												5
<i>Aubignyna</i> sp.																			1
<i>Bolivina pseudoplicata</i>					4	4			1	2					1	2			5
<i>Bolivina punctata</i>	1		4		4								2	68	84	1		2	172
<i>Bolivina</i> sp.				2	5	8	1					3		5	1	2	2	1	47
<i>Brizalina spathulata</i>																			1
<i>Brizalina striatula</i>																1			25
<i>Brizalina</i> sp.			4	4	8	14	4	3	3	3	1	4	4	4	5	5	4	1	77
<i>Buccella granulata</i>				5	4	4		1		2				2	1	2	2		205
<i>Buccella</i> sp.	6		5			5													58
<i>Bulimina elongata</i>														1		1		7	11
<i>Bulimina</i> sp.	1	2		2		4	1	1	1	2							3		24
<i>Cancris auricula</i>						5								1				6	14
<i>Cancris</i> sp.																			5
<i>Cassidulina laevigata</i>	1	2		8	6	8	2	1	1	4		5		3	3		5	5	60
<i>Cassidulina</i> sp.																5			6
<i>Cibicides subhaidingerii</i>			11	16	7	14	3							4	4		5	10	83

Resultados y discusión

ESPECIES	1a	1b	2	3a	3b	3c	3d	4a	4b	4c	4d	4e	4f	5a	5b	5c	5d	5e
<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i>																		
<i>Cymbaloporetta</i> sp.																		
<i>Elphidium aculeatum</i>	2	2							1	3	4		1	3	2			1
<i>Elphidium advenum</i>	6					1	3		8	10	13	11	23	10	15	13	22	24
<i>Elphidium</i> cf. <i>advenum</i>		4		3														
<i>Elphidium articulatum</i>									1			1						
<i>Elphidium complanatum</i>																		
<i>Elphidium crispum</i>	4	8		17	4	12	4	2	10	5	12	6	7	4	13	9	11	
<i>Elphidium</i> cf. <i>crispum</i>	8					6	20				4			11			9	
<i>Elphidium excavatum</i>	2					3	3		5		5	2	13		12	5	6	9
<i>Elphidium</i> cf. <i>excavatum</i>										6		3						
<i>Elphidium macellum</i>	8				1	1	7	1	11	7	11	12	11	26	30	16	10	37
<i>Elphidium</i> cf. <i>macellum</i>		4		3														
<i>Elphidium</i> sp.			18		1	1		2		7								
<i>Fursenkoina</i> sp.																		
<i>Gavelinopsis praegeri</i>																		
<i>Gavelinopsis</i> sp.																		
<i>Glabratella patelliformis</i>													1					1
<i>Globocassidulina oblonga</i>																		
<i>Globocassidulina</i> sp.																		
<i>Haynesina depressula</i>																		
<i>Haynesina germanica</i>			2		366			10	12				5	8	3	2	2	5
<i>Haynesina</i> cf. <i>germanica</i>										5								
<i>Haynesina</i> sp.																		
<i>Hanzawaia boueana</i>											1							
<i>Hanzawaia</i> sp.																	1	
<i>Lobatula lobatula</i>	10	14	6	4	7	5	15	1	20	14	8	5	21	16	23	13	14	27
<i>Lobatula</i> sp.					1			6										
<i>Melonis padanum</i>																		
<i>Melonis</i> sp.																		
<i>Neoconorbina terquemi</i>						1	1	1	1	4		1	4	2		2	4	2
<i>Neoepionides</i> sp.					1													
<i>Nonion commune</i>	2				12	1	5		4	11	3	1	6	5	15	7		5
<i>Nonion</i> sp.																		
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>							1		1			1		12	9	9	3	4
<i>Planorbulina variabilis</i>											1		1		6	2	1	4
<i>Planorbulina</i> sp.																		
<i>Pullenia bulloides</i>		2																
<i>Reussella spinulosa</i>		2					2						2		2		1	
<i>Reussella</i> cf. <i>spinulosa</i>																		
<i>Rosalina globularis</i>	6				1	2	2	2	5	2	2	10	7	8	12	10	4	20
<i>Rosalina globularis bradyi</i>			2	1	3		4		5	5	4	3	2	1		3	6	
<i>Rosalina mediterraneensis</i>					2								4		7	2	2	3
<i>Rosalina williamsoni</i>															1			
<i>Rosalina</i> sp.1														2				
<i>Rosalina</i> sp.					2				1									
<i>Trichohyalus aguayoi</i>																		
<i>Uvigerina</i> sp.				1							1			1	1	2		2
Rotálido indet.	14	12		15	7	7	3	7	11	8	3	3	2	1			2	3
SUBORDEN SPIRILLINA																		
<i>Spirillina</i> sp.																		
SUBORDEN TEXTULARIINA																		
<i>Textularia agglutinans</i>																		
<i>Textularia pseudogramen</i>																		
<i>Textularia</i> cf. <i>pseudogramen</i>																		
<i>Textularia</i> sp.					1													
TOTAL	332	280	168	252	1.019	336	337	312	569	329	345	374	711	504	604	529	540	566
Nº ESPECIES	13	12	7	7	23	14	22	16	27	18	22	24	28	31	31	33	33	27

Resultados y discusión

ESPECIES	5f	5g	5h	5i	6a	6b	7a	7b	7c	9a	9b	9c	9d	9e	9f	10a	10b	10c
<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i>																		
<i>Cymbaloporetta</i> sp.																		
<i>Elphidium aculeatum</i>		3			2				2	2		2	1		7	1	2	4
<i>Elphidium advenum</i>	8	7	23	23	57	3	3	9	3	11	42	19	24	76	78	22	21	22
<i>Elphidium</i> cf. <i>advenum</i>																		
<i>Elphidium articulatum</i>																2		
<i>Elphidium complanatum</i>										1			3	5	2		1	
<i>Elphidium crispum</i>	2		7	5	2					9	2	10	6			2	16	10
<i>Elphidium</i> cf. <i>crispum</i>		1		6	6			3				9		4	9			
<i>Elphidium excavatum</i>	12	6	3	6	9	1	1	5	1	19	4	12	14	20	31	6	9	9
<i>Elphidium</i> cf. <i>excavatum</i>			10															
<i>Elphidium macellum</i>	22	21	32	29	54	5	7		3	14	6		11	40	53	15	16	10
<i>Elphidium</i> cf. <i>macellum</i>												10						
<i>Elphidium</i> sp.						1	1	4	2		2							
<i>Fursenkoina</i> sp.																		
<i>Gavelinopsis praegeri</i>					2													
<i>Gavelinopsis</i> sp.															1	2		
<i>Glabratella patelliformis</i>				1	4					1			1	1	2	1	2	1
<i>Globocassidulina oblonga</i>												2						
<i>Globocassidulina</i> sp.										1								
<i>Haynesina depressula</i>										1								
<i>Haynesina germanica</i>	10	5	6	6	27	112	154	78	39	2				5	3			
<i>Haynesina</i> cf. <i>germanica</i>																	3	
<i>Haynesina</i> sp.					1								4					
<i>Hanzawaia boueana</i>								2						2	5			
<i>Hanzawaia</i> sp.			1	1														
<i>Lobatula lobatula</i>	28	27	46	34	87	7	13	28	42	109	90	156	98	194	239	85	86	68
<i>Lobatula</i> sp.																		
<i>Melonis padanum</i>																		
<i>Melonis</i> sp.																		
<i>Neoconorbina terquemi</i>		2	6	4	16	1	1	2	1	8	2	9	6	32	19		5	5
<i>Neoepionides</i> sp.																		
<i>Nonion commune</i>	2	5	13		11	1	2	6	4	7	6		7	16	19	11	4	4
<i>Nonion</i> sp.												4			3			
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>			4	7				1				2	1					1
<i>Planorbulina variabilis</i>	2			2	4												1	
<i>Planorbulina</i> sp.																2		
<i>Pullenia bulloides</i>																		
<i>Reussella spinulosa</i>		3	4	3						3	4	3	1	6	10		2	
<i>Reussella</i> cf. <i>spinulosa</i>					1											3		
<i>Rosalina globularis</i>	6	18	22	14	51	5	13	4	6	14	16	18	22	45	50	13	11	5
<i>Rosalina globularis bradyi</i>								1		11	16	13		14	12	9	4	3
<i>Rosalina mediterraneensis</i>		1	1		12			2					2	2	7	2	2	1
<i>Rosalina williamsoni</i>																		
<i>Rosalina</i> sp.1							3				2			1				
<i>Rosalina</i> sp.			2		1			2	3									
<i>Trichohyalus aguayoi</i>					4		1	5	2									
<i>Uvigerina</i> sp.			3		1				1					4	2			
Rotálido indet.	22	7	9						2		10	24	1	4	6	4		
SUBORDEN SPIRILLINA																		
<i>Spirillina</i> sp.																		
SUBORDEN TEXTULARIINA																		
<i>Textularia agglutinans</i>														1				
<i>Textularia pseudogramen</i>																		
<i>Textularia</i> cf. <i>pseudogramen</i>										4								
<i>Textularia</i> sp.		1						1		1	2	4	2	1	1	4		
TOTAL	348	324	510	453	1.013	735	656	504	344	438	388	534	338	658	825	283	330	289
Nº ESPECIES	16	25	24	25	36	17	16	20	18	23	14	16	17	25	21	17	20	17

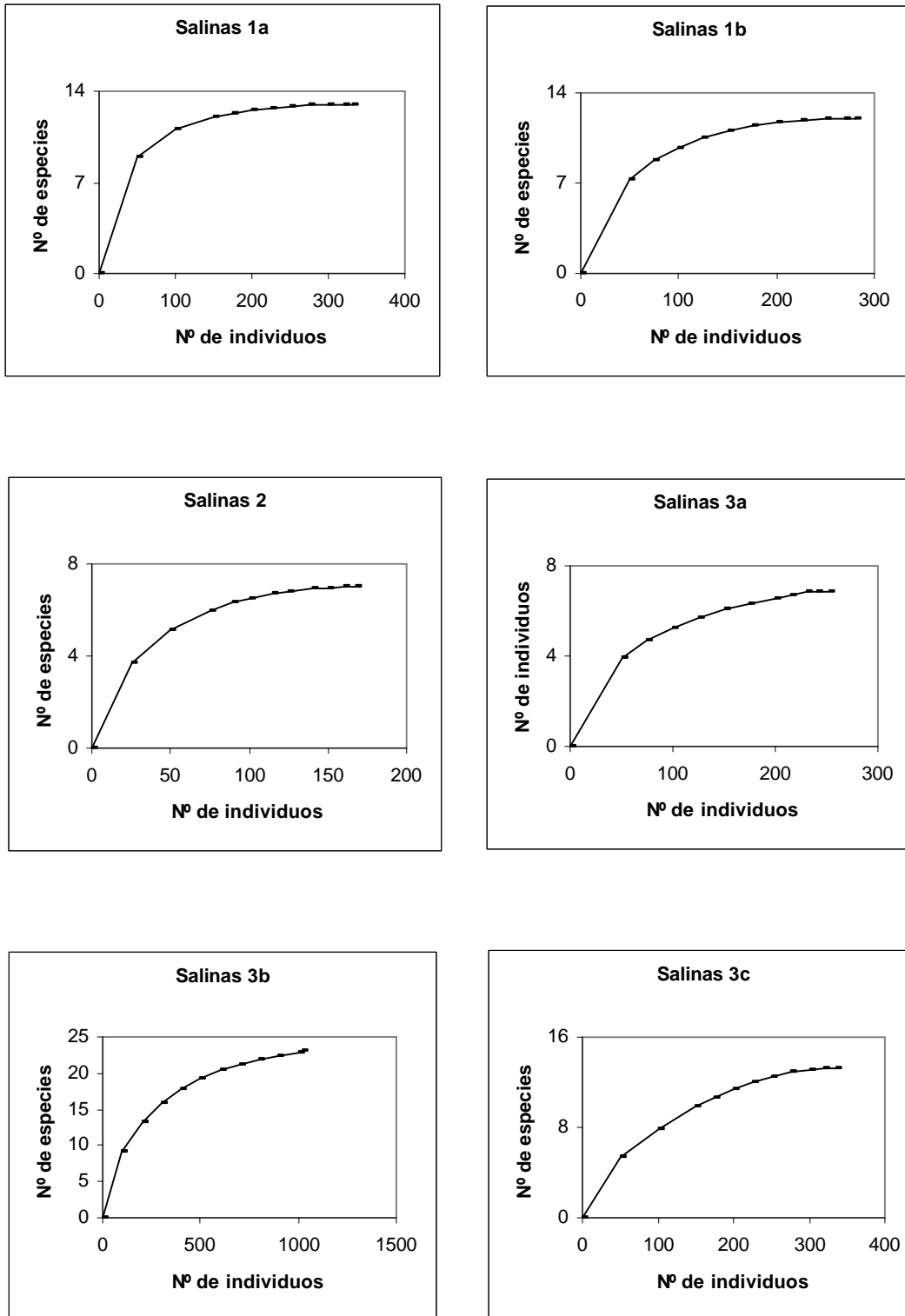
Resultados y discusión

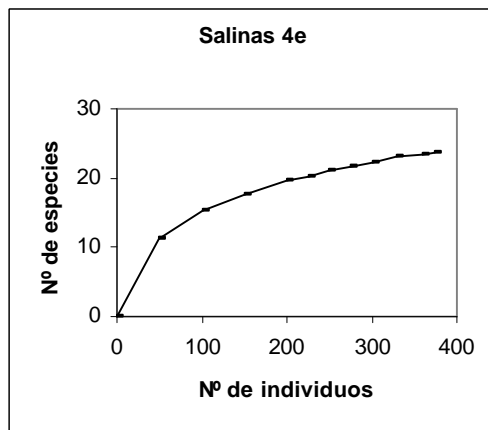
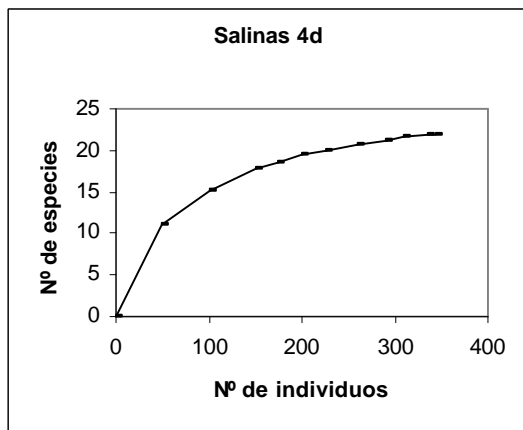
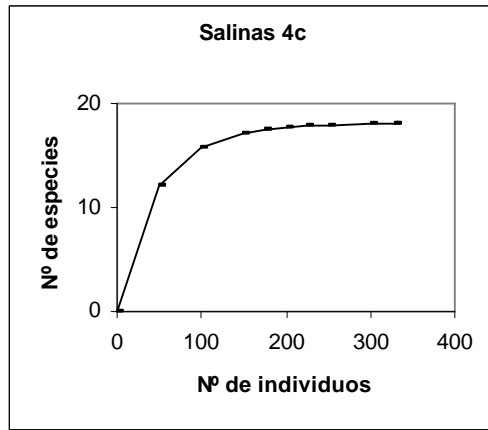
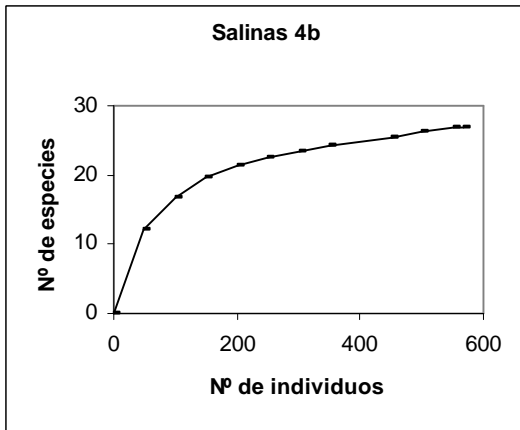
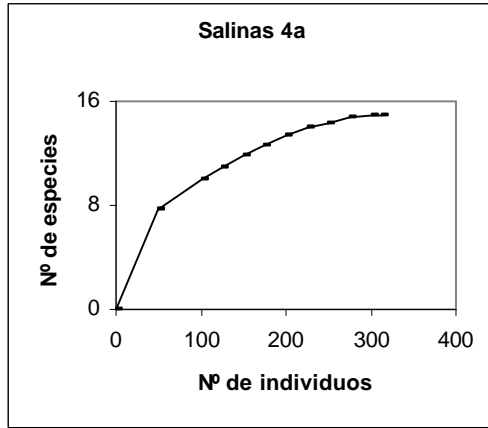
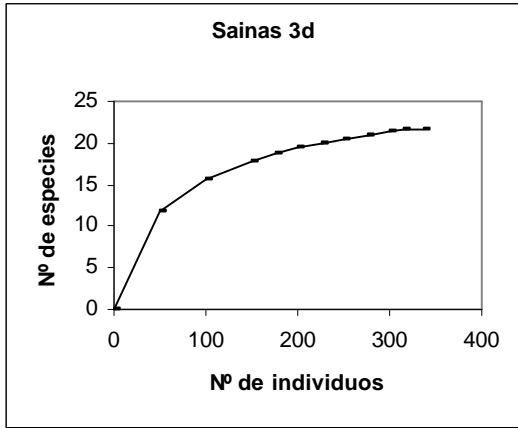
ESPECIES	10d	10e	11a	11b	11c	11d	12a	12b	12c	12d	12e	12h	13	14a	14b	14c	14e	14h	Total	
<i>Cibicoides pseudoungerianus</i>				4	4														8	
<i>Cymbaloporeta</i> sp.		1																	1	
<i>Elphidium aculeatum</i>	2	4	5											1	1	3	2		63	
<i>Elphidium advenum</i>	21	17	11	20	9		8	7	8	9	3			5	6	4	16	16	770	
<i>Elphidium</i> cf. <i>advenum</i>						11													18	
<i>Elphidium articulatum</i>																			4	
<i>Elphidium complanatum</i>	1	1	7	8	6		3	2	3	4	1	5	5	3	3	2	4	4	74	
<i>Elphidium crispum</i>	38	36	17	8	4	4	1						6	1	1	5	9	2	331	
<i>Elphidium</i> cf. <i>crispum</i>	23								2	3	3								127	
<i>Elphidium excavatum</i>	14	21	4	2	5	5	3	1	2	2		1		2	3	1	5	19	323	
<i>Elphidium</i> cf. <i>excavatum</i>																			19	
<i>Elphidium macellum</i>	14	20	11				16		3	7		21	7	10	11	11	23	40	721	
<i>Elphidium</i> cf. <i>macellum</i>					18	19		1	2		6								63	
<i>Elphidium</i> sp.				10									5			1		4	59	
<i>Fursenkoina</i> sp.					5	5	2							1	1	3		1	18	
<i>Gavelinopsis praegeri</i>																			2	
<i>Gavelinopsis</i> sp.																			3	
<i>Glabratella patelliformis</i>			4																20	
<i>Globocassidulina oblonga</i>																	2		4	
<i>Globocassidulina</i> sp.				2							1								4	
<i>Haynesina depressula</i>	1																		2	
<i>Haynesina germanica</i>	2	1		2		5	1		1		1	2				1	8	9	895	
<i>Haynesina</i> cf. <i>germanica</i>																			8	
<i>Haynesina</i> sp.			4		4										1				14	
<i>Hanzawaia boueana</i>					7	10	2	1	2	3		3	1	1	1	2	7	13	63	
<i>Hanzawaia</i> sp.				4															7	
<i>Lobatula lobatula</i>	99	103	37	100	81	103	70	59	60	61	25	67	72	75	75	64	62	121	2.994	
<i>Lobatula</i> sp.	2																		9	
<i>Melonis padanum</i>			4		5							1				2			12	
<i>Melonis</i> sp.															1				1	
<i>Neoconorbina terquemii</i>	5	11	5	10	12	13	5	14	23	27	7	42	2	9	10	22	19	27	405	
<i>Neoeponides</i> sp.																			1	
<i>Nonion commune</i>	3	8		16	15	16	14	10	15	17	8	22	8	8	7	18	12	25	417	
<i>Nonion</i> sp.			7											2	2			1	19	
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	2	1																1	60	
<i>Planorbulina variabilis</i>																			24	
<i>Planorbulina</i> sp.																			2	
<i>Pullenia bulloides</i>						5						1	2		2				12	
<i>Reussella spinulosa</i>	1	3			4		1	1	1		1			4		5		2	71	
<i>Reussella</i> cf. <i>spinulosa</i>																			4	
<i>Rosalina globularis</i>	14	18	7	12	5		2	1	1	1		3		3		2	8	7	510	
<i>Rosalina globularis bradyi</i>	6	6	7		4	4													149	
<i>Rosalina mediterraneensis</i>	6	4	4			4													70	
<i>Rosalina williamsoni</i>																			1	
<i>Rosalina</i> sp. 1		2																	10	
<i>Rosalina</i> sp.																			11	
<i>Trichohyalus aguayoi</i>																			12	
<i>Uvigerina</i> sp.	2			2											1		1		25	
Rotálido indet.	2	2	17	4		31					2	2	4		4	3	8	4	270	
SUBORDEN SPIRILLINA																				
<i>Spirillina</i> sp.																		2	2	4
SUBORDEN TEXTULARIINA																				
<i>Textularia agglutinans</i>							2		1	1									5	
<i>Textularia pseudogramen</i>		1																	1	
<i>Textularia</i> cf. <i>pseudogramen</i>																			4	
<i>Textularia</i> sp.		1			2						1	1		1	2			1	27	
TOTAL	497	576	332	356	296	329	177	121	148	165	68	204	137	241	259	204	296	453	21.936	
Nº ESPECIES	20	21	19	17	22	19	18	14	17	16	11	14	10	17	19	21	20	25		

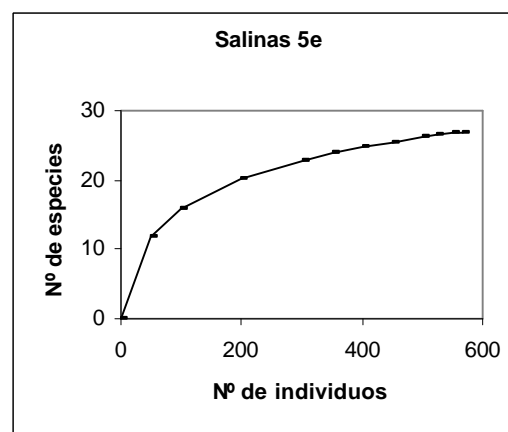
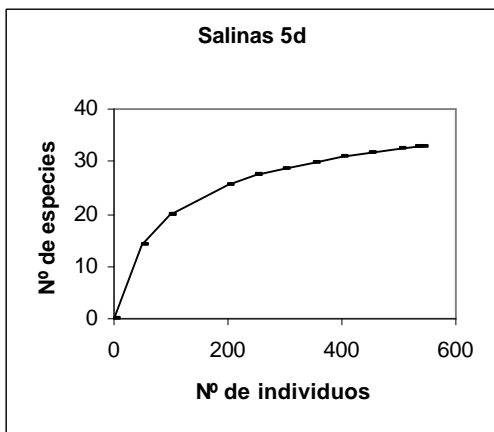
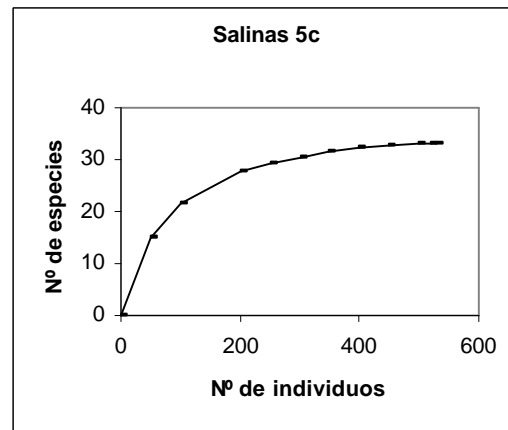
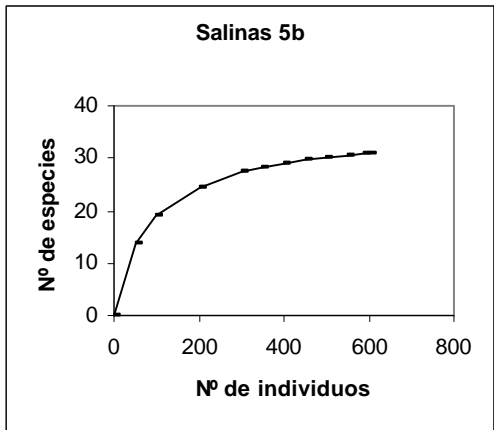
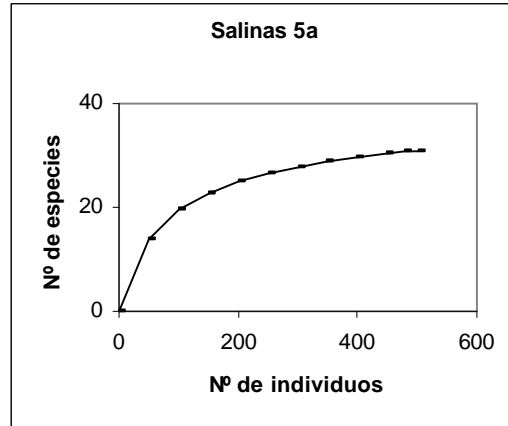
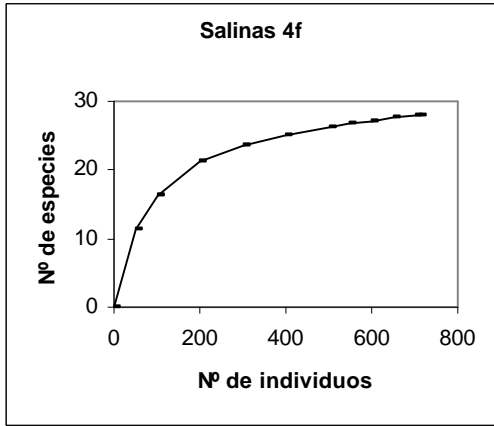
Fig. 8.32. Tabla de índices de foraminíferos correspondientes al sondeo Salinas
Su representación gráfica aparece en la fig. 8.30

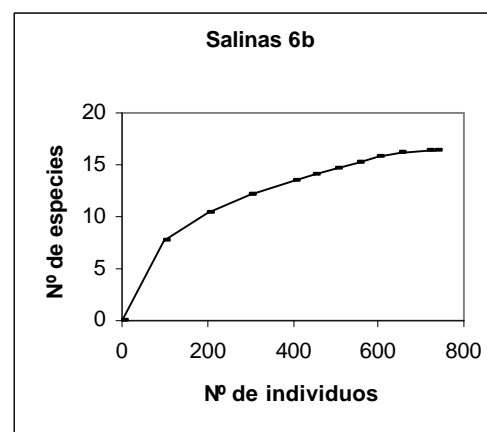
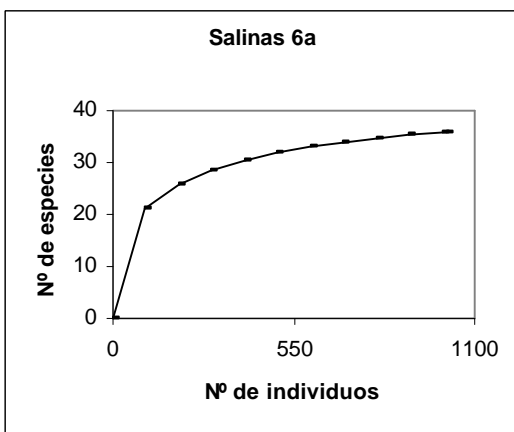
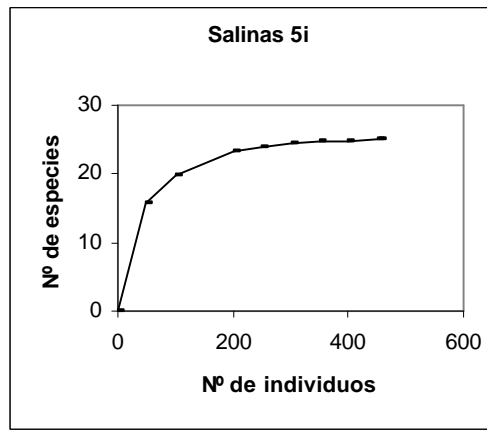
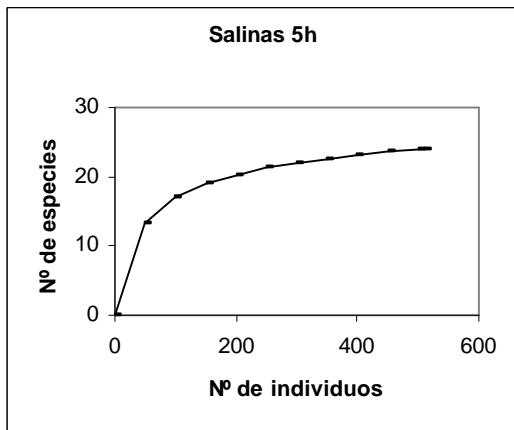
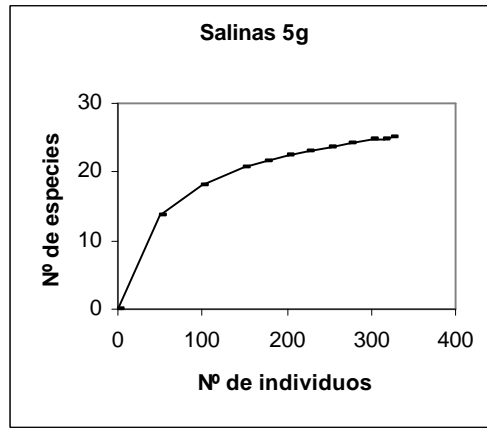
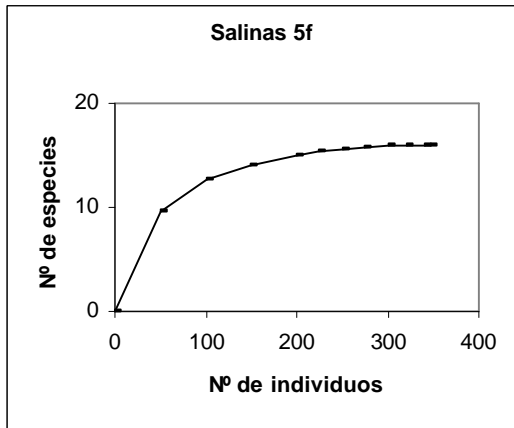
Muestra	Alfa Fisher	Shannon-Wiener	Equitabilidad	Riq. Margalef	Nº Espec.	Nº Indiv.	NºIndiv.50g
1a	3,2787	2,030510412	0,566396556	2,282024369	12	332	580
1b	2,7765	1,526820928	0,459618897	1,958599622	10	280	533
2	1,946	1,076211148	0,383354146	1,417064024	7	168	279
3a	0,9094	0,601932066	0,25923803	0,740992856	5	252	861
3b	3,9897	2,109475599	0,473036875	3,046278915	22	1019	4.010
3c	3,2561	0,970527872	0,254908694	2,288662844	14	336	960
3d	6,2355	3,223857264	0,722930082	3,941533049	22	337	1.267
4a	3,9257	2,521276378	0,630319095	2,765002434	16	312	1.197
4b	6,63	3,221402407	0,677492876	4,373113647	27	569	2.246
4c	3,9821	2,47738644	0,61934661	2,788157285	16	329	1.091
4d	5,7266	2,747036423	0,616005953	3,773910142	22	345	2.529
4e	6,4833	3,118521523	0,680162929	4,147748243	24	374	2.803
4f	6,5419	3,182831124	0,662075336	4,394398478	28	711	10.281
5a	8,2653	3,382586239	0,682771943	5,138983424	31	504	7.074
5b	7,779	3,576968659	0,722007856	4,98657186	31	604	8.539
5c	8,514	3,692797363	0,732059644	5,336488898	33	529	3.889
5d	8,4205	3,52717436	0,705434872	5,247048886	32	540	7.950
5e	6,6977	3,467756402	0,729303564	4,396717136	27	566	4.528
5f	4,8901	2,668637477	0,667159369	3,111851413	16	348	1.364
5g	6,7659	3,747463404	0,817337853	4,236237951	24	324	2.508
5h	5,3815	3,570419694	0,789293864	3,701959062	23	510	8.010
5i	6,0957	3,975054211	0,855981333	4,073565738	25	453	6.258
6a	7,4208	4,079603174	0,795355444	5,065750163	35	1013	7.978
6b	3,1162	1,463394642	0,358020292	2,428824064	17	735	23.024
7a	2,9651	1,836254529	0,459063632	2,31534733	16	656	5.143
7b	3,7036	2,128810276	0,510515243	2,759199474	18	504	1.008
7c	4,1242	2,237884723	0,536672655	2,947131412	18	344	344
9a	4,9415	2,677053209	0,600312649	3,478047192	22	438	5.958
9b	3,6234	2,703155978	0,709982661	2,534163094	14	388	2.954
9c	2,9475	2,3372241	0,598231264	2,271504936	15	534	11.601
9d	3,852	2,843509251	0,69566608	2,78290248	17	338	4.853
9e	4,9227	3,22036961	0,702376434	3,559562529	24	658	2.623
9f	3,9598	2,993789204	0,681596733	2,9987264	21	825	6.285
10a	4,0747	2,875274245	0,703437403	2,877345092	17	283	2.215
10b	4,4616	2,837629715	0,668003328	3,136001642	19	330	4.020
10c	4,0939	2,758762566	0,674932757	2,885390082	17	289	2.046
10d	4,3156	2,622437986	0,606775015	3,1215218	20	497	9.797
10e	4,3232	2,582581049	0,58797687	3,167790892	21	576	5.331
11a	4,7438	2,471809877	0,592770823	3,190764849	18	332	1.552
11b	4,7766	2,862253117	0,700251777	3,141104171	17	356	2.473
11c	5,832	2,741264775	0,634268945	3,682844804	20	296	1.551
11d	4,6425	2,498032196	0,611144931	3,094487869	17	329	2.008
12a	4,733	2,817464435	0,689294201	3,12622496	17	177	353
12b	3,7543	2,364449321	0,638964421	2,524407767	13	121	478
12c	4,6693	2,711557252	0,677889313	3,039837722	16	148	148
12d	4,0802	2,895351821	0,741088533	2,76885273	15	165	165
12e	3,0825	2,344623407	0,739646334	2,005523188	9	68	68
12h	3,4615	2,795306353	0,734185914	2,467796134	14	204	204
13	2,5928	2,076816771	0,625184144	1,879898804	10	137	3.981
14a	5,6828	2,920445082	0,664898458	3,698791317	21	241	241
14b	4,8614	2,74185861	0,645457956	3,291843823	19	259	258

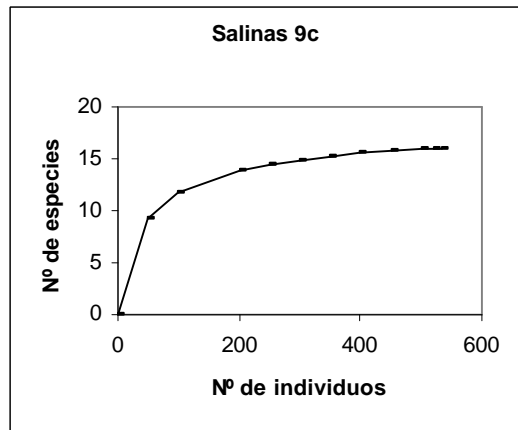
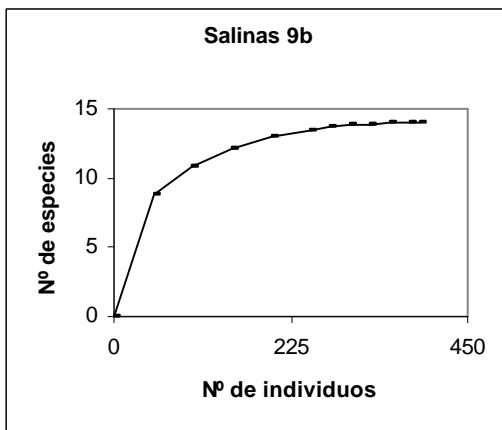
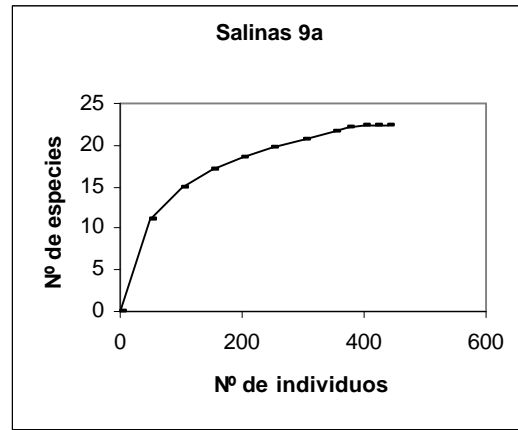
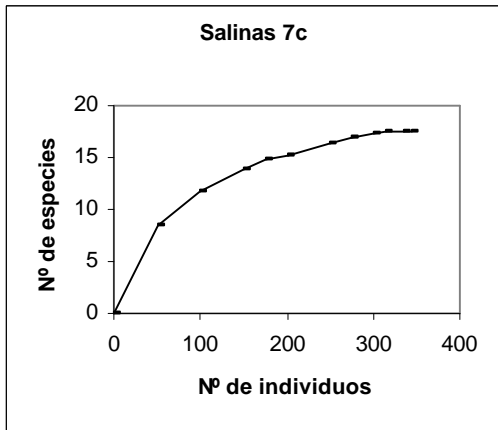
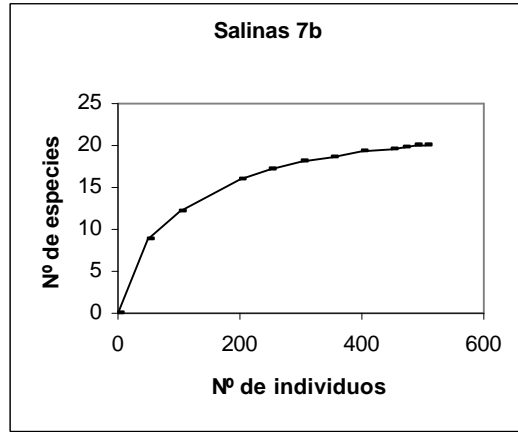
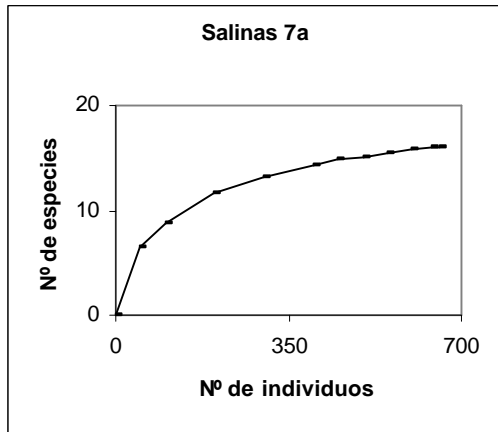
Fig. 8.33. Curvas de rarefacción correspondientes a las muestras del sondeo Salinas

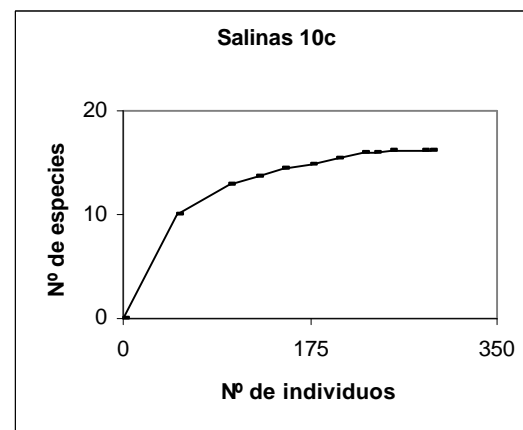
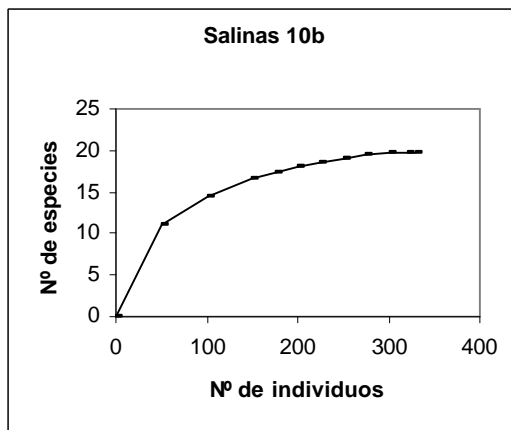
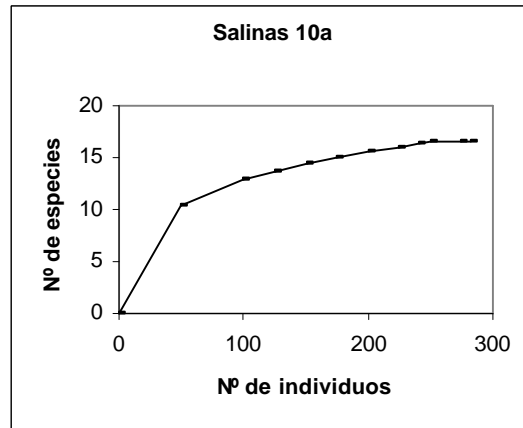
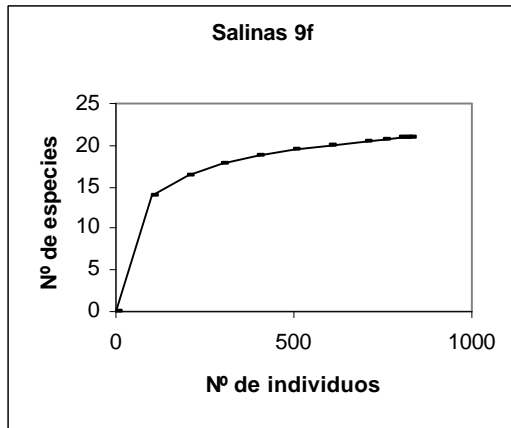
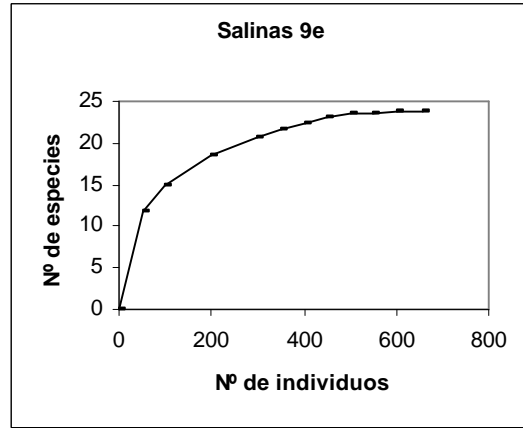
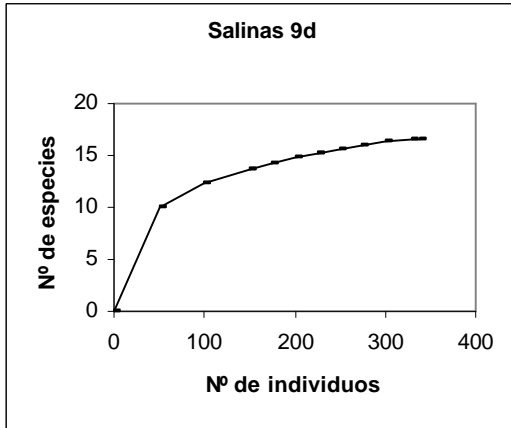












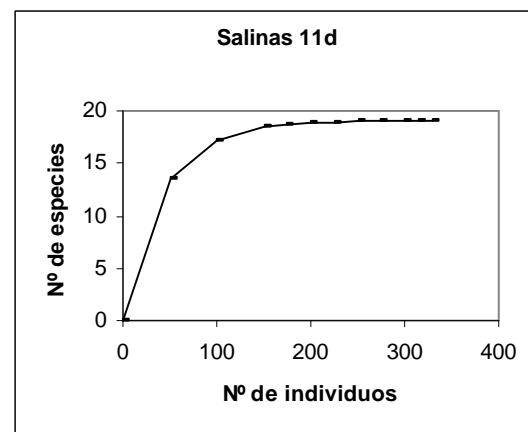
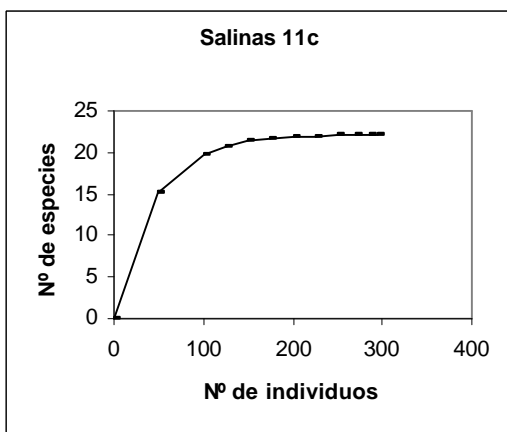
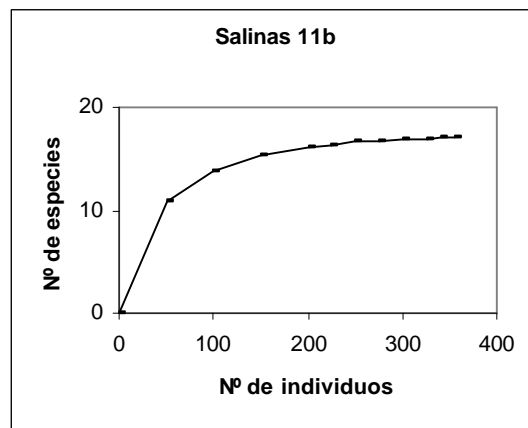
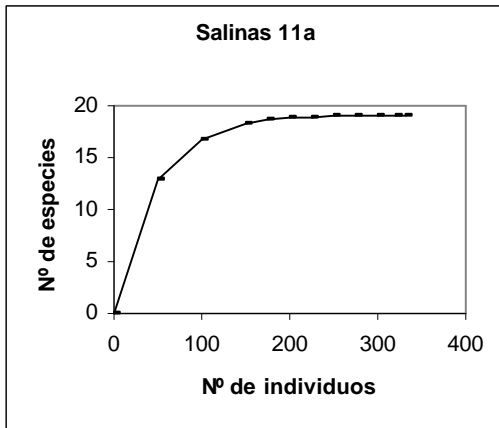
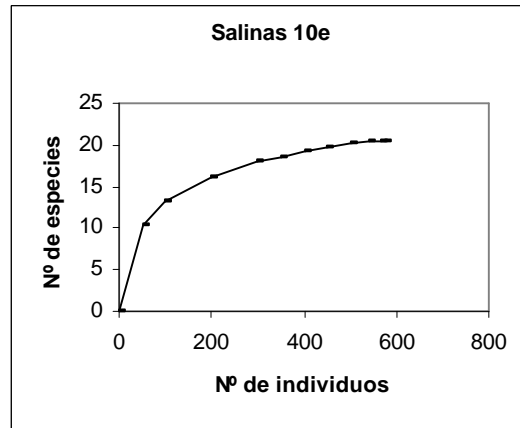
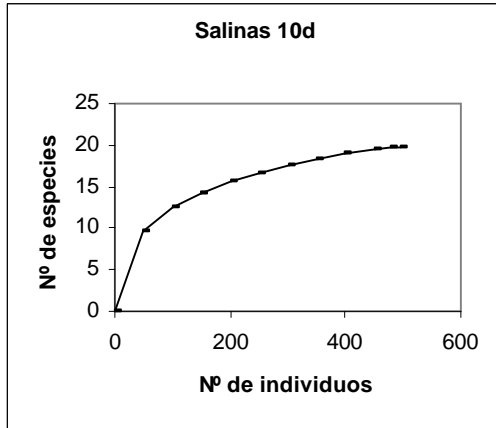


Fig. 8.34.- Proporción de subórdenes en cada una de las muestras y en el total del sondeo Salinas

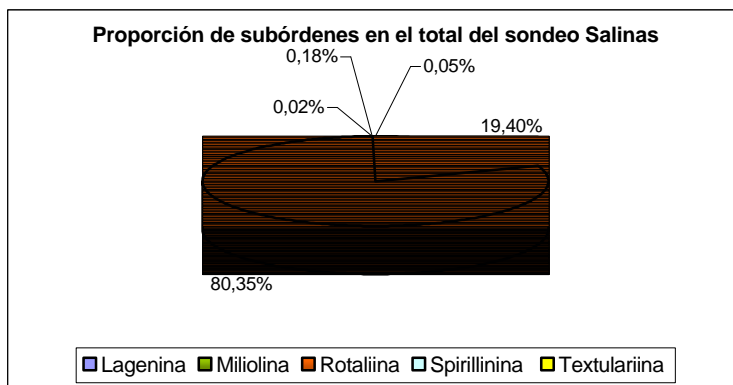
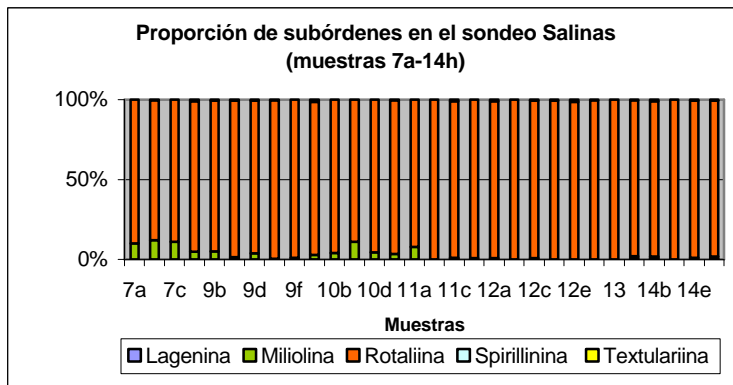
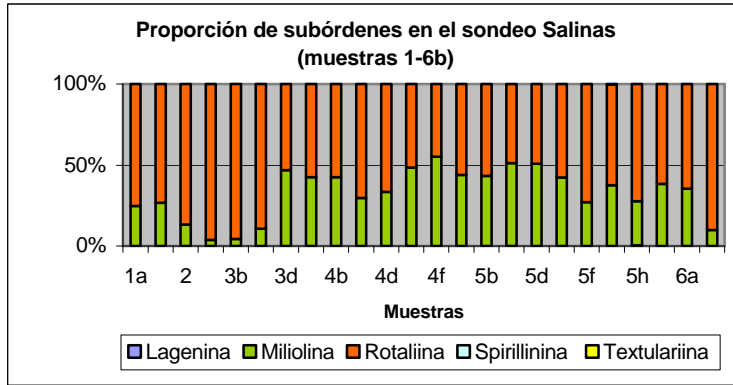


Fig. 8.35.- Distribución textural en tanto por ciento en el sondeo Salinas

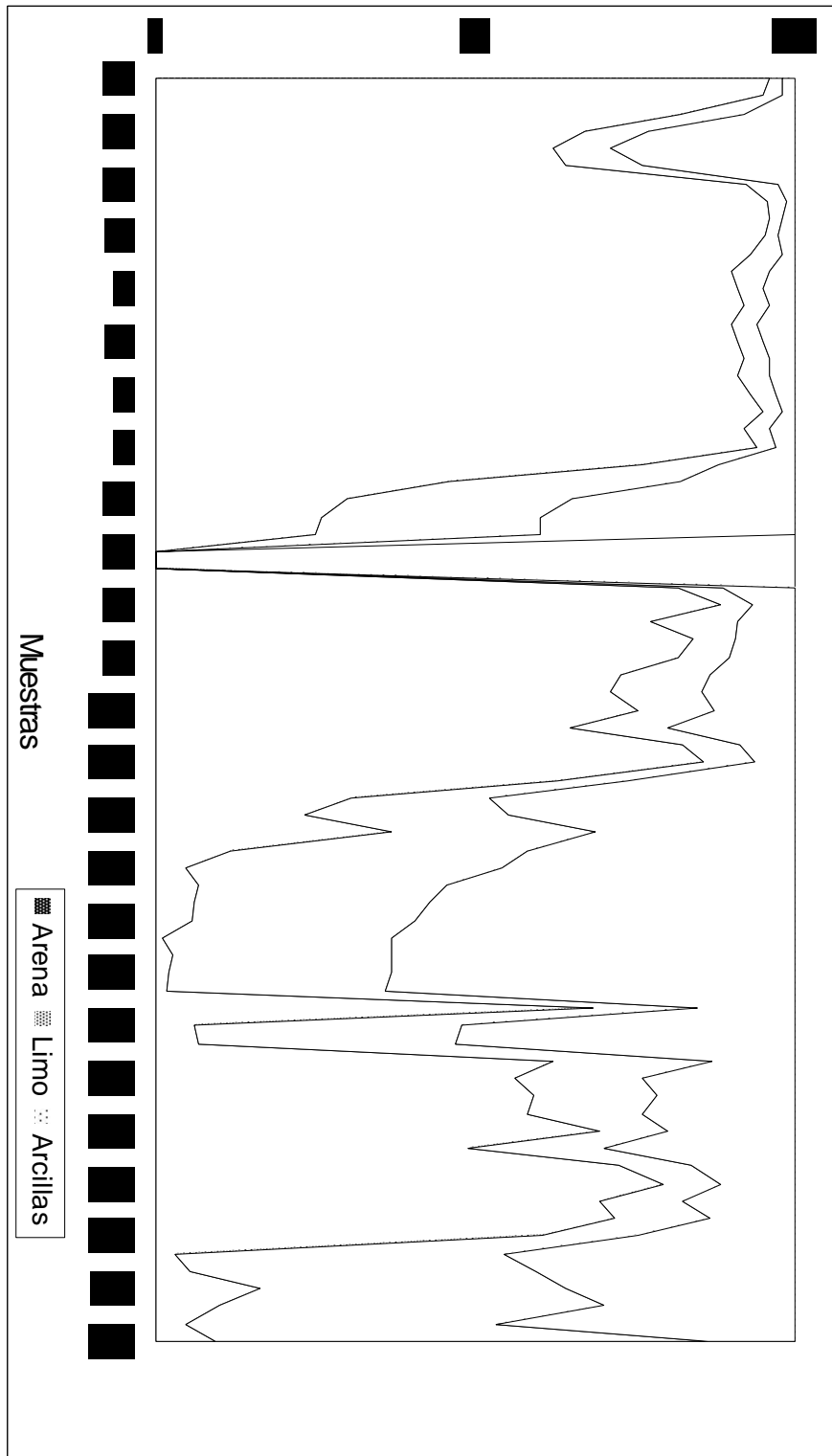


Fig. 8.36.- Porcentaje de carbonatos en el sondeo Salinas

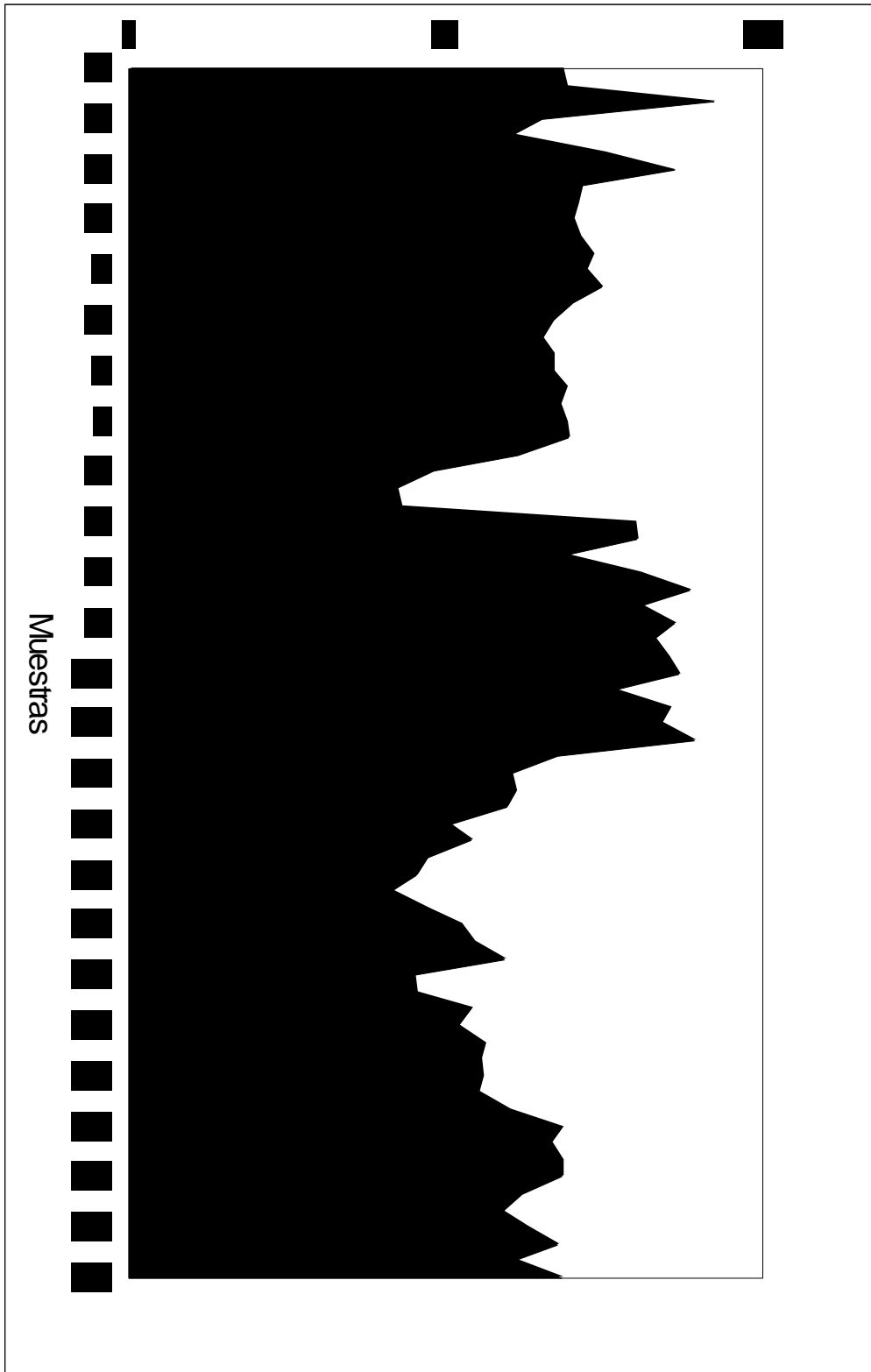


Fig. 8.37.- Porcentaje de materia orgánica en el sondeo Salinas

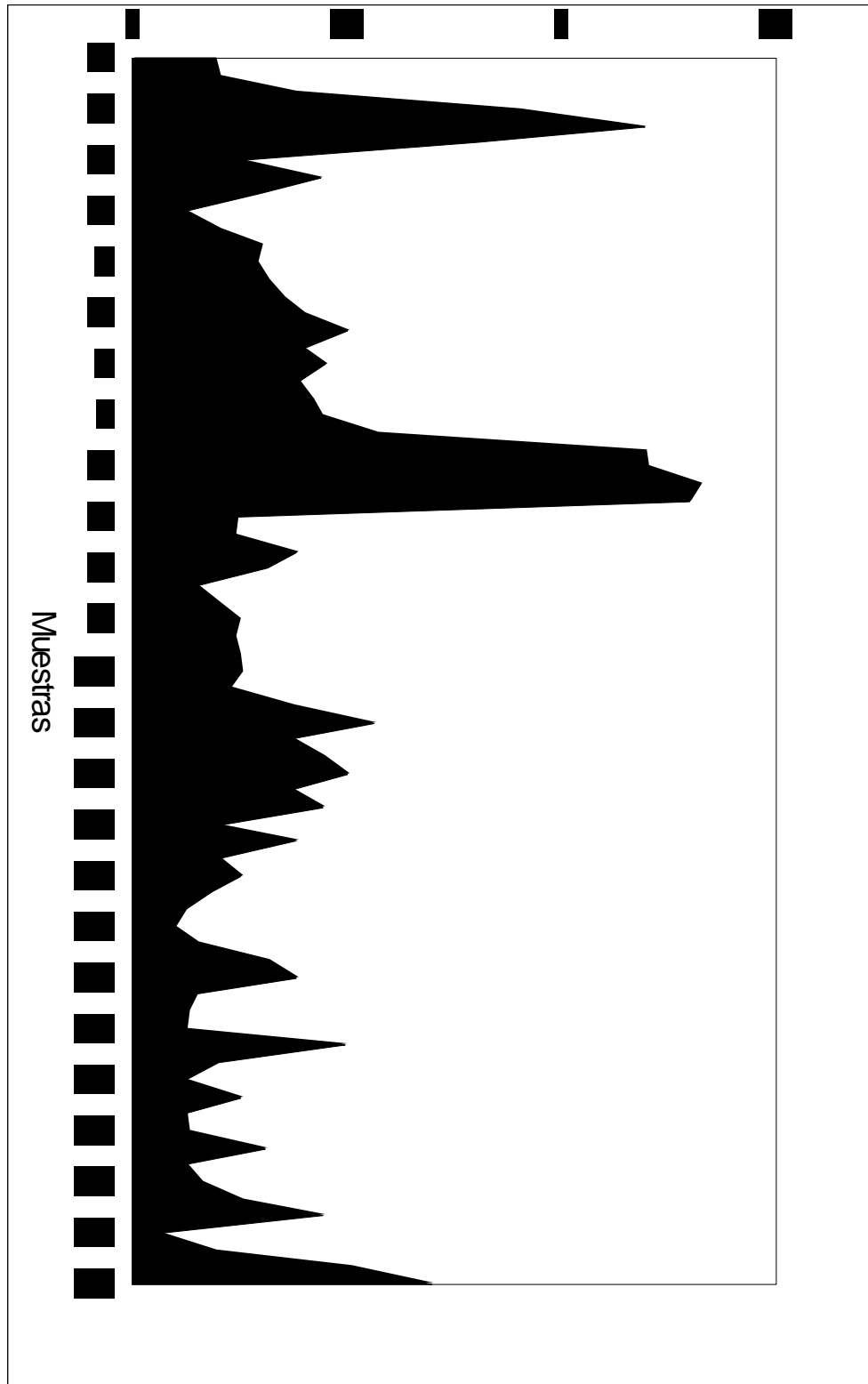
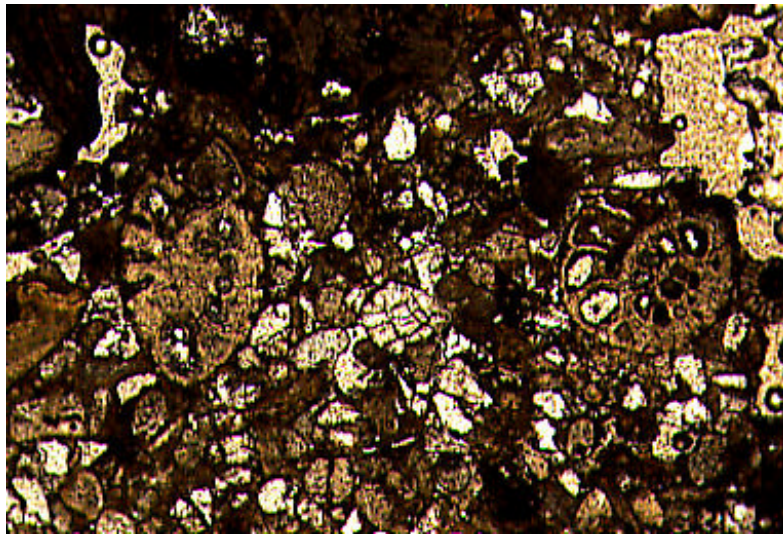
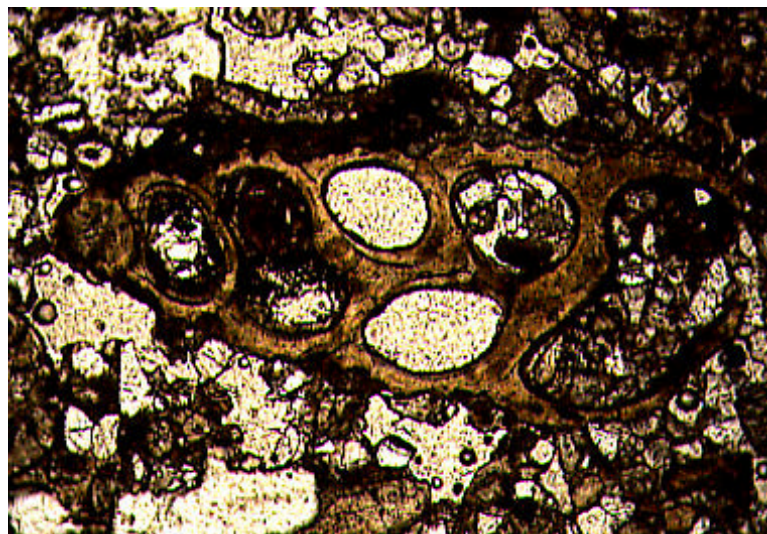


Fig. 8.38.- Fotografías a partir del microscopio petrográfico de diversos fósiles encontrados en el nivel consolidado del sondeo Salinas, unidad sedimentaria V

- 1.- Caparazones de foraminíferos del género *Ammonia* (a derecha e izquierda). Salinas 8b. 120x
- 2.- Caparazón de gasterópodo; obsérvese la semejanza del relleno con la matriz del sedimento. Salinas 8a. 300x.

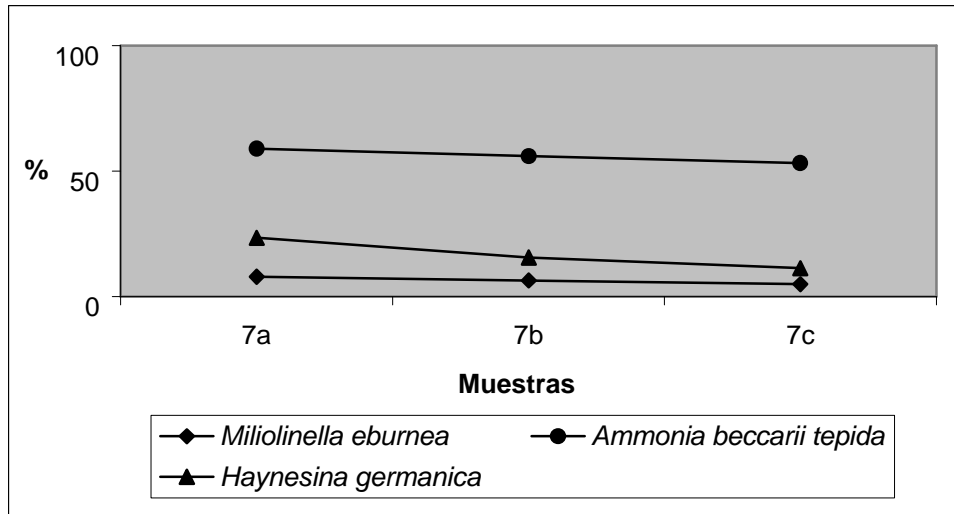


1



2

Fig. 8.39. Proporciones de las especies más significativas del nivel 7c-7a del sondeo Salinas



8.2.5.- SONDEO FONDO

El sondeo Fondo está localizado según las coordenadas UTM en 30SXH996 292, a 10 km de distancia de la línea de costa actual. Su altitud es de 8 m y alcanzó una profundidad de 12 m (fig. 7.1). Desde el punto de vista geomorfológico está situado en el borde oriental del Fondo d'Elx-Crevillent, en el área de contacto entre los depósitos distales del abanico del río Vinalopó y esta zona lacustre (fig. 6.4).

8.2.5.1.- Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos

En el sondeo Fondo se han analizado desde el punto de vista micropaleontológico y sedimentológico un total de 57 muestras, cuyos resultados han permitido determinar una secuencia cuaternaria basada en distintas unidades deposicionales (fig. 8.40). Se han encontrado 351 ejemplares autóctonos y démicos en las únicas dos muestras con contenido en foraminíferos, distribuidos en dos especies: *Ammonia beccarii tepida* y *Elphidium excavatum* que pertenecen al suborden Rotaliina (fig. 8.41, 8.42 y 8.43). A partir de estos resultados se han establecido en este testigo tres unidades sedimentarias (fig. 8.44, 8.45 y 8.46), que de base a techo son:

UNIDAD I. Desde la base con una potencia de 4,69 m aparece, entre las muestras 57 y 40, un sedimento de textura arcillolimosa que alcanza proporciones de estas fracciones superiores al 96% en todas las muestras. El color es beige (10YR7/1), con la excepción de un nivel más grisáceo localizado entre -10,13 y -11,55 m (10YR6/2). El escaso contenido en arena está formado por rizotúbulos, precipitados de carbonatos porosos y concreciones ferruginosas, salvo las muestras 47, 48 y 54, en las cuales es frecuente encontrar granos de naturaleza calcárea y silíceo de morfología subredondeada. Desde el punto de vista micropaleontológico se observan ostrácodos autóctonos y démicos en todas las muestras y son especialmente abundantes en el nivel formado por las muestras 50-53 donde tienen categoría de ostracoditas. Destacan las especies *Cyprideis torosa*, *Ilyocypris gibba*, *Darwinula stevensoni*, *Candoninae* sp. y ejemplares juveniles de *Candona* sp. En la muestra 51 se han encontrado foraminíferos démicos (*Ammonia beccarii tepida* y *Elphidium excavatum*) que pertenecen al suborden Rotaliina y cuyos caparazones presentan una conservación óptima. La primera especie es claramente

dominante respecto a la otra, con un 96% del total de individuos. Otros restos biogénicos como carofitas aparecen en las muestras 42, 47 y 49, aunque en la muestra 47 están mal conservados. En la muestra 54 se han hallado ejemplares reelaborados de foraminíferos bentónicos de las especies *Elphidium macellum* y *Nonion commune* y la fauna autóctona está muy fragmentada. En la base del sondeo (muestra 57-55) se registran de nuevo abundantes valvas de ostrácodos que presentan mejor conservación.

El porcentaje medio de carbonato para toda la unidad es del 63%, el más alto de todo el testigo, y el contenido medio en materia orgánica es del 0,3%.

UNIDAD II. En contacto erosivo con la unidad anterior y entre -7,3 m y -3,45 m (muestras 39 y 19) se observa un material caracterizado por la alternancia de niveles arenosos y limoarcillosos de color marrón grisáceo, que presenta intercalaciones bandeadas de coloraciones rojizas. Los niveles de texturas más gruesas son de color beige (10YR7/2). Las proporciones de arena se incrementan hacia el techo en detrimento del limo, ya que aumentan los porcentajes de arcilla; la base de esta unidad es predominantemente arenosa, sobre todo las muestras 34, 36 y 37, donde se aprecian también gravas de morfología redondeada. En los niveles de texturas más finas se han hallado concreciones ferruginosas y carbonáticas porosas así como rizotúbulos abundantes, además de restos de valvas de ostrácodos que pertenecen a las mismas especies citadas en la unidad anterior. En las muestras arenosas es frecuente encontrar gran cantidad de granos silíceos y calcáreos con morfología subredondeada y otros elementos como jacintos de *Compostela*, rizotúbulos y concreciones ferruginosas; éstos últimos precipitados son menos abundantes que en las muestras que presentan un tamaño medio de grano más grueso. Desde el punto de vista micropaleontológico estos sedimentos contienen caparazones reelaborados de foraminíferos planctónicos y bentónicos como *Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium crispum*, *Lobatula lobatula*, *Cibicides subhaidingeri*, *Cassidulina laevigata*, *Cancris auricula* etc., que se mezclan con fragmentos de ostrácodos autóctonos.

Las proporciones medias de carbonatos para toda la unidad es del 58%, más bajas que en la unidad anterior, y se aprecia un ligero descenso de este valor hacia el techo. El contenido medio en materia orgánica es del 0,22% para toda la unidad, aunque

se observan porcentajes superiores al 0,33% en los niveles de limoarcillas y cifras más bajas para las muestras arenosas.

UNIDAD III. En el techo, entre las muestras 18 y 1 y con una potencia de 3,45 m, aparece un sedimento cuyas características sedimentarias han permitido distinguir dos subunidades, que de base a techo son:

Subunidad IIIa. En la base, con un espesor de 1,20 m (muestra 18-13), se observa un material arcilloso de color grisáceo que se vuelve más oscuro (10YR3/1) entre -3,20 y -3,45 m (muestras 15, 16 y 17). En la escasa fracción arenosa se aprecian concreciones ferruginosas y carbonáticas porosas y rizotúbulos. Desde el punto de vista micropaleontológico se registran ostrácodos de las especies *Cyprideis torosa*, sin nodosidades, y *Loxoconcha elliptica*; ambos en similares proporciones y muy frecuentes, además de otras especies como *Sarscypridopsis aculeata* e *Ilyocypris giba*, que aparece en menor porcentaje respecto a la unidad I. etc. Los ostrácodos son muy abundantes entre las muestras 15-17, donde también aparecen carofitas, caparzones de gasterópodos lagunares (*Hydrobia* sp) y foraminíferos bentónicos; todos ellos tienen las conchas bien conservadas. Los caparzones de foraminíferos se consideran autóctonos y démicos debido a su óptimo estado de conservación; se localizan en la muestra 16, donde se han contado 171 ejemplares distribuidos entre dos especies del suborden Rotaliina: *Ammonia beccarii tepida* y *Elphidium excavatum*. Teniendo en cuenta el número de individuos teóricos en 50 g en una comparación entre la muestra 16 (unidad III) y la muestra 51 (unidad I), aquella presentaría el doble de entidades respecto a ésta.

El porcentaje medio de carbonato para toda la subunidad es del 49% y el contenido en materia orgánica de 0,66%, el más alto de todo el sondeo.

Subunidad IIIb. Los últimos 2,25 m del testigo están ocupados por un material predominantemente limoso de color marrón rojizo (10YR6/4), con intercalaciones bandeadas de color grisáceo (muestras 12-1). La fracción arenosa está formada sobre todo por cristales de yeso lenticular en una proporción del 95% e incluso del 100% del total de las muestras 8, 10 y 11; el resto lo constituyen concreciones ferruginosas y carbonáticas, con ocasionales morfologías de rizotúbulos a 1,85 m de profundidad.

Desde el punto de vista micropaleontológico no se han observado restos biogénicos, ni autóctonos ni reelaborados.

El contenido en carbonato para toda la unidad es del 43%, con un claro descenso en las muestras 10 y 1, donde se sitúa entre el 39% y 36%, respectivamente. Las proporciones medias de materia orgánica son del 0,54 %, aunque en las muestras 15 y 16 son bastante más altas (cerca del 1%), al igual que en la muestra 1.

8.2.5.2.- Interpretación paleoambiental

A partir de los resultados obtenidos en el estudio micropaleontológico y sedimentológico del sondeo Fondo pueden extraerse las siguientes interpretaciones paleoambientales:

La unidad I o basal, ha sido interpretada desde el punto de vista paleoambiental como un medio palustre caracterizado por la alta precipitación de carbonatos que le otorgan al material la coloración beige. La frecuencia de carbonatos porosos y de rizotúbulos viene ligada a la saturación del agua, que favorece la precipitación de los mismos, y a la presencia de vegetación en estas áreas encharcadas. En la base del sondeo, entre -10,13 m y -11,55 m, la lámina de agua ha debido alcanzar niveles altos y estables, lo que facilitaría la formación de ostracoditas y la aparición de foraminíferos bentónicos. Todas las especies de estos organismos parecen indicar aguas salobres, con un rango de salinidad entre el 5‰ y 15‰ y aunque el ostrácodo *Darwinula stevensoni* vive en ambientes poco salobres, el contenido en sales no debió ser tan escaso ya que *Cyprideis torosa* no tiene nodosidades. Hacia el techo de la unidad se registra la progresiva desecación de este ambiente donde siguen siendo frecuentes los ostrácodos, ahora fragmentados, y los precipitados de carbonato y de hierro que proceden de la saturación de estas lagunas efímeras. Ocasionalmente, se intercalan episodios de mayor energía durante los cuales se transporta material arenoso procedente, en función de la localización geográfica del sondeo, de las facies distales del abanico del Vinalopó; es frecuente encontrar en estas facies aluviales más enérgicas foraminíferos reelaborados provenientes de niveles marinos más antiguos.

Las intercalaciones de materiales arenosos son de mayores proporciones y más frecuentes en la unidad II, caracterizada por la presencia de procesos de arroyadas difusas o concentradas que transportan sedimentos más gruesos y que han erosionado parte del techo de la unidad anterior. Estas arroyadas se depositaron en un área con un nivel freático próximo a la superficie, que explicaría la alternancia de procesos de oxidación y reducción en los niveles limoarcillosos, deducida de la coloración grisácea con bandeados rojizos típica de un suelo hidromorfo. Se trataría pues de la interconexión de un ambiente aluvial distal con zonas palustres o lagunares de carácter efímero, con un nivel de agua más bajo y de menor estabilidad respecto al que condiciona la unidad anterior.

En la subunidad IIIa se restablecen las condiciones palustres, deducidas a partir de la aparición de carofitas y frecuentes valvas de ostrácodos bien conservadas. La presencia de foraminíferos autóctonos y démicos a $-3,25$ m (muestra 16) junto con gasterópodos lagunares, abundantes ostrácodos y porcentajes más altos de materia orgánica asociados a una coloración más oscura del sedimento, implicaría un aumento en la estabilidad de la lámina de agua. A partir de las características ecológicas propias de las especies de los organismos encontrados, se deducen ambientes de aguas salobres, aunque la frecuencia de la especie del ostrácodo *Loxiconcha elliptica* indica condiciones menos dulces que las existentes en los niveles palustres de la unidad I, ya que este ostrácodo es menos tolerante a las aguas interiores respecto a *Cyprideis torosa*. Este medio se satura de forma progresiva y como consecuencia se produce la precipitación intensa de los sulfatos disueltos en el agua que cristalizan en forma lenticular, cuyos precipitados configuran la totalidad de la subunidad IIIb. La alternancia de procesos de oxidación y reducción se asocia a la existencia de un nivel freático alto. La gran cantidad de limos y la disminución de las proporciones de arcilla podrían ser el resultado de los cristales de yeso inferiores a un diámetro de $0,063$ mm. Los valores de materia orgánica de la muestra 1, comparable con los resultantes de los niveles lagunares, podrían explicarse a partir de procesos de iluviación procedente del suelo actual.

En conjunto, la secuencia completa de este testigo podría hacer referencia a una llanura de inundación distal, con procesos de arroyadas procedentes de sistemas aluviales próximos y con áreas palustres y lacustres asociadas. La colonización de estas

zonas más húmedas por parte de diversas faunas indica la salobridad de las aguas, con un grado más alto de salinidad en los últimos -3,45 m. Este ambiente más salobre podría ser el resultado de la disolución de los sulfatos procedentes del lavado de los afloramientos triásicos, muy frecuentes en la Serra de Crevillent que, ante condiciones de saturación de las aguas que los contienen, vuelven a precipitar en forma de cristales lenticulares.

A este respecto, varios autores (Alfaro *et al.*, 1999, Soria *et al.*, 1999, Cuenca *et al.*, 2000) reconocen estas facies de llanura de inundación con áreas lagunares distales en una serie de sondeos realizados en el Bajo Segura, entre Orihuela, Catral y Guardamar del Segura, que se interconectan con facies litorales de subambientes de *foreshore* y *backshore* entre Rojales y Guardamar del Segura. Estos autores indican la edad holocena de estos depósitos y localizan la isocrona de 8.000 BP entre 5 y 10 m de profundidad respecto al cero actual, con un espesor de sedimentos holocenos de unos 20 m.

8.2.5.3.- Figuras

Fig. 8.40. Columna estratigráfica del sondeo Fondo

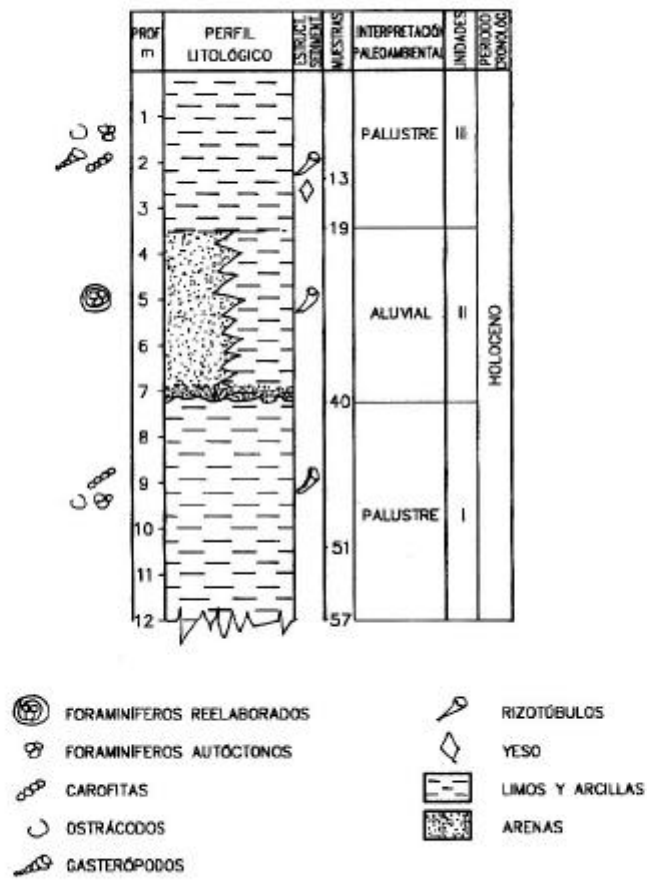


Fig. 8.41.- Contenido en foraminíferos fósiles en el sondeo Fondo y resultado del estudio estadístico

ESPECIES	16	51	Total
SUBORDEN ROTALIINA			
<i>Ammonia beccarii tepida</i>	165	173	338
<i>Elphidium excavatum</i>	6	7	13
Total Individuos	171	180	351
Total especies	2	2	
Riqueza de Margalef	0,1944	0,1925	
Alfa de Fisher	0,318	0,3148	
Nº individuos/50 gr	171	90	
Diversidad de Shannon-Wiener	0,219	0,237	
Equitabilidad	0,194	0,192	

Fig. 8.42.- Curvas de rarefacción correspondientes a las muestras del sondeo Fondo

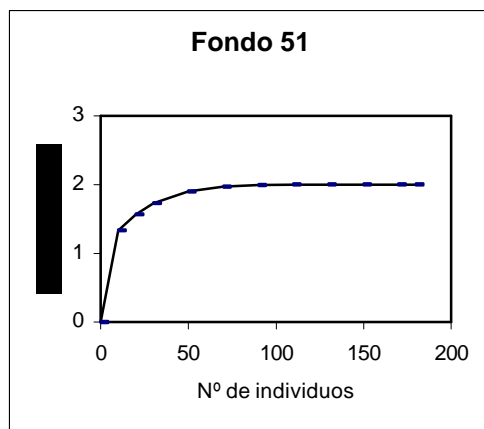
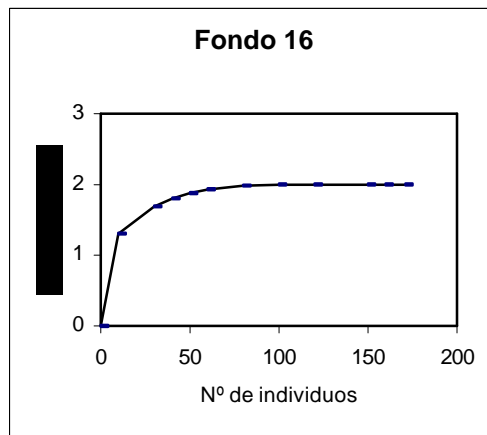


Fig. 8.43.- Proporción de subórdenes en cada una de las muestras del sondeo Fondo

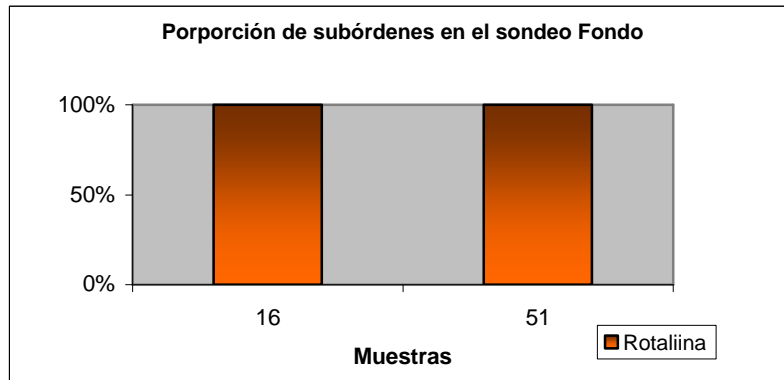


Fig. 8.44. Distribución textural en tanto por ciento en el sondeo Fondo

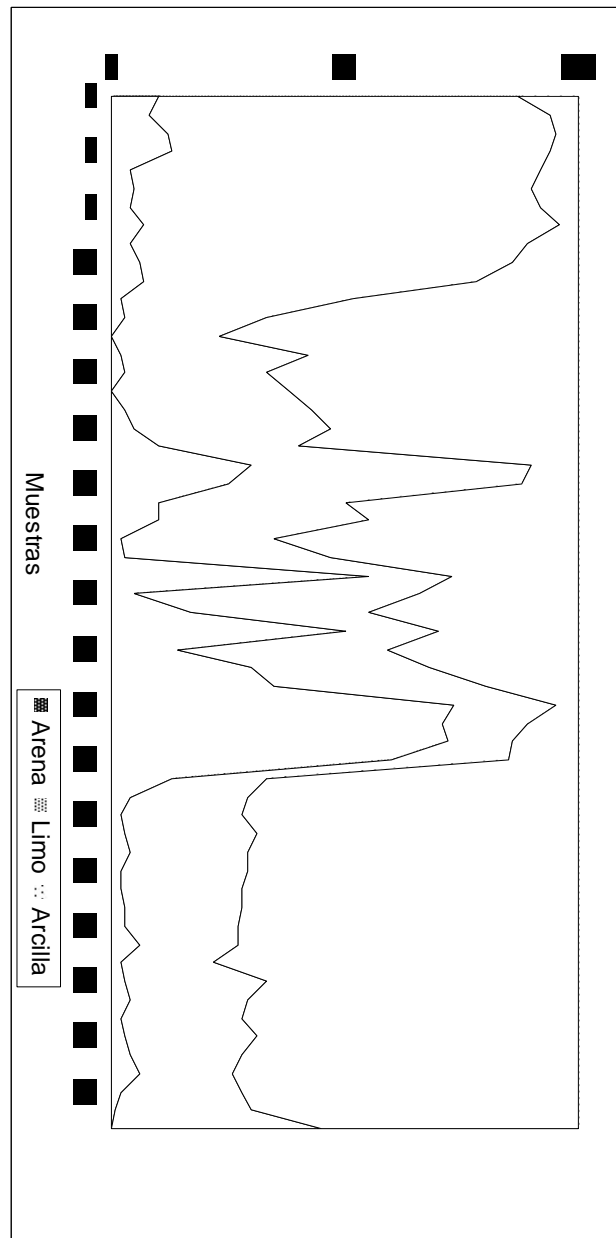


Fig. 8.45 Porcentaje de carbonatos en el sondeo Fondo

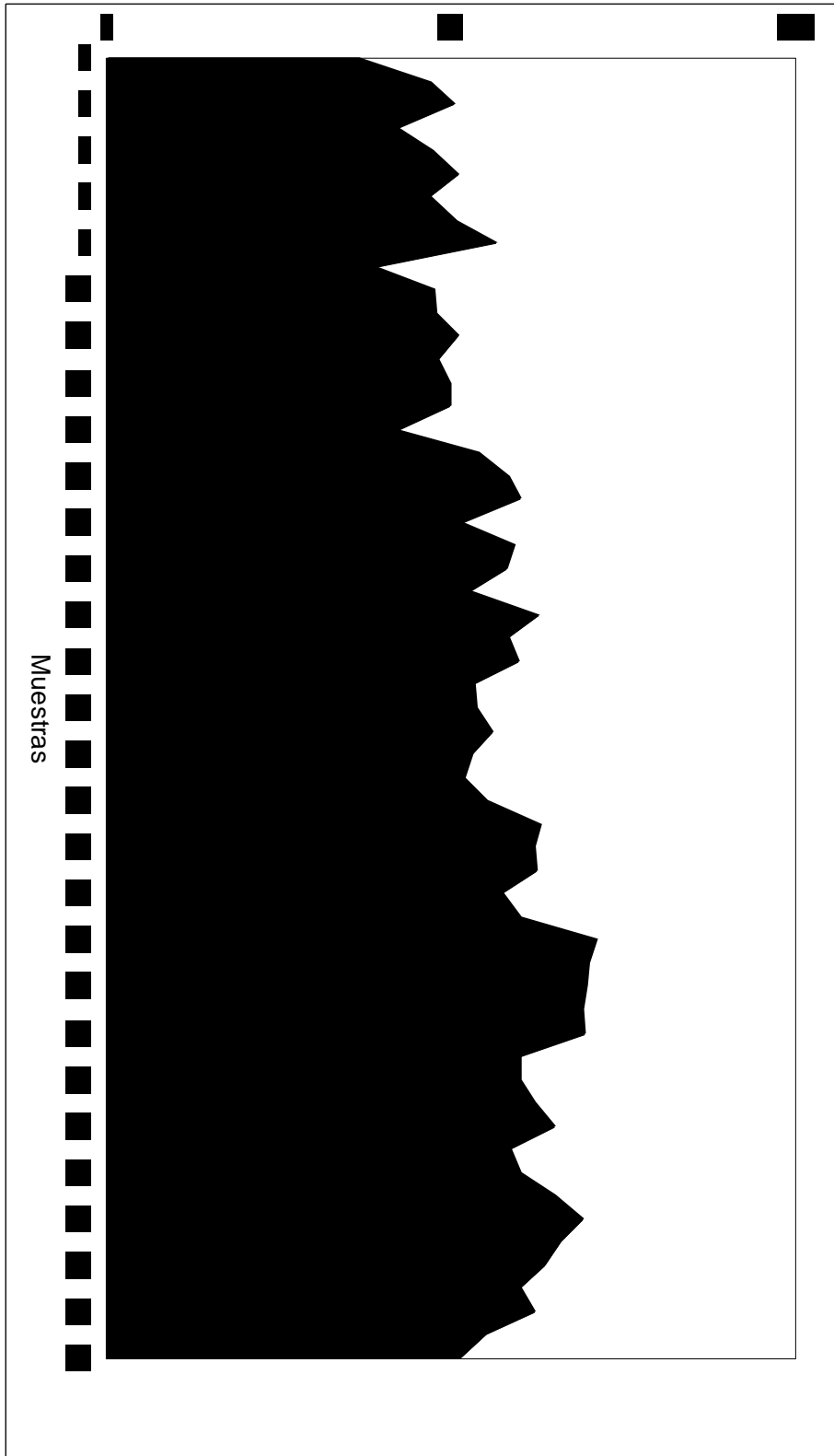
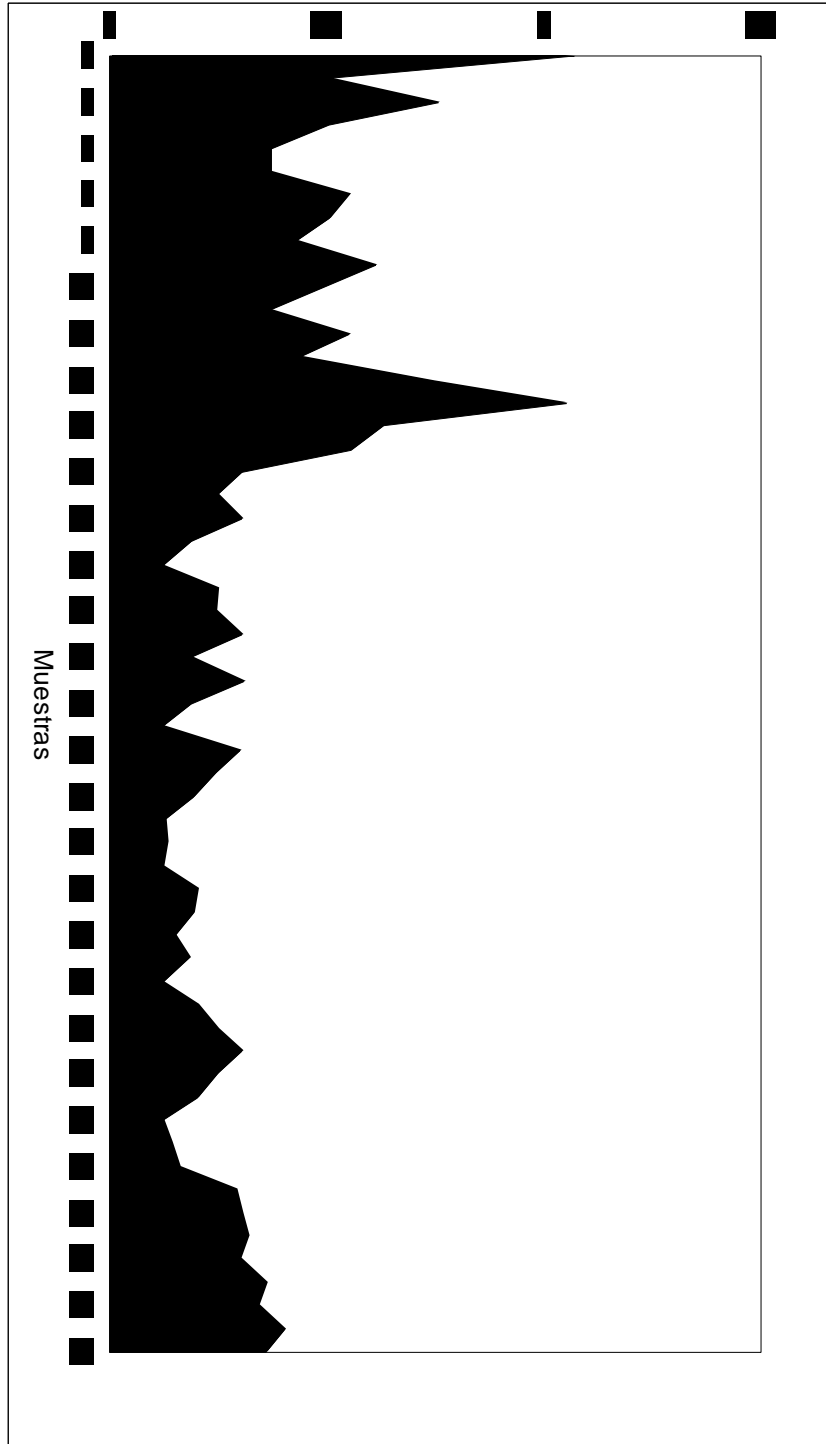


Fig. 8.46 Porcentaje de materia orgánica en el sondeo Fondo



8.2.6.- SONDEO RIEGOS

El sondeo Riegos está localizado según las coordenadas UTM en 30SYH954 322, a 14 km de distancia de la línea de costa actual. Su altitud es de + 9 m y su profundidad de 8 m (fig. 7.1). Desde el punto de vista geomorfológico está situado en la parte distal del sistema de abanicos aluviales que descienden de la Serra de Crevillent, al N del Fondo d'Elx-Crevillent (fig. 6.4).

8.2.6.1.- Resultados micropaleontológicos y sedimentológicos

En el sondeo Riegos se han analizado desde el punto de vista micropaleontológico y sedimentológico un total de 21 muestras, cuyos resultados han permitido determinar una secuencia cuaternaria distribuida en dos unidades deposicionales (fig. 8.47, 8.48, 8.49, 8.50). No se han encontrado ejemplares de foraminíferos autóctonos sino que los que aparecen son considerados como reelaborados dentro de la terminología tafonómica. Estas unidades sedimentarias de base a techo son:

UNIDAD I. En la base, entre las muestras 21 y 12, se observa un nivel de 4,5 m de espesor constituido por cantos y gravas de morfología redondeada y naturaleza silíceo calcárea, con matriz arenosa de color ocre (10YR6/4). Los cantos presentan diámetros medios entre 3 y 4 cm, aunque entre -5,5 y -7 m aumentan de tamaño hasta alcanzar entre 7 y 8 cm. La proporción de arena supera el 80% de la fracción inferior a 2 mm y está formada por granos de cuarzo (hialino y con impurezas) y calcáreos, además de otros elementos clásticos como jacintos de Compostela y concreciones ferruginosas. Las proporciones de limos y arcillas son escasas y ocupan menos del 20% en cada una de las muestras. No hay contenido fósil excepto algunos foraminíferos reelaborados de ambientes marinos más antiguos, cuyos caparazones están diagenizados y en mal estado de conservación; entre ellos tenemos: *Ammonia beccarii*, *Elphidium* sp., *Cibicides subhaidingeri*, etc. El porcentaje de carbonato presenta un valor medio del 65% para todo el paquete y el contenido en materia orgánica es muy bajo, inferior al 0,15% en la totalidad de los casos.

UNIDAD II. En los últimos 3,5 m de este sondeo pueden distinguirse dos subunidades diferentes a partir de las características sedimentarias de este paquete. De base a techo son:

Subunidad IIa. Entre -3,5 m y -1,7 m (muestra 11-7) aparece un nivel en contacto neto con la unidad anterior, formado por materiales de textura arenolimososa de color ocre (10YR6/4) que aumenta las proporciones de arena en la base hasta alcanzar el 70%. La fracción arenosa está constituida por granos silíceos, calcáreos y otros elementos como jacintos de Compostela y yeso acicular, a los que se incorporan restos biógenos procedentes de caparzones de foraminíferos reelaborados que provienen de niveles marinos precedentes. La asociación reelaborada está integrada por *Ammonia beccarii*, *Cibicides subhaidingeri*, *Neocornorbina terquemi*, *Nonion commune*, etc. y se caracteriza por el rodamiento y la diagénesis de la totalidad de los individuos; éstos presentan en la mayor parte de los casos la pérdida de cámaras, sobre todo de las exteriores. No se ha observado fauna autóctona. Los porcentajes de carbonato descienden respecto a la unidad anterior, con un valor medio del 49%, y el contenido de materia orgánica se mantiene constante (0,15%).

Subunidad IIb. En contacto progresivo se registra sobre la subunidad anterior un nivel de 1,7 m de espesor (muestras 6-1). Se trata de un material de textura limoarenosa de color marrón (10YR4/3), con gran cantidad de concreciones ferruginosas en la base que le otorgan un color más rojizo a esta parte de la subunidad. La fracción arenosa está formada por granos silíceos y calcáreos de forma subredondeada, jacintos de Compostela y una gran cantidad de yeso lenticular con morfología de rosas del desierto, que desaparece en las dos últimas muestras; en éstas aumentan las proporciones de arena respecto a las muestras subyacentes. Son frecuentes los foraminíferos reelaborados, aunque en menor medida que en la subunidad anterior, procedentes de niveles marinos más antiguos; la asociación encontrada está constituida por las mismas especies que en la subunidad anterior. En este nivel aparecen numerosos restos de gasterópodos de origen continental muy fragmentados, que son especialmente abundantes entre -1,7 y -0,8 m (muestras 6-3); éstos son considerados entidades autóctonas. Los escasos individuos completos son de las especies *Theba pisana* (Müller), *Helix* sp., *Truncatellina* sp. y *Cecilioides acicula* (Müller). El valor medio del porcentaje de carbonatos (52%) es superior a la subunidad anterior, probablemente

debido a la presencia de los restos biogénicos autóctonos, y el contenido en materia orgánica aumenta de forma ligera, con un porcentaje del 0,17%,

8.2.6.2.- Interpretación paleoambiental

A partir de los resultados obtenidos en el estudio estratigráfico y sedimentológico del sondeo Riegos pueden extraerse las siguientes interpretaciones paleoambientales:

La secuencia completa formada por la superposición de las distintas unidades se caracteriza por: a) una disminución del tamaño de grano desde la base hasta el techo, con la excepción del último medio metro donde se registra un aumento de las proporciones de arena gruesa respecto a los sedimentos subyacentes y b) un desarrollo en un medio subaéreo, a partir de procesos de arroyadas difusas o concentradas, que propicia la fijación de óxidos de hierro en su forma férrica y, por tanto, la coloración rojiza del sedimento.

La unidad I correspondería a la carga de fondo de un canal asociado a un abanico aluvial procedente de la Serra de Crevillent o del propio río Vinalopó, cuyo transporte se produce por tracción a partir de una corriente fluvial, facilitada por la acción de la gravedad. La presencia de las asociaciones reelaboradas de foraminíferos podría provenir del desmantelamiento de los niveles pliocenos adosados a esta sierra ya que además, las especies citadas coinciden con las que caracterizan estos mismos depósitos en la Serra del Molar.

La unidad II hace referencia a un sedimento fino transportado en suspensión permanente o intermitente, con procesos de arroyadas asociados. En el techo de esta unidad (subunidad IIb) disminuye la energía respecto al sedimento subyacente, aunque en las dos últimas muestras aumenta de nuevo la capacidad de transporte del medio. La presencia de numerosos cristales de yeso con morfología de rosa del desierto podría ser consecuencia de la precipitación de los sulfatos por capilaridad que provienen del lavado de los afloramientos del Keuper, muy abundantes a lo largo de la falla del Vinalopó. Estas sales vendrían disueltas en las aguas freáticas o superficiales

procedentes del marco montañoso circundante cuya precipitación se vería favorecida por la existencia de un clima semiárido con índices de evapotranspiración muy altos.

La secuencia completa podría hacer referencia a un abanico aluvial distal que ha sido formada como consecuencia de la descarga de un canal procedente de la Serra de Crevillent o asociado al propio río Vinalopó y que debido a la ruptura de pendiente al salir del relieve deposita los materiales transportados. Los materiales más finos del techo podrían corresponder a los paquetes lutíticos de las facies no canalizadas relacionadas con los sistemas de abanicos aluviales. Esta granoselección positiva puede obedecer a una regresión del abanico, posiblemente relacionada bien con una disminución de la sedimentación por descenso pluviométrico, documentado en diversas áreas de nuestro entorno en momentos del Cuaternario reciente (Fumanal, 1983, 1986, 1994), o bien con el ascenso del nivel de base ligado al Fondo d'Elx-Crevillent. No obstante, la secuencia retrogradante de un abanico es la misma que se puede producir si el abanico se desplazara lateralmente, por medio de la migración del canal principal o sistemas de canales tributarios. El procedimiento para distinguir ambas situaciones es la medición de paleocorrientes pero no se han encontrado estructuras sedimentarias en estos materiales que permitan optar por uno de los dos supuestos.

En cualquier caso, tras el máximo transgresivo flandriense, que se produce en áreas próximas alrededor del 6.000 BP (Fumanal *et al.*, 1985, Viñals, 1996), se inicia una fase de cierta estabilidad del nivel marino que conlleva la reactivación de la sedimentación continental, facilitada por el régimen climático estacional que se instala durante el Holoceno superior (Dupré *et al.*, 1988), y por la acción antrópica ligada a la destrucción de suelos por la intensificación de la ocupación del territorio (Fumanal y Ferrer, 1998, Simón, 1999). Según Ferrer y Blázquez (1999a, 1999b) estos procesos de agradación de la sedimentación aluvial continúan en época ibérica, romana e incluso en momentos posteriores. Desde el punto de vista geomorfológico (fig. 6.4) el abanico correspondiente a esta secuencia se relaciona con los depósitos del nivel 3.

8.2.6.3.- Figuras

Fig. 8.47. Columna estratigráfica del sondeo Riegos

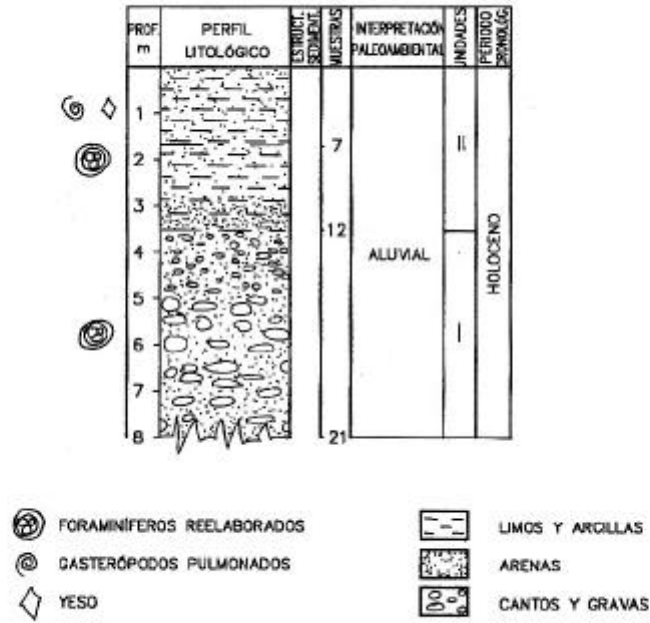


Fig. 8.48. Distribución textural en tanto por ciento en el sondeo Riegos

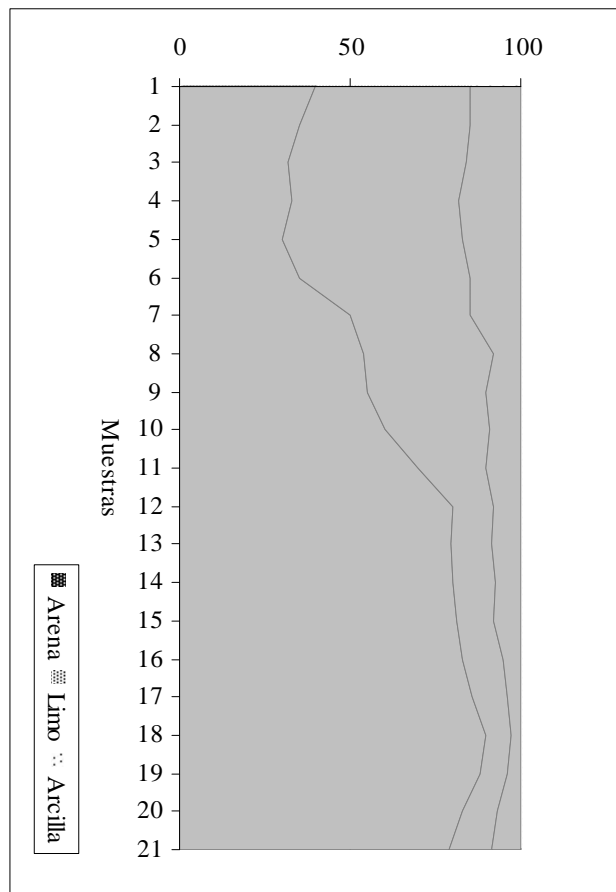


Fig. 8.49. Porcentaje de carbonatos en el sondeo Riegos

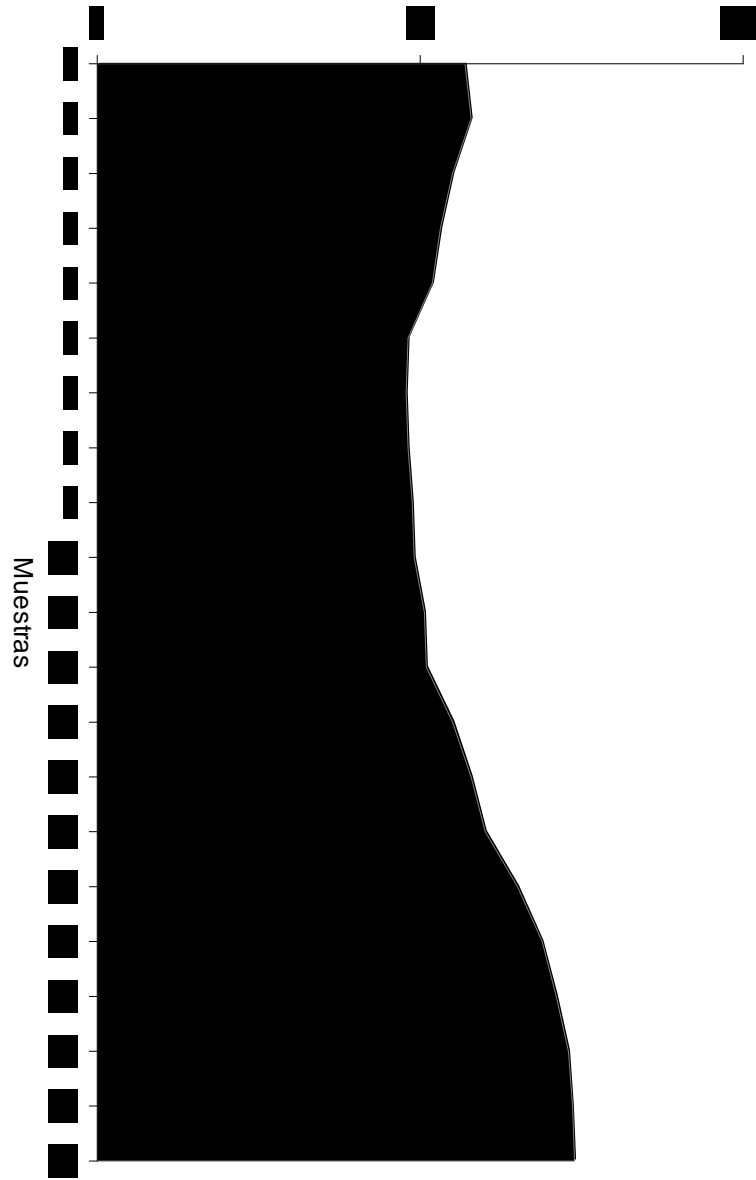
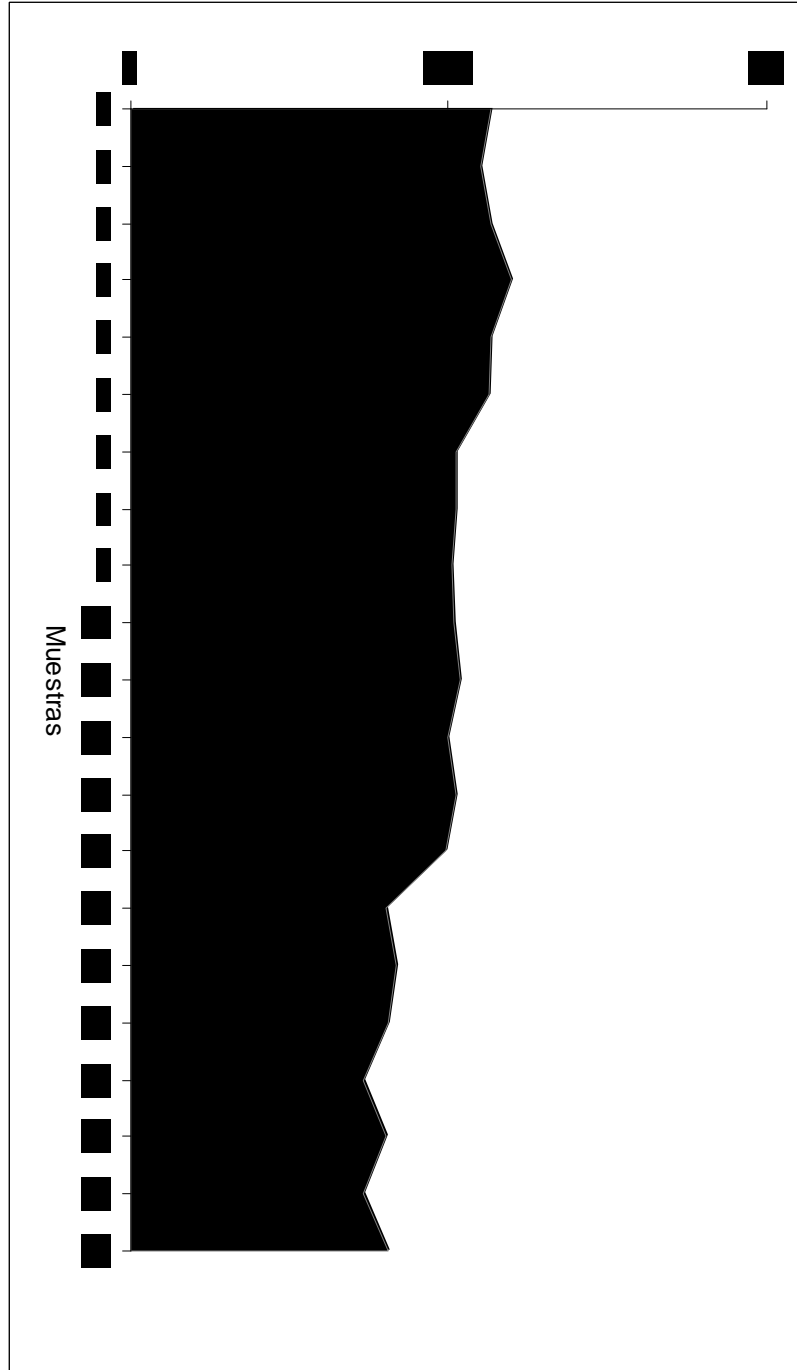


Fig. 8.50. Porcentaje de materia orgánica en el sondeo Riegos



8.3.- Resultados e implicaciones sedimentarias deducidas a partir de los sondeos eléctricos verticales (S.E.V.)

Los sondeos eléctricos verticales realizados en el área de estudio fueron efectuados teniendo en cuenta un doble objetivo: por un lado, se pretendía determinar el espesor de la sedimentación cuaternaria a partir de la localización del sustrato en diversos puntos y, por otro, un conocimiento de las áreas adyacentes de l'Albufera d'Elx. Para ello fueron llevados a cabo seis sondeos geoelectricos (capítulo 7.2), cuya situación geográfica se indica en la fig (7.1).

Estos puntos están dispuestos siguiendo dos alineaciones perpendiculares a la línea de costa actual: la alineación N, formada por los sondeos N-1, N-2 y N-3 y la alineación S constituida por los sondeos N-4, N-5 y N-6. El primer transecto ha prospectado la zona de las Salinas de Santa Pola y el Fondó d'Elx mientras que el segundo se centra en la parte septentrional de la llanura de inundación del río Segura, desde la línea de costa actual hasta más allá de la población de Daya Vieja.

Los resultados de todos ellos y las implicaciones geológicas que se deducen de los mismos se exponen a continuación, en función de su situación geográfica:

8.3.1.- ALINEACIÓN N (fig. 8.51a):

S.E.V. N-1. Desde el punto de vista geomorfológico, este sondeo se localiza en las inmediaciones de la Gola del Vinalopó, en la curvatura que realiza la carretera N-332 cuando abandona la restinga paleotirreniense en busca de la paleobarrera neotirreniense, según la bibliografía clásica (Sanjaume y Gozávez, 1878). Este S.E.V, que alcanzó una profundidad de prospección estimada de 130 a 150 m, se sitúa en una zona intermedia entre los sondeos Pinet y Salinas, hacia el S, y Picola hacia el N, cuyos resultados se indican en el cuadro siguiente:

Profundidad (m)	Resistividad aparente (? m)	Interpretación	Capa
0'0-0,8	0,7	Arenas limosas, saturadas en aguas salobres	1
0'8-1'5	1,6	Limos arenosos, saturados en aguas salobres	2
1'5-5,6	0,2	Arenas	3
5'6-20'7	0,8	Arenas y limos	4
20'7-31'0	0,2	Arenas	5
31'0-121'9	3,4	Formación Sucina, arcillosa ?	6
> 121'9	0,3	Margas arenosas del Plioceno	7

A pesar de la concentración de sales, los bajos niveles de resistividad de los materiales del techo, que oscilan entre 0,2 y 1,6 ? m, informan de un sustrato poroso de granulometría arenosa que se ha atribuido a la sedimentación cuaternaria como contraste con un nivel de 3,4 ? m de resistividad, detectado a partir de los –31 m, que ha sido considerado como sustrato. Por tanto, pueden observarse dos unidades diferenciadas a partir de los valores de resistividad eléctrica: hasta los 31 m de profundidad, donde dominan las arenas y los materiales porosos, y a partir de esta cota en que los sedimentos se caracterizan por texturas arcillosas, de mayor impermeabilidad.

S.E.V. N-2. Se localiza desde el punto de vista geomorfológico en el extremo SE del lóbulo de derrame que separa las Salinas de Santa Pola y el Fondo d'Elx-Crevillent, a unos 5 km de distancia de la línea de costa actual. Los principales resultados de este sondeo eléctrico, que alcanzó una profundidad de prospección estimada de 220 a 260 m, se indican en el cuadro siguiente:

Profundidad (m)	Resistividad aparente (? m)	Interpretación	Capa
0'0-1'4	1,8	Limos de marisma	1
1'4-14,3	3,3	Limos de marisma	2
14'3-67'2	2	Limos y arenas. Cuaternario	3
> 67'2	3,8	Formación Sucina ?	4

A partir de los niveles de resistividad aparente de los materiales situados en el punto donde se localiza el S.E.V. N-2 también pueden deducirse dos unidades: la del techo, con valores de resistividad que oscilan entre 1,8 y 3,3 ? m y un espesor de 67 m,

está formada por texturas limosas, con mayor proporción de arena a partir de los -14 m, y, la de la base, con resistividades algo más altas que se relaciona con el sustrato Pliocuaternario.

S.E.V. N-3. Este sondeo geoelectrico, alcanzó una profundidad de prospección estimada de 300 a 350 m y se localiza, desde el punto de vista geomorfológico, en el Fondo d'Elx-Crevillent, cerca del sondeo mecánico el Fondo, a 10 km de la línea de costa actual. Los resultados deducidos a partir de esta metodología son los siguientes:

Profundidad (m)	Resistividad aparente (? m)	Interpretación	Capa
0'0-0'8	4,5	Limos de marisma y arenas. Cuaternario	1
0'8-2'6	3,1	Limos de marisma y arenas. Cuaternario	2
2'6-8'9	6,5	Limos de marisma y arenas. Cuaternario	3
8'9-70'6	5,5	Limos de marisma y arenas. Cuaternario	4
70'6-110'5	2,4	Formación Sucina ?	5
110'5-258'3	10,3	Margas y arenas. Plioceno	6
> 258'3	8,6	Margas. Messiniense	7

En el S.E.V. N-3 el sustrato ha sido identificado a -70 m; el sedimento suprayacente se caracteriza por una resistividad que oscila entre 3,1 y 6,5, es decir, con valores bastante más altos que en la unidad superior de los dos sondeos anteriores. Este hecho puede deberse a que los niveles de salinidad son bastante más bajos debido a su mayor lejanía del nivel del mar, lo que favorece que los materiales sean menos conductores y puedan captarse más diferencias en la respuesta de los mismos. Según esta metodología, hasta los 70 m de profundidad el subsuelo presenta un predominio de las granulometrías limosas y arenosas.

8.3.2. ALINEACIÓN S (fig. 8.51b):

S.E.V. N-4. Este sondeo se localiza desde el punto de vista geomorfológico en uno de los últimos meandros que dibuja el río Segura cerca de su desembocadura, a 1 km de la línea de costa actual. Alcanzó una profundidad de prospección estimada de 250 a 300 m, en el cual, y a partir de la respuesta del terreno a las prospecciones eléctricas, se deducen los siguientes resultados:

Profundidad (m)	Resistividad aparente (? m)	Interpretación	Capa
0-1	124,9	Limos arenosos no saturados	1
1-3'3	28	Limos arenosos saturados	2
3'3-9'3	1,8	Arenas saturadas	3
9'3-10'5	23,5	Arenas litificadas?	4
10'5-163'6	0,8	Arenas y limos. Plio-Cuaternario	5
> 163'6	48,5	Conglomerados	6

Según estos datos han podido diferenciarse tres unidades en la columna geoelectrónica de este punto: a) En el techo, hasta -9 m, aparecen materiales limosos y arenosos parcialmente saturados donde se observa un aumento de la porosidad hacia la base; los sedimentos no saturados dan unos valores muy altos de resistividad, como es el caso del primer metro del sondeo con casi 125 ? m . b) La segunda unidad, entre $-9,3$ y $-10,5$ m, está constituida por areniscas con un valor de resistividad aparente de $23,5 \text{ ? m}$, donde, debido a la escasa potencia del nivel, no se descarta que tenga un posible origen litoral. Por último, la unidad basal que comienza a partir de los $-10,5$ m son sedimentos arenosos no consolidados que se relacionan con el sustrato Plio-Cuaternario; no obstante, como los valores de resistividad son muy bajos y monótonos a lo largo de este potente nivel (hasta los 163 m de profundidad) no es improbable la existencia de un enmascaramiento de la resistividad aparente. En este caso, es posible que el sustrato se localice a cotas más bajas, en un punto intermedio entre $-10,5$ m y -163 m.

S.E.V. N-5. Este sondeo alcanzó una profundidad de prospección estimada de 200 a 250 m y se sitúa desde el punto de vista geomorfológico en la llanura de inundación del Segura, a $8,5$ km de la línea de costa actual, cerca Daya Vieja. Los resultados deducidos a partir de esta metodología son los siguientes:

Profundidad (m)	Resistividad aparente (? m)	Interpretación	Capa
0'0-0'7	116,8	Limos y arcillas no saturadas	1
0'7-1'2	85,5	Limos no saturados	2
1'2-2'3	2,7	Arenas saturadas	3
2'3-4'6	20,5	Limos saturados	4
4'6-37'7	0,9	Arenas	5
>37'7	3	Margas arenosas. Plio-Cuaternario	6

En esta columna geoelectrica se localiza el sustrato Plio-Cuaternario a unos 38 m de profundidad que, según esta metodología, está constituido por margas arenosas. El sedimento suprayacente se caracteriza por texturas limosas y arenosas, donde las mayores resistividades las muestran los materiales no saturados, con valores que oscilan entre 85,5 y 116,8 Ω m.

S.E.V. N-6. Este sondeo eléctrico vertical se sitúa desde el punto de vista geomorfológico, al igual que los dos anteriores, en la llanura de inundación del río Segura. Alcanzó una profundidad de prospección estimada de 200 a 250 m y se encuentra a 5 km de la línea de costa actual, cerca del caserío de Nueva del Marabú. A partir del tipo de respuesta del terreno a la prospección eléctrica se deducen los siguientes resultados:

Profundidad (m)	Resistividad aparente (Ω m)	Interpretación	Capa
0'0-1'1	22,4	Limos no saturados	1
1'1-6	5,3	Limos cuasisaturados	2
6-35'6	0,7	Arenas saturadas	3
35'6-47'1	1,2	Limos arenosos	4
>47'1	3,2	Margas arenosas	5

En este perfil el sustrato formado por margas arenosas aparece a -47 m, con un valor de resistividad aparente de 3,2 Ω m. El relleno cuaternario de la cuenca en este sector estaría constituido, según los datos geoelectricos, por limos y arenas, con resistividad que oscilan entre 1,2 y 22,4 Ω m; las cifras más altas proceden de los materiales no saturados.

En general, según esta metodología se deduce para toda el área estudiada un nivel freático situado a escasa profundidad y de características salobres, donde se aprecia una máxima concentración de sales en las zonas más cercanas a la línea de costa de la alineación N. Este hecho se constata a partir de los niveles más bajos de resistividad aparente que registran los sedimentos superficiales de aquellos sondeos localizados en puntos más próximos al nivel del mar actual, debido a la mayor conductividad que

ofrecen los materiales. Aunque esta concentración de sales ha sido tenida en cuenta en las interpretaciones geológicas de estos depósitos, las bajas resistividades como consecuencia de la escasa respuesta del terreno, ha podido propiciar el enmascaramiento de las propiedades geológicas de los mismos. Por esta razón es necesario tomar con precaución estos resultados.

El sustrato Plio-Cuaternario, según esta metodología, se ha detectado en las siguientes profundidades (fig. 8.51a y b):

a) En la alineación del N, a -30 m en el N-1 y a unos $70,6$ m en el N-3, lo cual indica un aumento de los espesores cuaternarios hacia el interior. La situación de un sustrato Plio-Cuaternario localizado a una mayor profundidad en las inmediaciones del abanico del Vinalopó coincide con los resultados de las campañas gravimétricas de Gauyou (1977) y con los estudios de otros autores (Montenat, 1977, Échalier *et al.*, 1978, Alfaro, 1995).

b) En los S.E.V. que conforman la alineación S el sustrato registra la tendencia contraria, es decir, los espesores cuaternarios inferidos a partir de los resultados de esta metodología son más importantes en el área más litoral, tal y como se deduce de la localización del sustrato Plio-Cuaternario a -37 m y -163 m en los sondeos N-5 y N-4, respectivamente. No obstante, en el sondeo N-4 se ha detectado una columna geoelectrica muy monótona y de baja resistividad donde pueden confundirse arenas, texturas más gruesas y sedimentos litificados; por esta razón, es posible que entre $-10,5$ m y -163 m puedan existir cambios más acusados que hayan podido camuflarse por la acción de algún agente externo. De igual forma, el grado de resistividad aparente que ofrecen los materiales a -163 m en el S.E.V. N-4 es bastante más alto que los que se aprecian en S-5 y S-6, por lo que es probable que se trate de sedimentos distintos. Atendiendo a otros estudios paralelos es más factible pensar que el sustrato Plio-Cuaternario se localizaría en el litoral a cotas bastante más altas.

A pesar de los bajos valores de resistividad producidos por el contenido salino, se deduce de los resultados de las columnas geoelectricas que los materiales que

constituyen el relleno cuaternario del sector de estudio son arenas, limos arenosos y areniscas, donde la composición arenosa es predominante respecto a otras fracciones granulométricas.

El estudio de los sondeos mecánicos localizados en puntos próximos a los S.E.V., como es el caso del sondeo Salinas, también muestra la predominancia de sedimentos de texturas arenosas hasta los -17 m, momento en el que comienzan los depósitos margosos pliocenos. La posible Formación Sucina de textura arcillosa que aparece en el S.E.V. N-1 podría corresponderse con el Plioceno marino del sondeo Salinas. Teniendo en cuenta que en el sondeo Picola los niveles pliocenos son más superficiales, este hecho significaría un máximo eje de hundimiento de la cuenca a la altura de la Gola del Vinalopó, ya documentado por varios autores (Montenat, 1977, Zazo *et al.*, 1990, Alfaro, 1995). Por otra parte, las arenas situadas entre -20,7 y -31 m del S.E.V. N-1 podrían corresponder con el Plioceno de textura arenosa que se localiza a partir de -23 m en el sondeo Pinet.

Los resultados del S.E.V. N-3 indican un predominio de texturas limosas, que coinciden con las granulometrías encontradas en el sondeo Fondo. No obstante, en la alineación del S las inferencias sedimentarias realizadas a partir de las prospecciones geoelectricas entran en contradicción con los datos texturales encontrados a partir de muestreos más directos, ya que los S.E.V. indican un predominio de las arenas mientras que tanto el análisis de secuencias efectuadas en esta zona a partir de sondeos mecánicos (capítulo 8.5.2.) como los resultados de otros autores (Soria *et al.*, 1999), revelan una máxima presencia de lutitas hasta los -40 m, con intercalaciones esporádicas de materiales menos finos, tamaño arena.

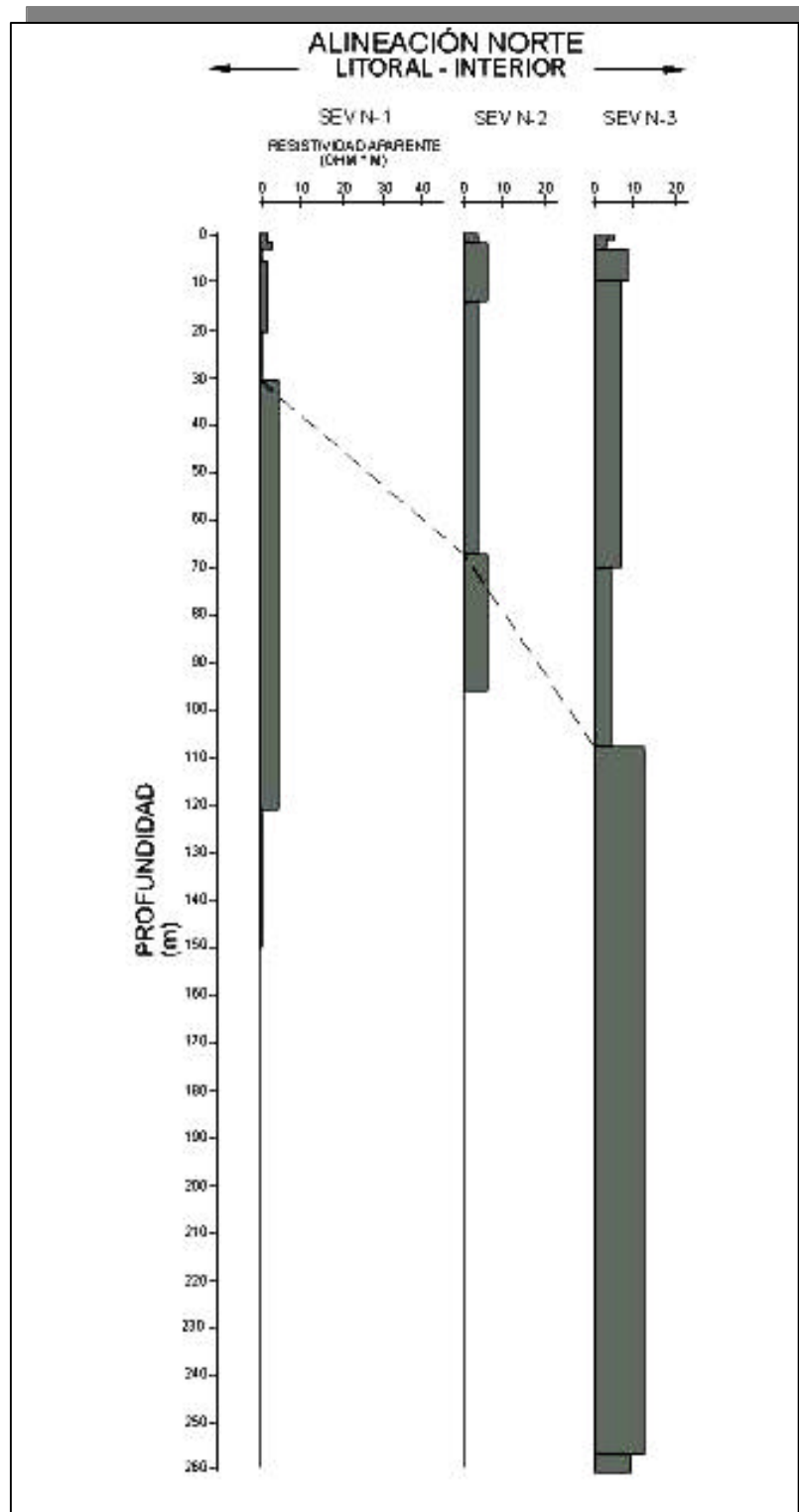


Fig. 8.51a. Resultados de los SEV de la alineación N. La línea discontinua correlaciona el límite superior del sustrato.

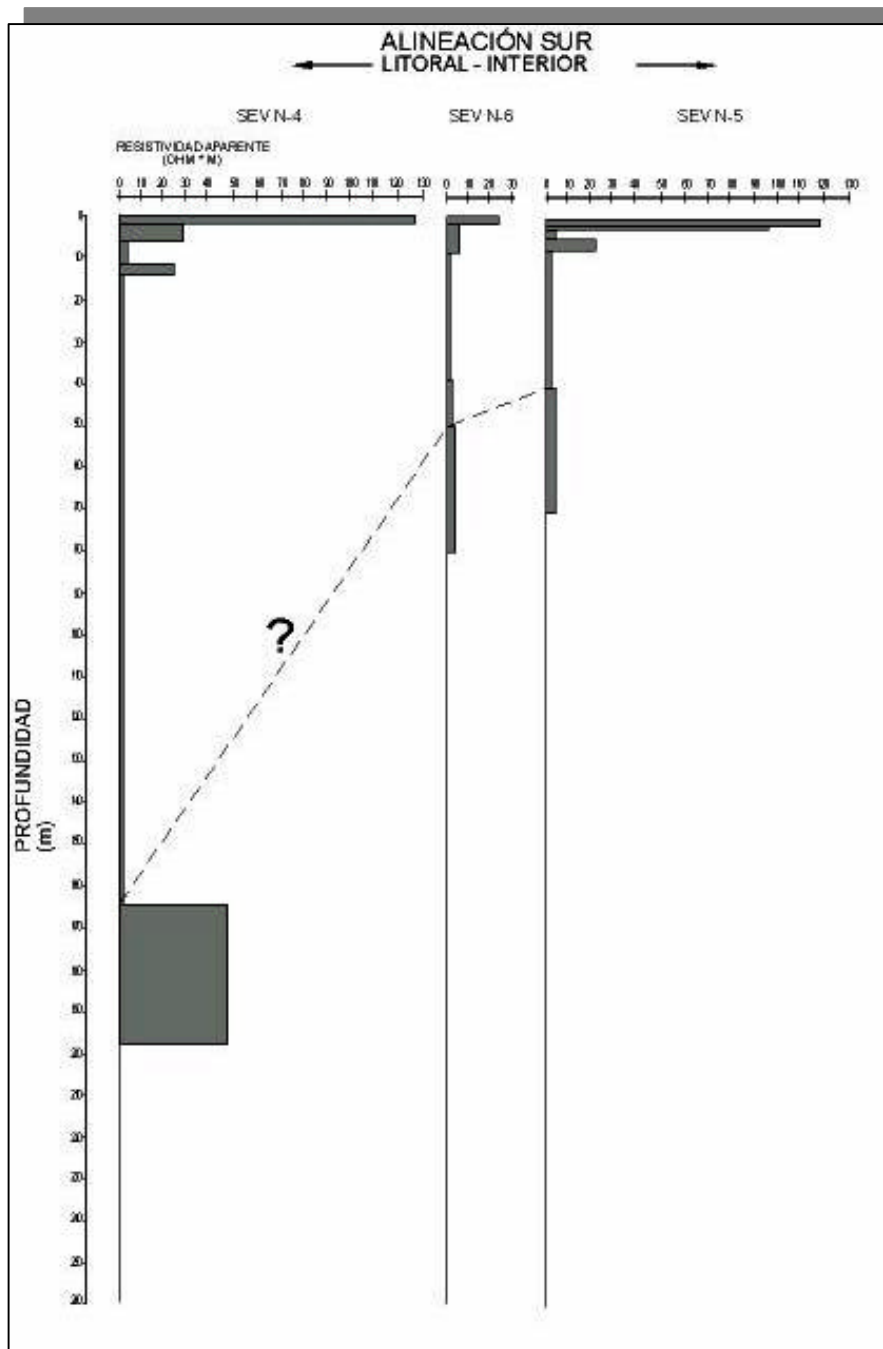


Fig. 8.51b. Resultados de los SEV de la alineación S. La línea discontinua correlaciona el límite superior del sustrato.

8.4.- Resultados de las secuencias de susceptibilidad magnética

Con objeto de obtener las variaciones de la concentración de minerales magnéticos se han realizado medidas de MS en los sedimentos cuaternarios de las seis columnas estratigráficas efectuadas en l'Albufera d'Elx. Diversos autores (Heller & Liu, 1984, Kukla, 1987, Rousseau y Kukla, 1994, Rousseau *et al.*, 1998, etc.) encuentran una estrecha relación entre las variaciones de la susceptibilidad magnética y los cambios climáticos acaecidos durante el Cuaternario, que se han estudiado sobre todo en secuencias eolianíticas y en depósitos de loess. Durante los momentos fríos, que suelen coincidir con fases resistásicas, se reactivan los procesos de erosión que aprovechan el desmantelamiento de la cubierta vegetal de las laderas y favorecen el arrastre de materiales enriquecidos en hierro hacia las zonas topográficas más bajas, mecanismo que tiene lugar en el inicio de los episodios biostásicos. Por tanto, los niveles que presentan valores altos de MS son interpretados como aportes sedimentarios a la cuenca, que podrían obedecer a situaciones de rigor climático dentro de la cronoestratigrafía cuaternaria, aunque no se desestima una posible implicación pedogenética solapada, ya que casi siempre estos materiales son de origen continental. La medición de este parámetro en testigos de sondeos mecánicos está poco experimentada, por lo que las interpretaciones obtenidas en este estudio están muy sujetas a discusión.

A continuación se indican los principales resultados ofrecidos por este método en las distintas columnas estratigráficas estudiadas:

8.4.1.- SONDEO PINET

En este sondeo se identifican paquetes sedimentarios con unas altas medidas de MS que contrastan con otros tantos que presentan valores de susceptibilidad magnética bastante más bajos (fig. 8.52). Se han registrado cuatro episodios de mayor grado de susceptibilidad magnética que son interpretados como momentos de aportes sedimentarios a la cuenca, quizás ligados a episodios climáticos más fríos; de base a techo son:

a) Entre -20 y $-17,8$ m se observan medidas de MS con un valor medio de $4,66 \cdot 10^{-8}$ m³/kg. Desde el punto de vista paleoambiental se corresponde con los sedimentos interpretados como depósitos de *washover fans*, palustres y suelos hidromorfos; en éstos dos últimos se registran los máximos valores.

b) Entre $-16,3$ m y $-14,7$ m se detectan valores de MS semejantes al nivel anterior, con un valor medio de $4,39 \cdot 10^{-8}$ m³/kg. Desde el punto de vista paleoambiental se corresponde con depósitos de albufera con cierta influencia marina, cuyos efectos son más notables hacia el techo.

c) Entre $-12,3$ y -8 m se observa un potente nivel caracterizado por valores medios de MS de $5,02 \cdot 10^{-8}$ m³/kg, donde se constata una clara tendencia descendente hacia el techo. Desde el punto de vista paleoambiental, este paquete comienza con los materiales resultantes de la desecación de los ambientes lagunares anteriores y continúa con suelos hidromorfos y depósitos de albufera hacia el techo.

d) Finalmente, entre $-2,3$ y $-1,4$ m se registran valores medios de MS de $3,27 \cdot 10^{-8}$ m³/kg; el más bajo de los cuatro episodios. Desde el punto de vista paleoambiental se relaciona con los depósitos supralitorales que coronan la serie de Pinet.

Entre ellos se observan valores de susceptibilidad magnética bastante más bajos, que podrían atribuirse a momentos de biostasia relacionados con un clima más cálido. Con estos episodios se asocian en este sondeo desde el punto de vista paleoambiental facies de *backbarrier flat*, depósitos infralitorales, medios restringidos con intensa comunicación marina, etc.

8.4.2.- SONDEO PICOLA

Los resultados de las medidas de susceptibilidad magnética en este sondeo han sido muy pobres, debido al escaso contraste que han ofrecido los materiales a este respecto (fig. 8.53). No se observa una tendencia definida en el sondeo ni tampoco una diferenciación en los valores de MS atendiendo a las interpretaciones paleoambientales realizadas en estos sedimentos. El ascenso de la susceptibilidad magnética en el techo podría ser consecuencia de los procesos pedogenéticos actuales.

8.4.3.- SONDEO MÓRTOLES

Este sondeo presenta algunas variaciones en relación con las medidas de susceptibilidad magnética (fig. 8.54), caracterizadas por valores bastante más altos que en los sondeos anteriores. A partir de este parámetro pueden diferenciarse varios episodios:

a) Entre -31 m y -26 m se registran valores medios de MS de $3,87 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Desde el punto de vista paleoambiental se relaciona con un depósito aluvial coronado por la precipitación de abundantes carbonatos.

b) Entre -26 m y -13,5 m se observan medidas de MS que alcanzan valores medios altos, en torno a $1 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$, muy superiores a los estudiados hasta el momento, con una disminución hacia los -20 m que ofrece una cifra de $5,47 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Desde el punto de vista paleoambiental se corresponde con una potente sucesión de suelos hidromorfos con intercalaciones de fenómenos de arroyadas dentro de un ambiente aluvial.

c) Finalmente, en los últimos 13,5 m del sondeo se aprecian valores de MS bajos, en torno a $3,13 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; no obstante, se observa un leve aumento de los valores entre 8,5 y 6,6 m de profundidad. El ascenso de la susceptibilidad magnética en las muestras del techo probablemente está relacionado con los procesos pedogenéticos actuales. Se trata, desde el punto de vista paleoambiental, de sedimentos lagunares que alternan con depósitos aluviales y que presentan un escaso contraste en cuanto a los valores de susceptibilidad; por el contrario, muestran una gran diferencia respecto al episodio anterior.

Los resultados de estas medidas indican valores máximos de MS para los depósitos continentales y una menor presencia de minerales ferromagnéticos cuando éstos alternan con sedimentos lagunares; no obstante en éstos últimos se aprecian ligeras variaciones en ciclos pequeños que podrían tener un origen climático a pequeña escala.

8.4.4.- SONDEO SALINAS

Los valores de susceptibilidad magnética ofrecen diferencias a lo largo del testigo de este sondeo (fig. 8.55). En función de las mismas destacan los siguientes episodios:

a) En la base, entre -17 y $-10,5$ m, existen valores medios de MS altos, situados en torno a $3,56 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ con cifras máximas de hasta $5,44 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. En la base (entre -17 y -16 m) el valor medio de susceptibilidad magnética es de $1,27 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Desde el punto de vista paleoambiental se han interpretado los sedimentos correspondientes a este intervalo como depósitos aluviales en una secuencia granodecreciente.

b) Entre $-10,5$ m y $-7,5$ m se aprecian cifras de MS bastante más bajas que en los sedimentos anteriores, con una media de $1,14 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; presentan una tendencia levemente descendente hacia el techo. Desde el punto de vista paleoambiental se corresponde con depósitos palustres en la base e infralitorales hacia el techo.

c) En los últimos $7,5$ m del testigo se observan oscilaciones bruscas de los valores de susceptibilidad magnética sin ninguna tendencia. Este comportamiento tan irregular es posible que se deba a errores metodológicos, ya que la identificación de los paleoambientes no guarda ninguna relación lógica con estos resultados, ni desde el punto de vista climático ni pedogenético. Los valores más altos de MS se corresponden con depósitos infralitorales, de *washover fans* y con algunos tramos del *shoreface* que se localiza en las cotas superiores.

8.4.5.- SONDEO FONDO

En el testigo del sondeo Fondo se registran algunas diferencias en cuanto a los valores de susceptibilidad magnética; no obstante, pueden observarse dos ciclos con cifras de MS más altas (fig. 8.56). El primer episodio se constata entre los -12 m y $-9,5$ m y presenta valores medios de susceptibilidad magnética de $5,65 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; el segundo, entre $-4,5$ m hasta $-1,7$ m, con cifras medias de $5,39 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Desde el punto de vista paleoambiental, ambos responden a ambientes palustres. Se aprecian episodios con valores más bajos de MS: uno en la base y otro intercalado entre los dos niveles anteriores. Por tanto, dentro de los depósitos de origen continental se observan

diferencias en MS que podría estar relacionadas con ciclos climáticos muy recientes a pequeña escala, donde los momentos fríos podrían corresponder a estos valores más altos dentro del mismo ambiente sedimentario.

8.4.6.- SONDEO RIEGOS

Los valores de MS obtenidos en este sondeo, caracterizado por depósitos de origen aluvial, canalizados en la base y no canalizados en el techo, parecen indicar procesos pedogenéticos que afectan a los últimos 1,8 m de este testigo (fig. 8.57). Es notable la monotonía de los resultados de las medidas de susceptibilidad magnética en la base.

En definitiva, los análisis de los valores de susceptibilidad magnética presentan buenos resultados en el sondeo Pinet y Mórtoles mientras que en los demás el comportamiento irregular y las oscilaciones bruscas de las cifras de MS podrían indicar una menor fiabilidad del método; no obstante, se registran pequeños ciclos en los sedimentos del sondeo Fondo y en el techo del sondeo Mórtoles que podrían corresponder con variaciones climáticas durante el Holoceno reciente (ver capítulo 8.7).

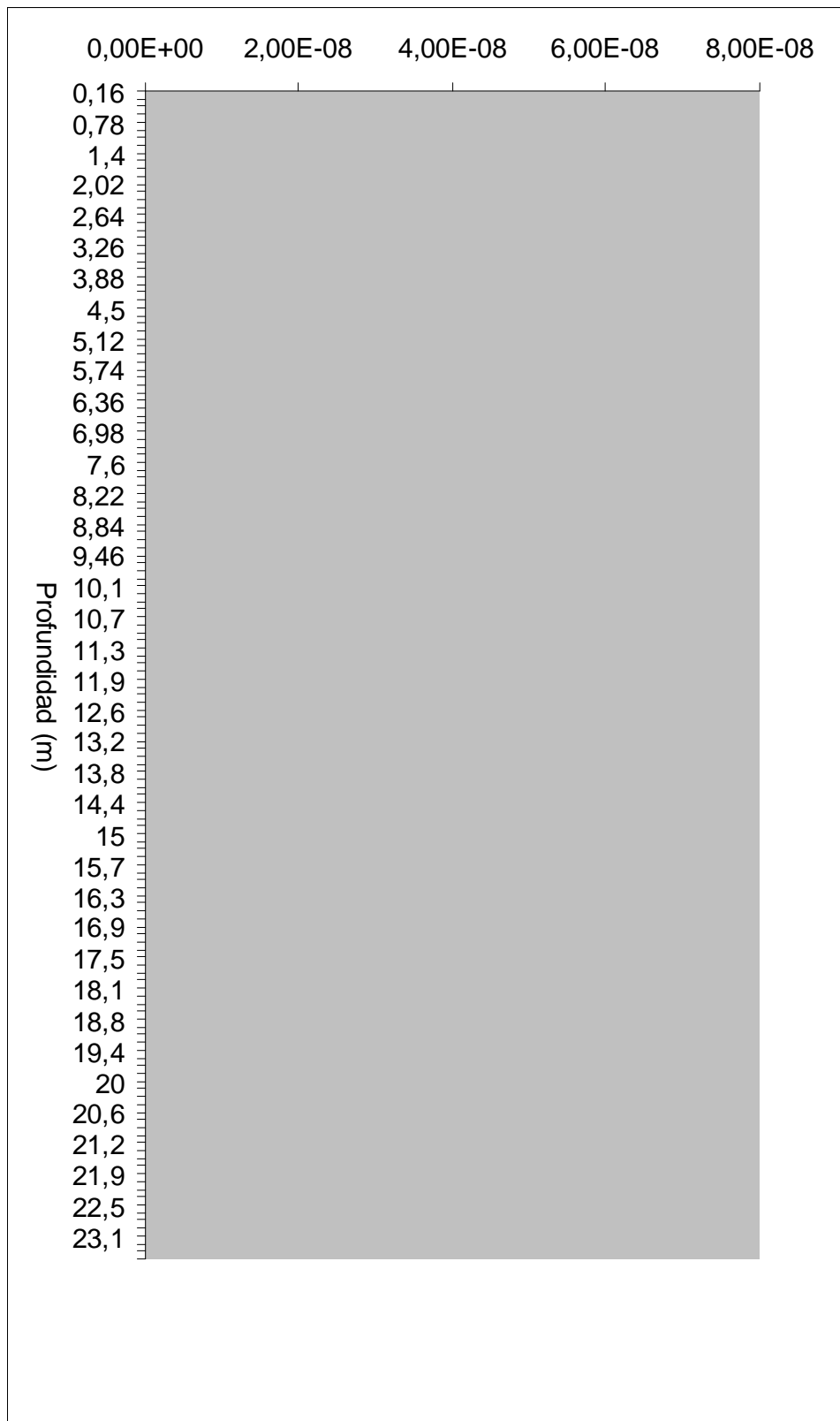


Fig. 8.52. Valores de susceptibilidad magnética (m^3/kg) en el sondeo Pinet

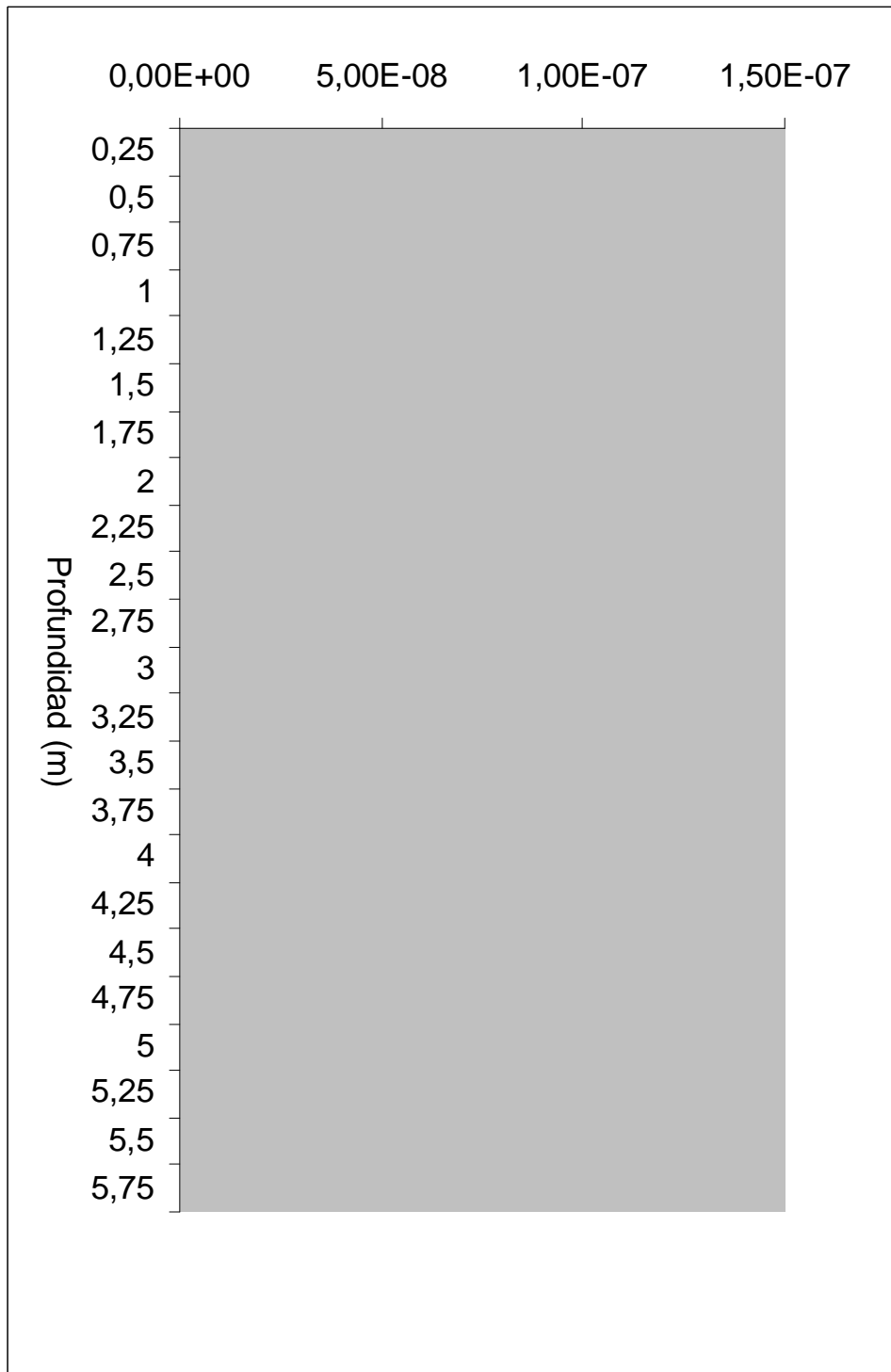


Fig. 8.53. Valores de susceptibilidad magnética (m^3/kg) en el sondeo Pícola

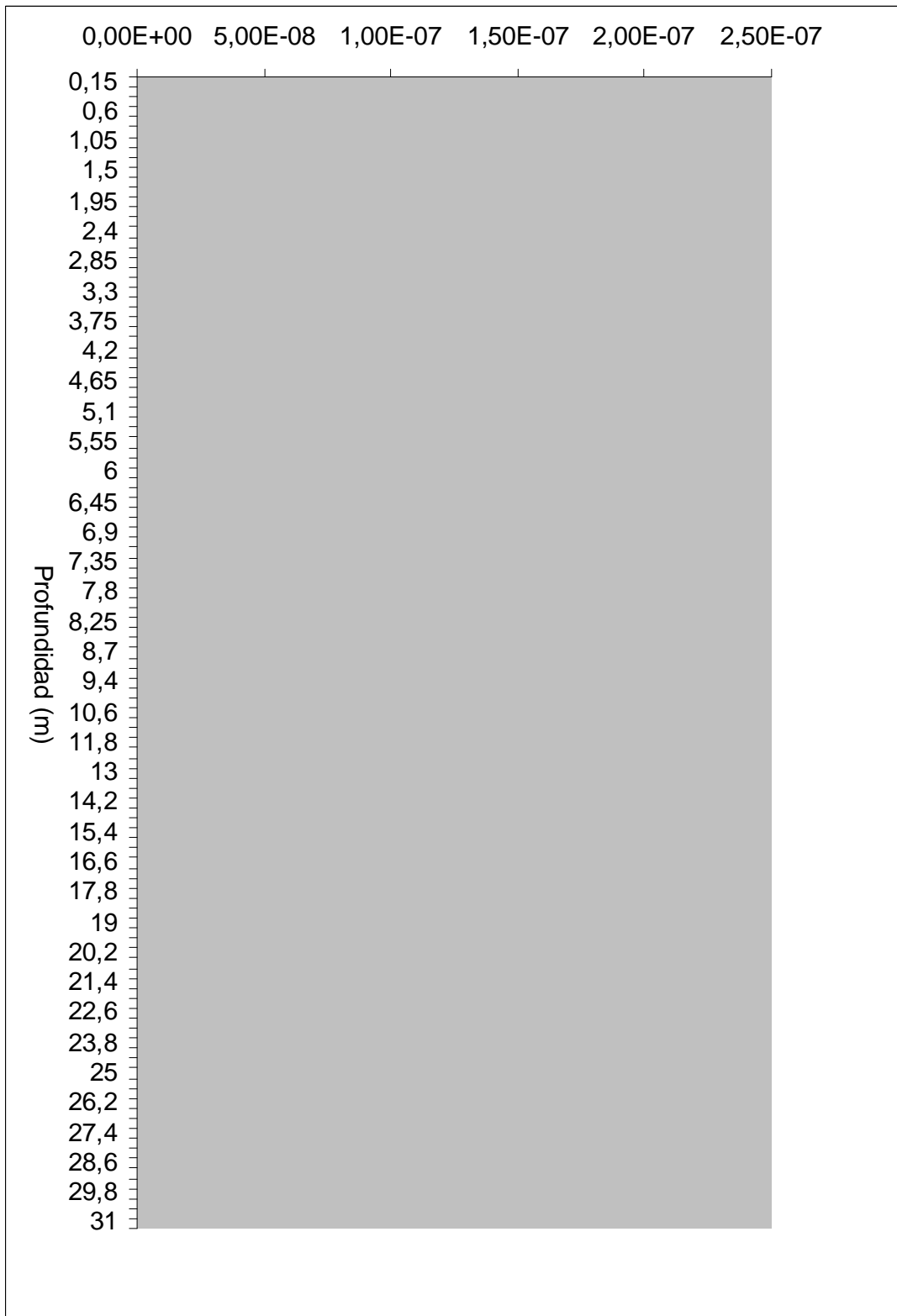


Fig. 8.54. Valores de susceptibilidad magnética (m^3/kg) en el sondeo Mórtoles

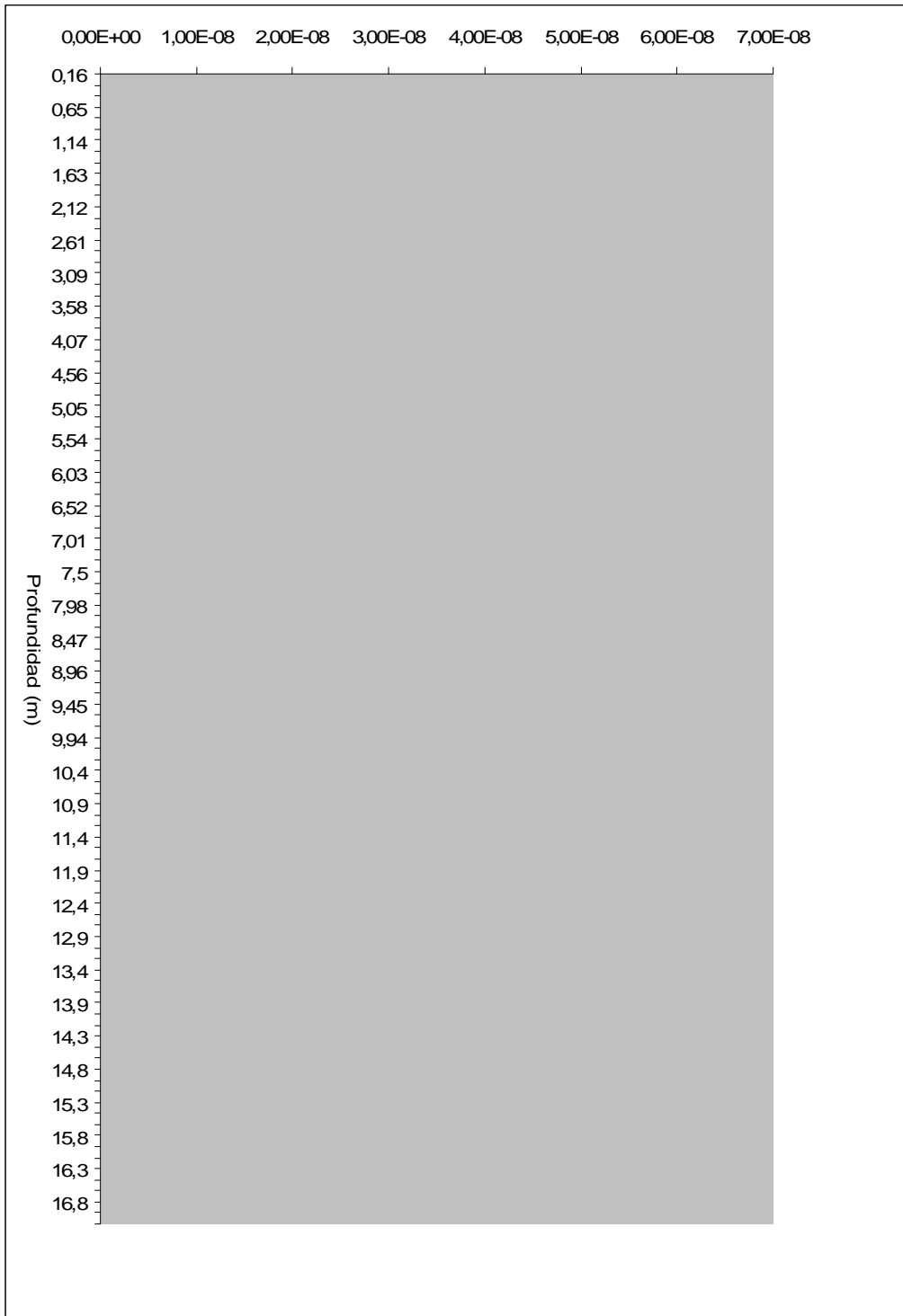


Fig. 8.55. Valores de susceptibilidad magnética (m^3/kg) en el sondeo Salinas

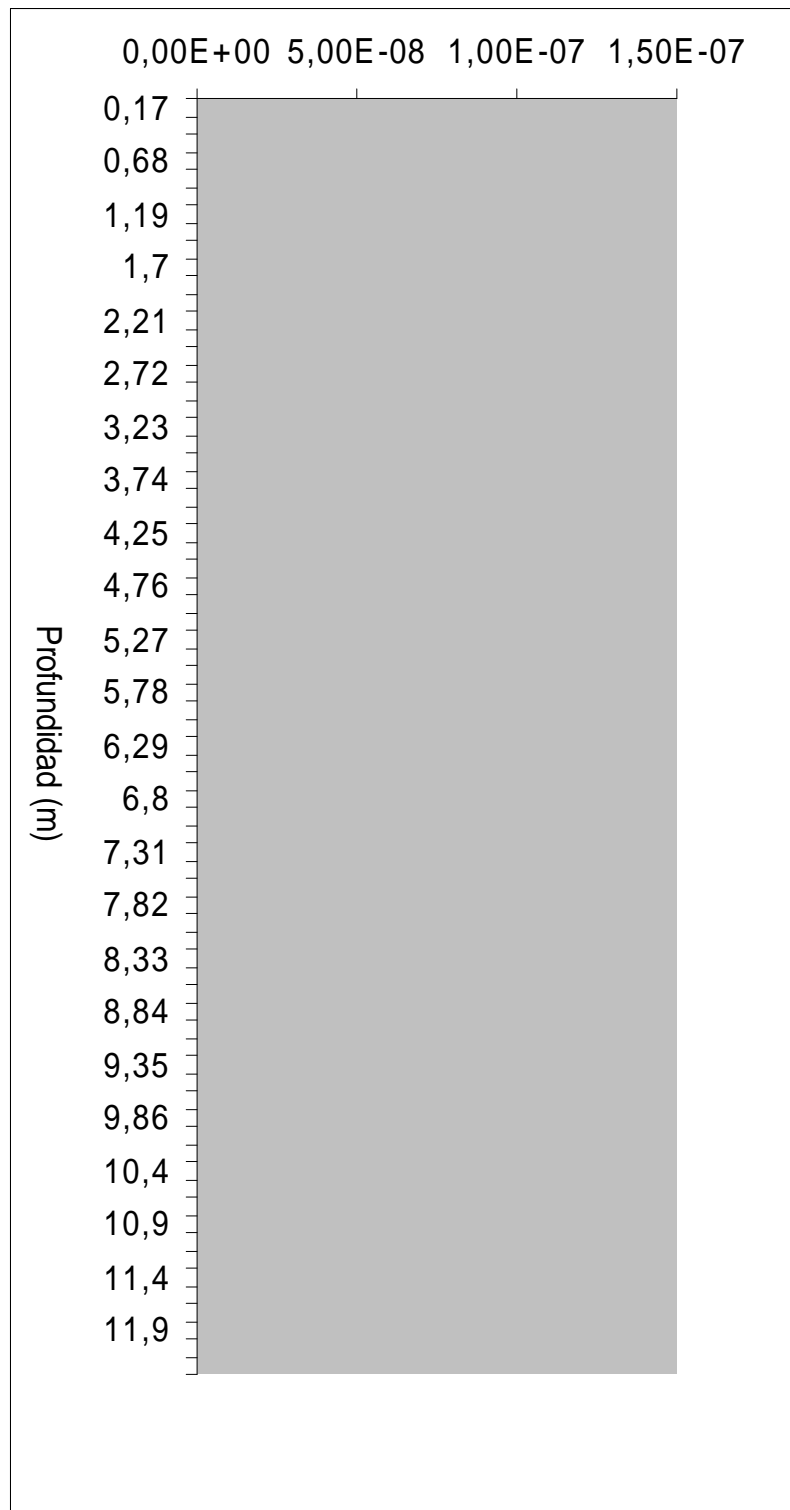


Fig. 8.56. Valores de susceptibilidad magnética (m^3/kg) en el sondeo Fondo

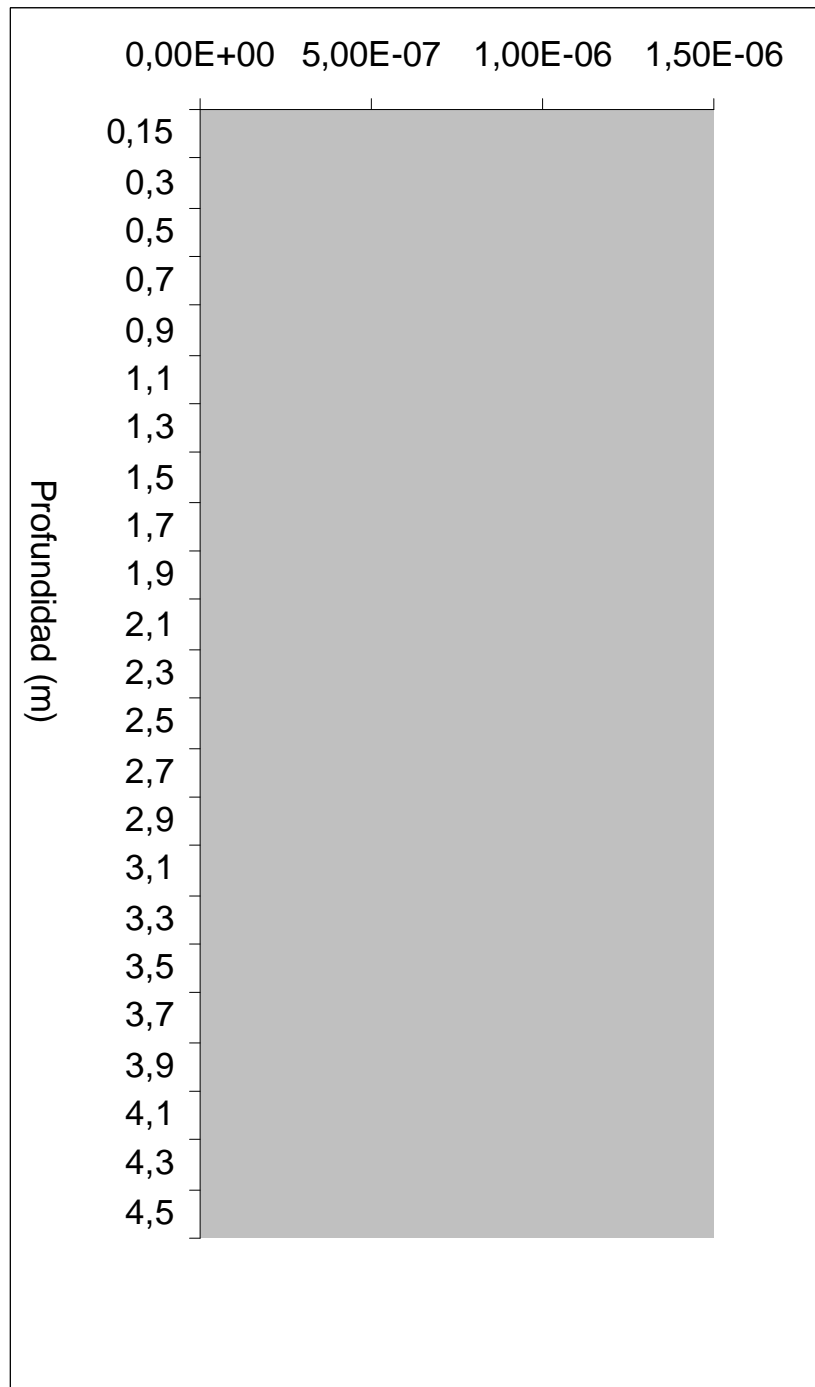


Fig. 8.57. Valores de susceptibilidad magnética (m^3/kg) en el sondeo Riegos

8.5.- Análisis de la secuencia de sondeos mecánicos localizados en el Bajo Segura y en el abanico del Vinalopó

Con objeto de completar una visión global de l'Albufera d'Elx se presentan a continuación las secuencias sedimentarias de 20 sondeos repartidos entre el abanico del Vinalopó, la cuenca del Bajo Segura y Guardamar del Segura; éste último en una posición más costera, junto a otros localizados en el litoral entre Las Salinas de Pinet y la desembocadura del río Segura (fig. 8.58).

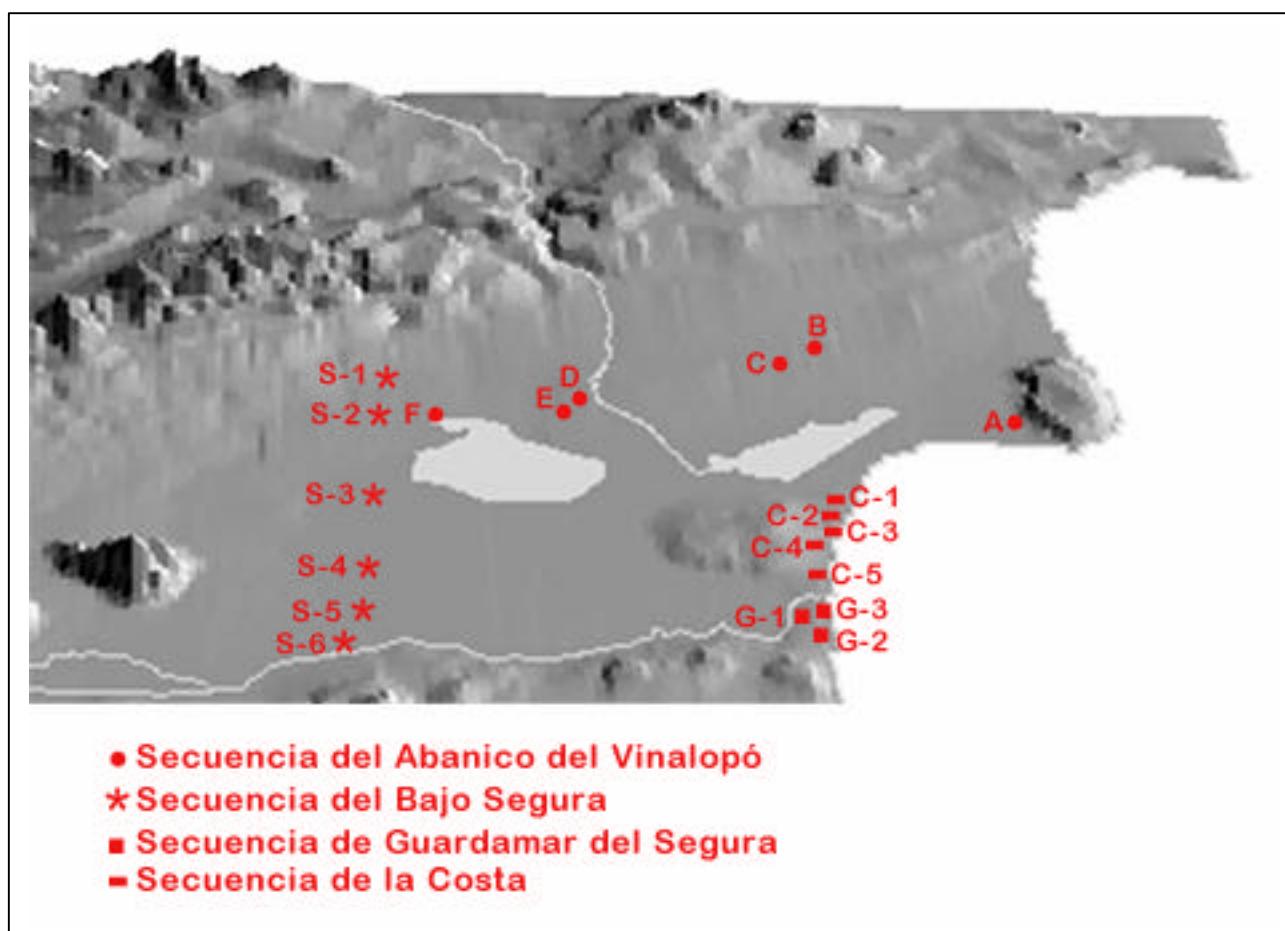


Fig. 8.58. Localización de los puntos de sondeo correspondientes a las secuencias del abanico del Vinalopó, Bajo Segura, Guardamar del Segura y de la costa.

8.5.1.- SECUENCIAS DEL ABANICO DEL VINALOPÓ (fig. 8.59 y 8.60)

Las secuencias estratigráficas contenidas en este apartado proceden del Archivo de Puntos Acuíferos del ITGE, por tanto, se trata de descripciones estratigráficas poco detalladas a las cuales no se ha tenido acceso directo. Los datos correspondientes a los seis sondeos obtenidos en esta zona aparecen en el siguiente cuadro:

SONDEO	UTM	ALTITUD (m)	PROFUNDIDAD (m)
A	30SYH131 302	25	22
B	30SYH079 355	33	19.25
C	30SYH07 347	22	24
D	30S YH004 323	40	90
E	30SXH002 321	40	500
F	30SYH949 317	20	151

En conjunto, los testigos hacen referencia a lutitas de color rojizo con intercalaciones esporádicas de cantos y gravas redondeadas que son interpretados como secuencias de abanico aluvial medio. No obstante, a partir de los -120 m no aparecen niveles de cantos, tomando como referencia el sondeo E donde, según las fichas del ITGE, el espesor cuaternario en este punto alcanza los 230 m de profundidad. En este sondeo de 500 m de potencia, se constata la presencia de margas y limos azulados entre -230 m y -327 m, conglomerados carbonatados de matriz arcillosa muy cementados entre -327 m y -347 m, margas oscuras gris verdosas y negras entre -347 m y -365 m, margas blancas con carbonatos entre -365 m y -385 m, areniscas calcáreas de grano fino entre -385 m y -450 m y, por último, limos arcillosos grises oscuros entre 450 m y 500 m de profundidad. Según estos informes, los sedimentos que se observan entre -230 m y -327 m son atribuidos al Plioceno, los materiales extraídos entre -327 m y -450 m pertenecen al Messiniense y la base corresponde al Tortoniense.

Los depósitos de arenisca calcárea del sondeo A, realizado en la Serra de Santa Pola, se asocian al sustrato plioceno, coronado por caliches que podrían relacionarse con

la Formación Sucina de edad Plio-Cuaternaria (Montenat, 1977). El espesor de la costra superficial no aparece especificado en los informes del ITGE y se proponen cuatro m de potencia a partir de los resultados de los trabajos de campo en dicha sierra.

8.5.2.- SECUENCIAS DEL BAJO SEGURA (fig. 8.61)

La serie descrita en esta zona procede de seis sondeos mecánicos realizados en la cuenca del Bajo Segura alrededor de la cota de +10 m s.n.m; éstos fueron cedidos por la empresa Sondeos, Estructuras y Geotécnica. Sobre ellos se levantaron las series estratigráficas a partir de las cuales se tomaron muestras sedimentarias, que fueron levigadas con objeto de estudiar el contenido micropaleontológico. Los datos referentes a estos sondeos se indican en el siguiente cuadro:

SONDEO	UTM	ALTITUD (m)	PROFUNDIDAD (m)
S-1	30SYH936 336	40	15
S-2	30SYH922 307	10	31
S-3	30SYH920 263	7	32
S-4	30S YH913 227	10	14
S-5	30SXH911 206	7	32
S-6	30SYH896 183	13	22

Desde NNE a SSW las columnas estratigráficas son las siguientes:

SONDEO S-1. En este sondeo pueden diferenciarse desde el punto de vista estratigráfico tres unidades, que desde la base hasta el techo son:

Unidad I: Entre –15 m y –6,5 m se observa un material caracterizado por una textura limosa de color marrón claro con una intercalación, a –11 m, de cantos y gravas de morfología redondeada de unos 5 cm de espesor. Hacia la base y desde –11,6 m adquiere una coloración más oscura y un aumento de las proporciones de arcilla. La escasa fracción arenosa está formada por granos calcáreos y silíceos (hialinos y

hematoideos) además de concreciones ferruginosas que son más abundantes hacia el techo. Entre -10 y -9 m aparece un sedimento de color blanco parcialmente cementado formado a partir de una intensa precipitación de carbonatos.

Unidad II. En contacto erosivo respecto a la unidad anterior se observa, entre -6,5 m y -3 m, un paquete de cantos redondeados, de naturaleza calcárea y silíceo, que alcanzan diámetros de hasta 8 cm. La matriz es de textura limosa y color rojizo donde la escasa fracción arenosa está compuesta por cuarzo de morfología subredondeada y abundantes concreciones calcáreas. En el techo disminuye tanto la frecuencia como el tamaño de los cantos, con un diámetro máximo de 4 cm, y se incrementan las proporciones de lutitas.

Unidad III. En los últimos 3 m del sondeo, aparece un material de color rojizo y texturas lutíticas donde son frecuentes las concreciones carbonatadas. La fracción arenosa está formada por granos calcáreos y silíceos además de foraminíferos reelaborados procedentes de niveles marinos previos, pertenecientes a las especies *Ammonia beccarii beccarii*, *Cibicides subhaidingeri*, *Neocornorbina terquemi*, *Nonion commune*, etc.; todos ellos están diagenizados y presentan un mal estado de conservación, con caparazones muy erosionados debido los efectos de los agentes de transporte.

Desde el punto de vista paleoambiental, el conjunto del sondeo se interpreta como una secuencia de abanico aluvial caracterizada por episodios de alta energía, que se conservan en facies canalizadas muy potentes que se intercalan entre los aportes de texturas finas. A partir de los resultados y dada la cercanía de ambos sondeos se propone una correspondencia entre las dos unidades del sondeo Riegos y las unidades II y III del sondeo S-1; por tanto, estos niveles participarían de la misma discusión referente a la posible evolución de estos materiales, ya comentada en el capítulo 8.2.6.

SONDEO S-2. En este sondeo desde el punto de vista estratigráfico pueden diferenciarse cinco unidades sedimentarias, que de base a techo son:

Unidad I. Entre -31 y -25,5 m aparece un material de color marrón rojizo que, desde el punto de vista textural, puede dividirse en dos subunidades: En la base, entre -

31 m y -28,5 m, se observa un sedimento de textura lutítica de color marrón rojizo con gravas dispersas y poco frecuentes; en contacto erosivo se observa a partir de -28,5 m un nivel formado por cantos y gravas de morfología redondeada que alcanza un espesor de más de 3 m. Acompañando los cantos se constata la presencia de fragmentos de conglomerados con fracturas frescas, realizadas en el momento de la perforación. La matriz es limosa y, aunque escasa, aumenta su proporción hacia la base.

Unidad II. Se extiende entre -25,5 m y -20,5 m y está formada por un material de color rojizo con bandeados grisáceos y textura limoarcillosa. La escasa fracción arenosa está compuesta sobre todo por granos calcáreos y silíceos de morfología subangulosa, y concreciones ferruginosas y carbonatadas. Desde el punto de vista micropaleontológico se observan caparazones de foraminíferos reelaborados y fragmentos del ostrácodo de aguas salobres *Cyprideis torosa*, aunque las nodosidades de su concha indican bajas concentraciones de sal dentro del ambiente salobre.

Unidad III. Con una potencia de -10,5 m esta unidad está constituida por un sedimento de color marrón rojizo donde dominan las texturas arenosas. En la base, entre -20,5 m y -16,5 m, son características las texturas lutíticas y a partir de esta cota hasta -13,2 m se observa una secuencia granodecreciente, con cantos y gravas que presentan una matriz limoarcillosa en la base que pasan a fracciones arenosas y después lutíticas hacia el techo. Desde -13,2 m se constata un nuevo cambio granulométrico y otra secuencia granodecreciente de semejantes características. Las gravas presentan morfología redondeada al igual que la fracción arenosa, en la cual dominan los granos calcáreos y silíceos, además de otros elementos como concreciones ferruginosas y carbonatadas. Desde el punto de vista micropaleontológico, aparecen caparazones diagenizados de foraminíferos bentónicos y planctónicos procedentes de niveles marinos más antiguos.

Unidad IV: Entre -10 m y -6,5 m destacan los materiales de color grisáceo y texturas lutíticas que presentan una coloración más oscura en la base, donde son frecuentes los restos vegetales. Se constata la existencia de dos niveles muy finos enriquecidos en materia orgánica entre -7 m y -7,3 m. La escasa fracción arenosa está formada por concreciones porosas de carbonato, a veces en forma de rizotúbulos, nódulos ferruginosos, cristales aciculares de yeso y una gran cantidad de piritita

precipitada. Desde el punto de vista micropaleontológico aparecen foraminíferos autóctonos de la especie *Miliolinella eburnea*, aunque son escasos ya que son dominantes los litoclastos; hacia el techo no se observan foraminíferos pero aparecen caparazones de ostrácodos de aguas salobres (*Cyprideis torosa*). Además, se han identificado ejemplares de foraminíferos reelaborados que muestran caparazones diagenizados y erosionados procedentes de niveles marinos previos; entre éstos destacan las especies *Ammonia beccarii beccarii*, *Nonion commune*, *Cibicides subhaidingeri*, etc.

Unidad V: En el techo, en los últimos 6,5 m del sondeo se observa un material de color grisáceo con abundantes bandeados de coloraciones rojizas, que son menos frecuentes en la base. Dominan las texturas lutíticas con una escasa fracción arenosa formada por granos silíceos y calcáreos, donde están presentes las concreciones carbonatadas porosas, a veces en forma de rizotúbulos, y los minerales ferruginosos. Hacia techo, en los últimos 1,5 m, las granulometrías dominantes son las arenas que contienen algunas gravas de morfología redondeada; el color es marrón oscuro.

Desde el punto de vista paleoambiental en este testigo es característica una sucesión de ambientes aluviales, lagunares y palustres. Comienza la serie con un depósito de ambiente aluvial (unidad I), formado en un medio subaéreo como indica la coloración rojiza del sedimento, consecuencia de la fijación de óxido de hierro en su forma férrica. Aparecen facies canalizadas en el techo que erosionan parte del nivel más fino subyacente. Más tarde, se instala un ambiente parcialmente encharcado (unidad II), donde alternan los procesos de reducción y oxidación, propio de una topografía plana con un nivel freático próximo a la superficie. A continuación, este sedimento sufre de nuevo con mayor rigor los procesos de oxidación y hacia techo son seccionados por nuevos fondos de canal que pierden energía hacia cotas más altas (unidad III). Esta secuencia positiva se repite en un depósito posterior que erosiona parte del material lutítico que caracteriza el nivel inferior, a partir de un momento más energético. Estos episodios aluviales podrían estar relacionados, dada su situación geográfica, con las facies distales de los abanicos aluviales procedentes de la Serra de Crevillent.

Un episodio de aguas restringidas someras coloniza parte de este espacio en un ambiente salobre (unidad IV), donde la especie dominante (*Miliolinella eburnea*) indica

una salinidad alta en un medio de condiciones anóxicas, como muestra la precipitación masiva de sulfuro de hierro. Las características micropaleontológicas y sedimentarias podrían hacer referencia a la pérdida de profundidad de la lámina de agua y al desarrollo de un ambiente palustre hacia el techo, debido a la formación de rizotúbulos, la colonización importante de la vegetación y la presencia exclusiva de ostrácodos. Hacia techo, este ambiente encharcado desaparece y en su lugar se identifican suelos hidromorfos (unidad V) que indican una desecación parcial del ambiente anterior. Finalmente, la sedimentación continental se instala en el techo con depósitos arenosos de color marrón, asimilable al desarrollo de un nivel edáfico actual.

SONDEO S-3. Las características estratigráficas de este testigo permiten diferenciar tres unidades sedimentarias, que de base a techo son:

Unidad I: En la base, entre -32 m y -22,5 m, aparece un sedimento versicolor con tonalidades rojizas, amarillentas y grisáceas de texturas dominantes limoarenosas; no obstante, se observan tres niveles de sedimento arcilloso de color grisáceo, entre -29 m y -28,4 m, entre -26 m y -25 m y entre -24 m y -23,5 m. En estas pasadas de arcillas es frecuente encontrar cristales de yeso en forma de rosas del desierto que, en los niveles más potentes, llegan a alcanzar tamaños de hasta 8 cm de diámetro. En el techo aumentan las proporciones de lutitas respecto al tamaño arena. La fracción arenosa está constituida por granos silíceos de morfología subangulosa y subredondeada, yeso acicular y concreciones ferruginosas y carbonatadas; éstas últimas en ocasiones en forma de rizotúbulos. Desde el punto de vista micropaleontológico se observan foraminíferos planctónicos y bentónicos diagenizados, procedentes probablemente de la reelaboración de sedimentos marinos previos; destaca la especie *Cibicides subhaidingeri*, con una proporción que aumenta en los sedimentos más arenosos. También se han identificado caparazones de foraminíferos y ostrácodos rotos sin diagenización aparente; dentro de la escasez son más frecuentes en los niveles arcillosos que no presentan cristales de yeso. Entre los primeros tenemos las especies *Miliolinella eburnea* y *Ammonia beccarii tepida* y entre los ostrácodos se han identificado fragmentos de valvas de *Cyprideis torosa*, con nodosidades.

Unidad II. En contacto erosivo con la unidad anterior, y entre -23,5 m y -8,5 m, se observa un material de textura lutítica con mucha materia orgánica que se concentra

sobre todo en dos niveles carbonosos: entre -18,6 m y -18,8 m y entre -21,6 m y -21,9 m. En general, predomina en toda la unidad la precipitación de sulfuro de hierro salvo en los niveles en los que aumenta la concentración de materia orgánica. La fracción arenosa está constituida sobre todo por restos biogénicos.

Desde el punto de vista micropaleontológico en las muestras basales la proporción de foraminíferos del suborden Miliolina constituyen el 50%, con la especie *Miliolinella eburnea*. El suborden Rotaliina está representado sobre todo por la asociación de *Ammonia beccarii tepida* y *Elphidium excavatum*, además de otras especies como *Trichohyalus aguayoi*, *Aubygnina perlucida*, *Haynesina germanica*, *Triloculina trigonula*, *Triloculina oblonga*, etc.; en las fracciones más pequeñas (>0,063 mm) son abundantes las especies *Buliminella elegantissima*, *Bolivina pseudoplicata* y *Bolivina punctata*. Se han encontrado también bivalvos y gasterópodos de aguas salobres como *Cerastoderma glaucum*, *Hydrobia* sp. y *Abra ovata* que constituyen una asociación típica de ambientes salobres con comunicación marina. Hacia el techo se han observado valvas del ostrácodo de aguas salobres *Cyprideis torosa*, con nodosidades, y dos especies de foraminíferos: *Ammonia beccarii tepida* y *Haynesina germanica*. En relación a los gasterópodos es estéril. La totalidad de los caparazones presentan señales de precipitación de pirita en mayor o menor grado.

Entre -17,6 m y -18,0 m y entre -9 m y -8,3 m aparecen dos niveles en los que aumenta la proporción de materia orgánica, deducida a partir de una coloración más negruzca, se caracteriza por un abundante contenido paleontológico donde destacan bivalvos, gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos. En el nivel oscuro de la base se han encontrado una gran cantidad de valvas de ostrácodos de las especies *Cyprideis torosa*, y caparazones de foraminíferos, tales como: *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica*, *Miliolinella eburnea*, *Elphidium excavatum*, *Triloculina trigonula*, *Triloculina oblonga*; además, se han identificado ejemplares de foraminíferos estenohalinos como *Adelosina laevigata* que presentan las conchas rotas. Han aparecido otros restos fósiles como gasterópodos lagunares (*Hydrobia* sp., *Abra ovata*), bivalvos (*Cerastoderma glaucum*), carofitas (*Lamprotamnium papulosum*) y un conjunto de especies de moluscos marinos que presentan los caparazones erosionados. El nivel negruzco del techo es muy semejante al anterior, con *Cerastoderma edule* y otros bivalvos y gasterópodos con señales de transporte, que se localizan junto a fauna

autóctona muy bien conservada, formada por una asociación monoespecífica de *Hydrobia* sp. y bivalvos como *Cerastoderma glaucum*. Los foraminíferos presentan una asociación mezclada donde las especies autóctonas son: *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica*, *Elphidium excavatum*, *Aubygnina perlucida*, *Miliolinella eburnea*, *Haplophragmoides* sp., *Haynesina depressula*, *Bolivina punctata*; todos ellos presentan un óptimo estado de conservación. Las especies estenohalinas que completan esta asociación resedimentada está formada por: *Elphidium crispum*, *Elphidium advenum*, *Elphidium aculeatum*, *Quinqueloculina aspera*, *Quinqueloculina seminula*, *Adelosina laevigata*, *Elphidium macellum*, *Adelosina colomi*, *Triloculina rotunda*, *Quinqueloculina quadrata*, *Adelosina duthiersi*, etc.

Los dos niveles carbonosos se caracterizan por presentar algunos caparzones rotos de las especies de foraminíferos *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica* y *Elphidium excavatum* y fragmentos del ostrácodo de agua dulce *Ilyocypris gibba*, además de conchas de gasterópodos dulceacuícolas como *Pseudamnicola* sp., *Gyraulus crista* (Linnaeus), junto a otros restos de gasterópodos terrestres como limacelas de pulmonados desnudos (babosas).

Unidad III. En el techo, en los últimos 8,3 m, aparece un sedimento lutítico de color marrón claro con mucha materia orgánica entre 0 y -4 m, aunque dominan las tonalidades grisáceas hasta -3 m. En la base de esta unidad se observa un nivel arenoso donde los granos más frecuentes son de cuarzo, hialino y hematoideo, y de naturaleza calcárea; todos ellos presentan morfología redondeada y subredondeada. Hacia el techo son frecuentes los carbonatos, muchas veces en forma de rizotúbulos.

Desde el punto de vista micropaleontológico se observan, en los sedimentos más arcillosos, moluscos gasterópodos dulceacuícolas de las especies *Hydrobia* sp., *Gyraulus crista*, *Pseudamnicola* sp., *Bithynia tentaculata*, carofitas de la especie *Lamprotamnium papulosum* y una masiva colonización de ostrácodos de aguas dulces o poco salobres, con las especies *Ilyocypris gibba* y *Cyprideis torosa*, con nodosidades. No se observan foraminíferos bentónicos.

Desde una perspectiva paleoambiental, la base de este sondeo constituye aparentemente un área dominada por la sedimentación aluvial con episodios de

encharcamientos esporádicos cercanos (unidad I), probablemente en facies de llanura de inundación, a partir de los cuales se resedimentan los escasos caparazones de ostrácodos y foraminíferos bentónicos que se encontrarían en estos charcos. Después de un período erosivo, se instala en este punto un nivel caracterizado por un ambiente de aguas restringidas, de salinidades altas dentro de un medio de aguas salobres (unidad II). La potencia que alcanza este depósito indica una estabilidad de los cuerpos de agua durante un largo período, condicionado por un fondo anóxico como sugiere la precipitación masiva de pirita en toda la unidad. Tanto la asociación de foraminíferos como de gasterópodos muestra un ambiente restringido con una clara comunicación marina que implica salinidades altas y explica la aparición de especies de moluscos y foraminíferos procedentes del mar abierto, cuyos caparazones están erosionados como consecuencia del transporte. Esta influencia marina es máxima en los niveles localizados entre -17,6 m y -18 m y entre -9 m y -8,3 m, donde la resedimentación de las especies estenohalinas es mucho más intensa. Las características de la fauna, la existencia de abundantes caparazones aporcelanados y la identificación de especies como *Miliolinella eburnea*, *Buliminella elegantissima* y *Aubygnina perlucida* indican un ambiente restringido pero de considerable salinidad, probablemente debida a una amplia comunicación con el mar abierto; esta facies ocuparía esta zona en momentos recientes durante un período de tiempo considerable dada la potencia del sedimento, con una ratio de sedimentación de hasta 7 mm/año (Soria *et al.*, 1999). El agua dulce procedería de la descarga del río Segura, que se localizaría a escasos kilómetros hacia el S. Por último, la unidad III hace referencia a un ambiente parcialmente encharcado, con mucha probabilidad en facies palustres dentro de un sistema fluvial que podría corresponder con el Segura; se trataría de un ambiente emergido con episodios de encharcamiento periódico de carácter muy somero y dulceacuícola. Por tanto, este depósito implicaría una retirada del nivel marino respecto a la unidad anterior y la consiguiente instalación de la sedimentación dominada por el medio continental; esta situación podría explicarse bien por un movimiento absoluto de carácter negativo del nivel del mar o por la construcción de una barra más efectiva en la zona litoral que propicie un alejamiento relativo de la línea de costa y una pérdida de salinidad del medio, además de una disminución de la longitud de la laguna. El tránsito desde aguas salobres hasta aguas dulceacuícolas ha sido propuesto en los últimos estadios evolutivos de l'Albufera de València (Robles *et al.*, 1985). Esta unidad está coronada por el desarrollo edáfico actual.

SONDEO S-4. Las características estratigráficas de este sondeo permiten distinguir dos unidades sedimentarias, que de base a techo son:

Unidad I. Entre -14 y -8,1 m aparece un sedimento de textura limoarcillosa de color grisáceo, aunque en la base, hasta los 13 m de profundidad, se observan granulometrías arenosas; entre -13 m y -11,9 m la proporción de arcillas aumenta al igual que el contenido en materia orgánica. La fracción arenosa está formada por granos silíceos, hialinos y hematoideos, clastos calcáreos y concreciones carbonatadas porosas; no obstante, éstas últimas son escasas. Son muy frecuentes las precipitaciones masivas de sulfuro de hierro. En el techo, entre -9,6 y -8,10 m se observa la existencia de bandeados rojizos que son más abundantes hacia las cotas superiores.

Desde el punto de vista micropaleontológico en el nivel arenoso de la base no se encuentra fauna autóctona y se han identificado algunas valvas de ostrácodos, además de foraminíferos planctónicos y bentónicos reelaborados. Hacia el techo, los niveles lutíticos están caracterizados por la abundante presencia de ostrácodos de aguas salobres (*Cyprideis torosa*). Entre -11,1 m y -10,5 m se constata la existencia de un nivel muy rico en gasterópodos y bivalvos de características semejantes a los que aparecen en el sondeo S-3, donde la asociación de foraminíferos, ostrácodos y moluscos muestra un ambiente restringido con influencia marina clara. Los foraminíferos presentan una asociación mezclada de especies eurihalinas y estenohalinas; las especies identificadas son *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica*, *Miliolinella eburnea*, *Elphidium macellum*, *Quinqueloculina seminula*, *Quinqueloculina quadrata*, *Triloculina oblonga*, *Quinqueloculina aspera*, etc. Los caparzones de las especies estenohalinas presentan señales de transporte.

Unidad II. Los últimos 8,1 m de este sondeo están constituidos por un material de color marrón grisáceo y textura limoarenosa. Entre la base y -5,1 m dominan las fracciones arenosas que presentan una coloración más rojiza entre -6,6 m y -6,0 m. La fracción arenosa está formada por granos calcáreos y silíceos, que tienen morfología subredondeada y subangulosa, así como algunos restos biogénicos aunque muy escasos.

Desde el punto de vista micropaleontológico destacan los caparzones de foraminíferos bentónicos y planctónicos diagenizados procedentes de la reelaboración

de niveles marinos más antiguos, tales como *Cibicides subhaidingeri*, *Nonion commune*, *Hanzawaia boueanum*, etc. Junto a éstos destacan especies de gasterópodos terrestres y algunas valvas de ostrácodos de agua dulce como *Ilyocypris gibba*; estos últimos se localizan sobre todo entre -4,2 m y -2,1 m.

Desde el punto de vista paleoambiental, en este sondeo se aprecian dos tipos de ambientes, uno palustre (unidad I) que incluye niveles donde aumenta el espesor de la lámina de agua, lo que facilita la colonización por una fauna de moluscos y de foraminíferos bentónicos que indican, como en los niveles semejantes encontrados en el sondeo S-3, un ambiente salobre con un alto contenido en sal y una clara incidencia del medio marino. No obstante, mientras que en aquel perfil el nivel restringido con clara comunicación marina era muy estable y potente, en este sondeo se manifiesta con un escaso espesor incluido dentro de facies palustres donde también son características las condiciones anóxicas del medio, como indica la precipitación de sulfuro de hierro. Hacia techo, en contacto progresivo, este ambiente palustre va colmatándose, primero en forma de suelo hidromorfo y después dominado por la sedimentación subaérea que parece tener la influencia de ambientes palustres cercanos. En el techo del sondeo se observa el desarrollo de niveles edáficos actuales.

SONDEO S-5. Las características estratigráficas de este testigo permiten diferenciar cuatro unidades sedimentarias:

Unidad I. En la base, entre -32 m y -20 m, se registra un sedimento de color marrón grisáceo con texturas variables: las fracciones lutíticas se observan desde la base hasta -27 m, punto a partir del cual se constata en aumento de las arenas que son dominantes desde -24,5 m hasta el techo. La fracción arenosa está constituida por granos calcáreos y silíceos de morfología subangulosa, yeso lenticular en forma de rosas del desierto y concreciones ferruginosas. Desde el punto de vista micropaleontológico se han identificado algunos caparazones de *Ilyocypris gibba* y de *Cyprideis torosa* con nodosidades.

Unidad II. Con una potencia de 5 m esta unidad se caracteriza por presentar texturas lutíticas de color grisáceo, con una escasa fracción arenosa compuesta por granos calcáreos y silíceos y concreciones porosas carbonatadas. En el techo de esta

unidad aumenta el contenido en materia orgánica y se observan restos de moluscos. Desde el punto de vista micropaleontológico, se han identificado especies de foraminíferos de ambientes restringidos como *Ammonia beccarii tepida* y valvas de ostrácodos de aguas salobres como *Cyprideis torosa*; en el techo se constata la existencia de otras especies eurihalinas como *Haynesina germanica*, *Haynesina depressula*, *Elphidium excavatum*, *Miliolinella eburnea* y *Aubygnina perlucida*, además de especies estenotópicas que presentan señales de transporte debido a la rotura de gran parte de los caparazones, éstas son: *Lobatula lobatula*, *Elphidium macellum*, *Quinqueloculina bicornis*, *Triloculina oblonga*, *Adelosina laevigata*, *Adelosina colomi*, *Astrononion sidebottomi*, *Adelosina duthiersi*, *Elphidium aculeatum*, *Quinqueloculina agglutinans*, *Quinqueloculina aspera* y *Ammonia beccarii beccarii*.

Unidad III. Entre -15 m y -10 m aparece un material donde se observa una alternancia de texturas lutíticas y arenosas con distintos colores. Desde la base hasta -14 m se han identificado intercalaciones de arena y lutitas a pequeña escala de color gris oscuro. Hacia el techo y hasta los -12 m existe un sedimento arenoso de color grisáceo que presenta coloraciones más claras hacia cotas más altas y, por último, entre -12 m y -10 m destacan las texturas lutíticas. La fracción arenosa está compuesta por granos silíceos y calcáreos con algunos restos biogénicos muy erosionados; en los sedimentos lutíticos, además, son frecuentes los rizotúbulos y las concreciones carbonatadas. En el techo de esta unidad se constata la existencia de niveles de carbón.

Desde el punto de vista micropaleontológico, se observan bivalvos y gasterópodos entre -12 m y -11 m, caracterizados por una menor abundancia y tamaño respecto a los que aparecen en los niveles ricos en fauna del sondeo S-3. Se han identificado conchas de *Cerastoderma glaucum*, y caparazones de foraminíferos de las especies *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica* y *Trichohyalus aguayoi*, aunque lo dominante son las valvas del ostrácodo de aguas salobres *Cyprideis torosa*. Hacia el techo, entre -11 m y -10 m, se han observado restos de carofitas (*Lamprotamnium papulosum*) y fragmentos de los ostrácodos *Cyprideis torosa*, con nodosidades, e *Ilyocypris gibba*, que muestran una menor salinidad del agua respecto al nivel anterior.

Unidad IV. En el techo del testigo, en los últimos 10 m aparecen sedimentos de texturas predominantemente lutíticas, aunque en la base se ha identificado un nivel arenoso entre -10 m y -8,5 m; a partir de ésta última cota la fracción arenosa disminuye hasta casi desaparecer. El color que caracteriza estos sedimentos es el marrón rojizo aunque se observan señales de procesos de reducción, sobre todo entre -8,5 m y -6,4 m y entre -4 m y -2 m. La fracción arenosa está compuesta por granos silíceos y calcáreos además de concreciones ferruginosas y carbonatadas. Desde el punto de vista micropaleontológico se han observado en la base algunos fragmentos de ostrácodos de aguas dulceacuícolas (*Cyprideis torosa*, con nodosidades e *Ilyocypris gibba*) y restos de gasterópodos terrestres.

Desde el punto de vista paleoambiental, la secuencia estratigráfica obtenida en este testigo presenta en la base un sedimento que podría hacer referencia a una llanura de inundación con sistemas palustres dulceacuícolas asociados (unidad I), que son la fuente de alimentación de los fragmentos de ostrácodos encontrados. Posteriormente, se constata la instalación de un ambiente restringido (unidad II), donde se aprecia una acusada influencia marina en el techo; el ambiente identificado es muy similar al que aparece en el sondeo S-3 y, al igual que en el testigo S-4, en esta secuencia es bastante menos potente. Más tarde, la unidad III hace referencia a la invasión parcial de este ambiente restringido por la sedimentación continental con una recuperación parcial de los ambientes restringidos que tienden a desaparecer hacia el techo, primero a partir de un suelo hidromorfo, que corona la unidad III, y después con la instalación definitiva de condiciones subaéreas (unidad IV), con zonas palustres cercanas que son colonizadas por ostrácodos de aguas dulces. En el techo del sondeo se observa el desarrollo de niveles edáficos actuales.

SONDEO S-6. En este testigo las características estratigráficas permiten diferenciar dos unidades sedimentarias, que de base a techo son:

Unidad I. En la base, entre -22 m y -11,3 m, aparece un material de coloración rojiza con intercalaciones bandeadas de color grisáceo y una textura lutítica. La escasa fracción arenosa está compuesta por granos silíceos y calcáreos, además de concreciones carbonatadas y ferruginosas. Desde el punto de vista micropaleontológico se han observado fragmentos de valvas de ostrácodos y un conjunto de caparzones

diagenizados de foraminíferos planctónicos y bentónicos; entre los últimos destacan *Cibicides subhaidingeri*, *Nonion commune*, etc.

Unidad II. En los últimos 11,3 m del testigo se han identificado materiales de texturas lutíticas, donde la base, entre -11,3 y -9 m, está constituida por fracciones arenosas oscuras de forma dominante; ésta secuencia granodecreciente presenta un color marrón grisáceo. La fracción arenosa está compuesta por granos de naturaleza silíceo y calcárea y concreciones carbonatadas en forma de rizotúbulos; éstas últimas se relacionan sobre todo con los niveles de texturas arenosas. Desde el punto de vista micropaleontológico se han identificado foraminíferos diagenizados que proceden de la reelaboración de niveles marinos más antiguos y fragmentos de valvas de ostrácodos de aguas dulces como *Ilyocypris gibba*.

Desde el punto de vista paleoambiental en este testigo se suceden ambientes formados en un medio subaéreo, aunque en la base debido a la alternancia de procesos de oxidación y reducción se constata la existencia de un nivel freático alto (unidad I). Las características sedimentarias y micropaleontológicas de la unidad II refleja un medio emergido probablemente en facies de llanura de inundación, con zonas palustres cercanas. En cualquier caso, no se aprecian en estos materiales los niveles restringidos con clara influencia marina que ocupan gran parte de los sedimentos que caracterizan el sondeo S-3, y en menor medida los testigos S-4 y S-5; los ambientes identificados aquí son más semejantes a los descritos en el sondeo S-2.

8.5.3.- SECUENCIAS DE GUARDAMAR DEL SEGURA (fig. 8.62)

La secuencia de la zona costera de Guardamar del Segura ha sido obtenida a partir de tres sondeos mecánicos localizados detrás del Puerto Deportivo, que han sido cedidos por la empresa Sondeos, Estructuras y Geotécnica, S. A. En estos testigos ha sido realizado un estudio estratigráfico y un muestreo en función del resultado anterior, con objeto de determinar el contenido faunístico.

Los datos referentes a estos sondeos se indican en el siguiente cuadro:

SONDEO	UTM	ALTITUD (m)	PROFUNDIDAD (m)
G-1	30SYH064208	1	36
G-2	30SYH066206	1	20
G-3	30SYH066208	1	36

Desde el interior hacia la costa las secuencias estudiadas en Guardamar del Segura son:

SONDEO G-1. Entre -36 m y $-21,5$ m aparece un sedimento de color grisáceo y textura lutítica con una laminación interna paralela, marcada por la precipitación de óxido de hierro en forma laminar. En contacto progresivo se aprecian hacia el techo, hasta $-17,8$ m, fracciones arenosas granoseleccionadas de color marrón parcialmente cementadas; en la base estos sedimentos se mezclan con los depósitos lutíticos subyacentes. Hacia cotas superiores, y hasta los $-15,5$ m, se ha identificado una arenisca calcárea diagenizada de color grisáceo, en contacto erosivo respecto al material subyacente, que presentan moldes internos y caparazones de bivalvos y gasterópodos de hábitat marino. En contacto erosivo respecto a la calcarenita, y hasta los $-13,5$ m, se observan arenas de tamaño medio y color marrón parcialmente cementadas que dan paso hacia techo a una nueva formación de arenas gruesas muy ricas en conchas de bivalvos de salinidad normal marina, que presenta un menor grado de consolidación hacia las cotas superiores. A partir de $-11,1$ m hasta los -8 m aparecen texturas arenosas con limos de color marrón grisáceo, que hacia techo pasan a fracciones arenosas de tamaño fino de color gris oscuro. Entre -5 m y $-3,5$ m se han observado materiales de texturas limoarcillosas de color grisáceo, que hacia la base presentan granulometrías más gruesas; se han apreciado caparazones de gasterópodos terrestres y una gran cantidad de vegetación descompuesta de color negruzco. Los últimos $3,5$ m del testigo están ocupados por sedimentos compuestos por arenas finas sueltas de color marrón que tienen proporciones de limos y arcillas entre $-1,8$ m y $-2,4$ m; en todo el nivel son frecuentes las raíces y los restos de vegetación actual.

Desde el punto de vista paleoambiental en esta secuencia se observa la sucesión de ambientes litorales en un sistema de restinga-albufera. Sobre los ambientes

restringidos observados en la base se depositan sedimentos dunares parcialmente cementados sobre los cuales se conserva un depósito de playa, caracterizado por la abundancia de fauna marina y por la alta consolidación que presenta el material. La sucesión en la vertical de estos ambientes revelan una situación de aproximación de la línea de costa. A continuación la presencia de arenas marrones granoseleccionadas y un nuevo depósitos de areniscas calcáreas menos cementadas, podrían indicar un pequeño retroceso de la línea de costa y un movimiento de avance posterior de igual magnitud. A partir de este punto la superposición de los ambientes muestra una situación contraria, es decir, un alejamiento de la línea de costa. Después de estos depósitos de playa las arenas limosas, las arenas oscuras y las arenas limosas con vegetación que se suceden hasta los $-3,6$ m podrían mostrar una secuencia de *backbarrier flat*. Finalmente, se observan sedimentos arenosos sueltos que se relacionarían con los depósitos eólicos actuales, donde se ha identificado un nivel arcilloso intercalado que podrían relacionarse con una depresión interdunar.

SONDEO G-2. Entre -20 m y -14 m se observa un material de textura arenosa granoseleccionada de color marrón claro que se presenta parcialmente consolidada. Está compuesta por clastos de cuarzo y calcita, de morfología rodada, con abundantes precipitaciones de óxido de hierro entre -18 m y $-16,8$ m. Hacia la base el tamaño de grano es más grueso y son frecuentes los restos biogénicos. En contacto progresivo se depositan sedimentos arcillosos con arenas de color grisáceo, encima de los cuales se ha encontrado, en contacto erosivo, una arenisca calcárea grisácea con cantos aplanados y fragmentos de conchas pertenecientes a bivalvos y gasterópodos de hábitat marino. Con una nueva superficie erosiva y hasta los $-4,3$ m aparece un material bien clasificado de textura arenosa, de tamaño fino y color grisáceo. Finalmente, los últimos $4,3$ m del testigo están ocupados por arenas finas de color marrón que progresivamente se vuelven más oscuras hacia el techo.

Desde el punto de vista paleoambiental, al igual que el sondeo G-1, se detecta una sucesión de ambientes litorales: comienza con un depósito eólico suelto sobre el cual se sedimentan arcillas y limos grisáceos que podrían corresponder a facies de albufera e incluso de *backbarrier flat*. Una rápida aproximación de la línea de costa se refleja en la calcarenita que se localiza a continuación, que probablemente corresponde a facies de *shoreface*. Más tarde, la aparición de arenas grisáceas podría relacionarse

con sedimentos de *backshore* o *backbarrier flat* que hacia techo son invadidos por las formaciones dunares actuales; éstas presentan en esta área una morfología plana debido a su arrasamiento.

SONDEO G-3. En la base del sondeo, y hasta -30,5 m, se observa la presencia de lutitas de color marrón amarillento, en las cuales aumenta progresivamente hacia el techo, desde -32,8 m, la cantidad de arena. La fracción arenosa está formada sobre todo por granos de arenisca, silíceos y calcáreos. Entre -30,5 m y -28 m aparece un depósito de calcarenita, con gran cantidad de cantos aplanados; presenta una diagénesis muy intensa entre -30,5 y -30 m, lo que ha supuesto la disolución de la totalidad de las conchas, de forma que la mayor parte de las veces se observan moldes internos de moluscos. En el resultado de la interpretación de la lámina delgada destaca la abundancia de elementos muy antiguos, constituidos por fragmentos de rocas metamórficas y caparzones de *Orbitolina* sp. (fig. 8.63a y b). La fracción arenosa está compuesta por granos de cuarzo y calcáreos y foraminíferos bentónicos con caparzones erosionados, donde destacan las especies *Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium macellum*, *Rosalina globularis* y *Elphidium crispum*; el número de individuos es muy bajo ya que lo dominante son los litoclastos. En el contenido fósil encontrado también se incluyen restos de bivalvos muy rodados.

A continuación, y hasta los -22,8 m, se identifica un material de textura arenosa de tamaño fino y color gris claro, que presenta una intercalación de sedimentos de color marrón rojizo, entre -25,8 y -25,2 m, consecuencia de la actuación de procesos de oxidación. La fracción arenosa está compuesta por granos silíceos y un abundante número de foraminíferos bentónicos, que aumentan de proporción hacia el techo. Las especies más frecuentes son *Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium macellum*, *Lobatula lobatula*, *Elphidium crispum*, *Elphidium aculeatum*, *Rosalina globularis* y, sobre todo, *Elphidium complanatum*. Hacia el techo, entre -22,8 m y -21,5 m, aparecen un segundo depósito de arenisca calcárea con abundantes cantos de morfología aplanada y muchos fragmentos de moluscos marinos que conservan la concha (fig. 8.63b).

Un depósito de textura arcillosa de color grisáceo caracteriza el testigo hasta los -18,2 m. En este sedimento se observa una laminación paralela formada por capas de precipitados de óxido de hierro de menos de 1 mm de espesor, que alternan con otras

más grandes de limos grises. A partir de $-19,2$ m se registra un aumento de las proporciones de arena y un cambio de color hacia marrón claro, donde se observa una intensa precipitación de óxido de hierro en forma de concreciones, que constituyen la mayor parte de la fracción arenosa. Entre $-18,2$ m y $-17,8$ m aparece un tercer nivel calcarenítico constituido por arenas silíceas y calcáreas y una gran cantidad de restos de moluscos de hábitat marino; están presentes los cantos y gravas de morfología aplanada. La interpretación de la lámina delgada indica la predominancia de los elementos carbonatados con una matriz micrítica; son frecuentes los pelets fecales y los granos de oomicrita (fig. 8.63c).

Desde $-17,8$ m hasta $10,5$ m se observan de nuevo las texturas lutíticas de color grisáceo con dos intercalaciones de materiales arenosos de color marrón claro que se caracterizan por la presencia de precipitados de óxidos de hierro y ciertas proporciones de texturas limosas; la fracción arenosa de estos niveles está constituida por granos de arenisca, silíceos y calcáreos y, desde el punto de vista micropaleontológico, incluye caparazones de foraminíferos de las especies *Ammonia beccarii beccarii*, *Neoconorbina terquemi* y *Elphidium complanatum*. Los materiales arcillosos presentan una laminación plana paralela como en el nivel lutítico anterior con láminas de menos de 1 mm de espesor de precipitados de hierro en su forma férrica. La escasa fracción arenosa está compuesta por granos de cuarzo y de naturaleza calcárea y no se aprecian caparazones de foraminíferos ni ningún otro resto biogénico. Entre $-10,5$ m y -8 m se reconoce un cuarto nivel de playa, parcialmente consolidada, en contacto erosivo respecto al material anterior, formado por arena gruesa de color marrón con una gran cantidad de conchas de bivalvos. La interpretación de la lámina delgada muestra una facies típica de playa, constituida por cuarzo de morfología subredondeada que supone el 50% de los granos; el resto está compuesto por bioclastos más redondeados y erosionados. Destaca la ausencia de matriz y el escaso cemento. Desde el punto de vista micropaleontológico se aprecian pelets fecales, gasterópodos, briozoos, etc; todos ellos están orientados en función de la acción de algún agente de transporte (fig. 8.63c y d).

Finalmente, en contacto erosivo respecto al sedimento anterior, los últimos 8 m del sondeo están ocupados por texturas arenosas bien clasificadas; presentan un color gris oscuro hasta los -3 m, cota a partir de la cual adquieren una coloración marrón claro, donde abundan los restos de raíces procedentes de la vegetación actual. Está

formada sobre todo por granos calcáreos y silíceos y, desde el punto de vista micropaleontológico, aparecen caparazones de foraminíferos bentónicos, especialmente en los materiales más oscuros. Las especies más frecuentes son: *Asterigerinata mamilla*, *Lobatula lobatula*, *Miliolinella circularis*, *Nonion commune*, *Quinqueloculina* sp., y fragmentos de caparazones aporcelanados. Estos individuos son escasos ya que lo predominante son los litoclastos.

Desde el punto de vista paleoambiental esta secuencia conserva los depósitos de cuatro niveles de playa localizados a 29 m, 22 m, 17 m y 9 m de profundidad. Estas areniscas calcáreas indican cuatro momentos de aproximación de la línea de costa que se intercalan con otros subambientes litorales. La más antigua y más diagenizada sólo presenta moldes internos y externos de moluscos y, hacia el techo, las más recientes, aumentan progresivamente la proporción de conchas conservadas respecto a los moldes, hasta que en los dos niveles más superficiales son dominantes los fragmentos de conchas. Se han identificado laminaciones paralelas en sedimentos lutíticos con precipitaciones de óxido de hierro que podrían hacer referencia a medios lagunares; los materiales arenosos oscuros localizados sobre el cuarto nivel de playa podrían indicar facies de *backshore* o de *backbarrier flat*, al igual que el identificado en el sondeo G-2, que son invadidas posteriormente por los sistemas dunares actuales.

8.5.4.- SECUENCIAS DE LA COSTA (fig. 8.64)

La secuencia de la zona costera entre las Salinas de Pinet y la desembocadura del río Segura ha sido obtenida a partir de cinco sondeos mecánicos geotécnicos extraídos de la tesis doctoral de Cortés (1988). Los ambientes que aquí se exponen proceden de la estratigrafía realizada por este autor con fines geotécnicos.

Los datos referentes a estos sondeos se indican en el siguiente cuadro:

SONDEO	UTM	ALTITUD (m)	PROFUNDIDAD (m)
C-1	30SYH077 267	3,8	11
C-2	30SYH068 235	6,4	10,3
C-3	30SYH068 237	2,6	16,3
C-4	30SYH066 239	6,7	15,5
C-5	30SYH065 206	4,5	18,4

La base de la mayor parte de los sondeos está constituida por un nivel de texturas lutíticas de color marrón amarillento y verdoso y de similares características al que conforma la base del sondeo G-3, de Guardamar del Segura. En la base del sondeo C-5 aparece una arenisca calcárea de color blanquecino muy rica en restos fósiles, con pasadas muy ricas en fragmentos biogénicos. Los niveles de arenisca son más frecuentes y más potentes en los sondeos localizados en posiciones más meridionales. En la secuencia C-5 aparece un segundo nivel de playa entre -10 y -2,5 m de color amarillento que se capta en los sondeos C-3 y C-4 con un menor espesor; que en ocasiones presentan un nivel de cantos aplanados en la base, como es el caso de los testigos C-3 y C-5. Un nivel calcarenítico de color grisáceo se observa en los sondeo C-1, C-2 y C-5, en torno a los -6 m; se trata de una arenisca calcárea muy cementada con abundantes restos fósiles, semejante a las encontradas alrededor de los -12 m en los sondeos G-1 y G-2 y de -9 m en el sondeo G-3, de Guardamar del Segura. Hacia el techo de los sondeos C-1, C-3 y C-5 se identifica un nivel arenoso, que contiene cantos aplanados en el sondeo C-1, y que hacia las cotas superiores aumenta las proporciones de lutitas. Este material podría interpretarse, al igual que en los sondeos de Guardamar del Segura como un depósito litoral que indica un alejamiento de la línea de costa respecto al sedimento subyacente. En algunos sondeos (C-2 y C-4) estas arenas presentan una coloración marrón, ya que están situados en puntos más cercanos de la línea de costa. Por último, los techos de todos los testigos están formados por materiales arenosos de tamaño fino constituidos por granos de calcita y cuarzo, que se relacionan con el sistema dunar actual, donde es frecuente encontrar raíces de la vegetación que coloniza este subambiente en la actualidad. La mayoría de los testigos presentan un nivel arcilloso intercalado en estos sedimentos que podría hacer referencia a una depresión interdunar.

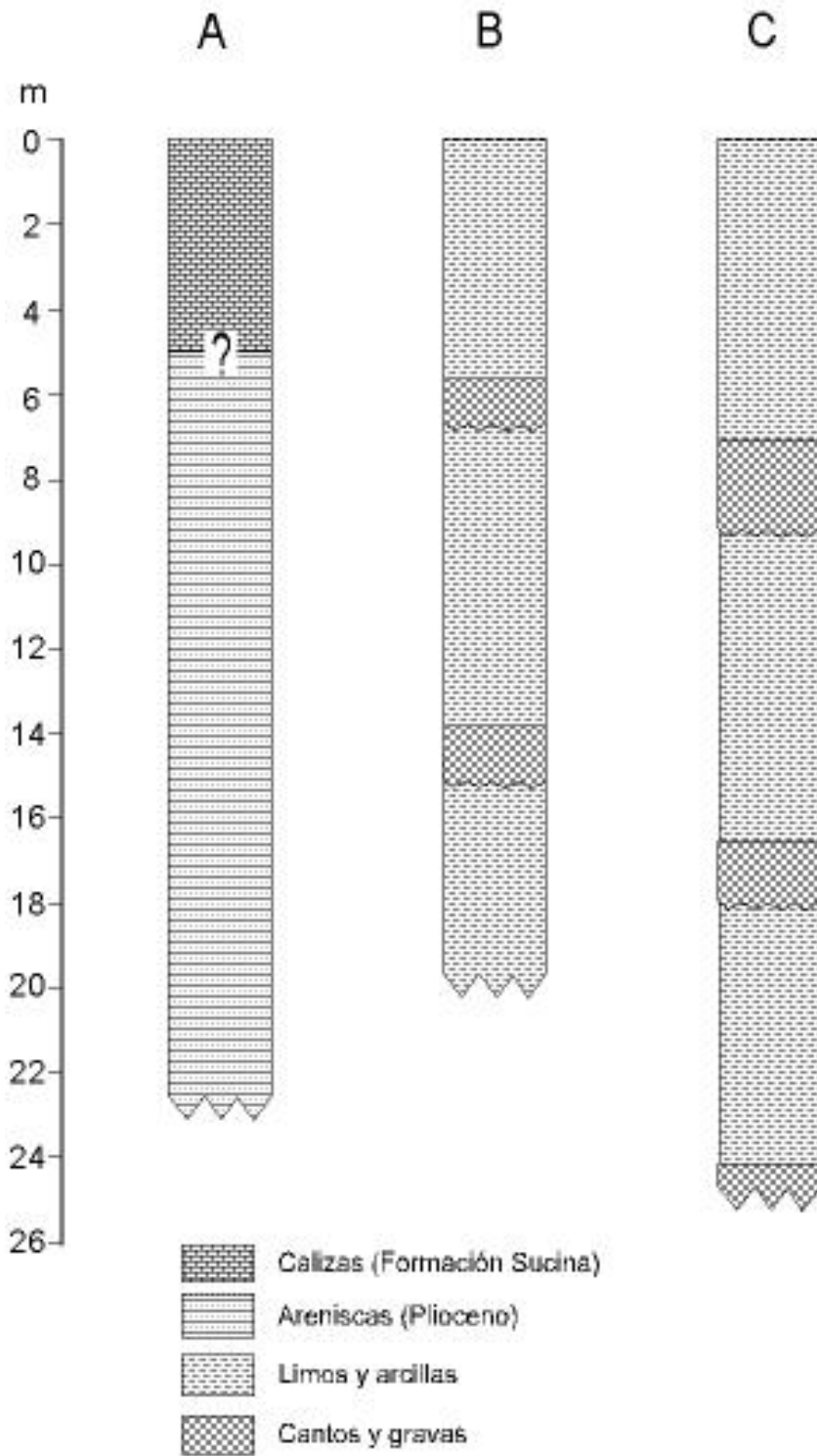


Fig. 8.59. Columnas A, B y C de la secuencia del abanico del Vinalopó

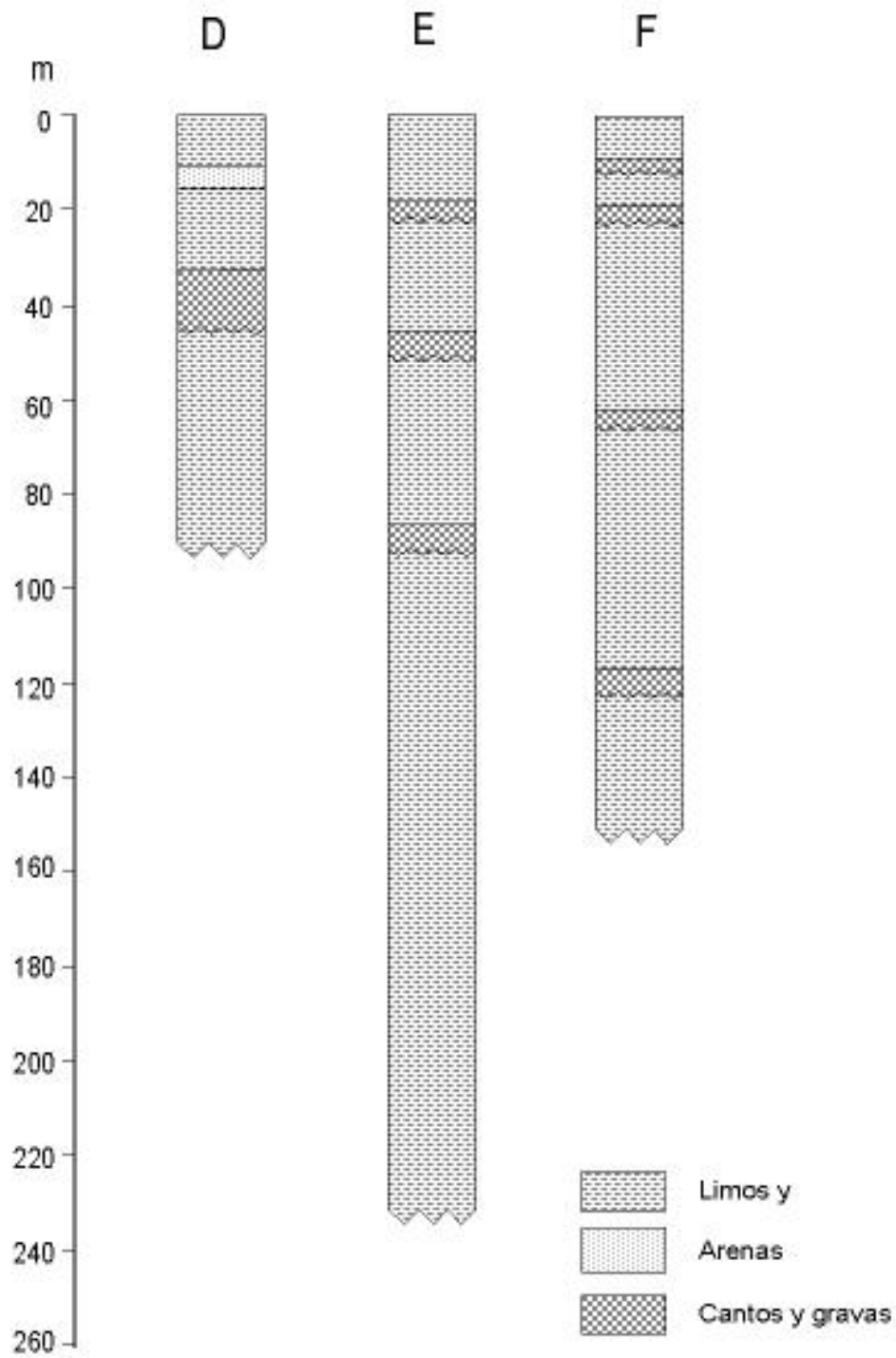


Fig. 8.60. Columnas D, E y F de la secuencia del abanico del Vinalopó

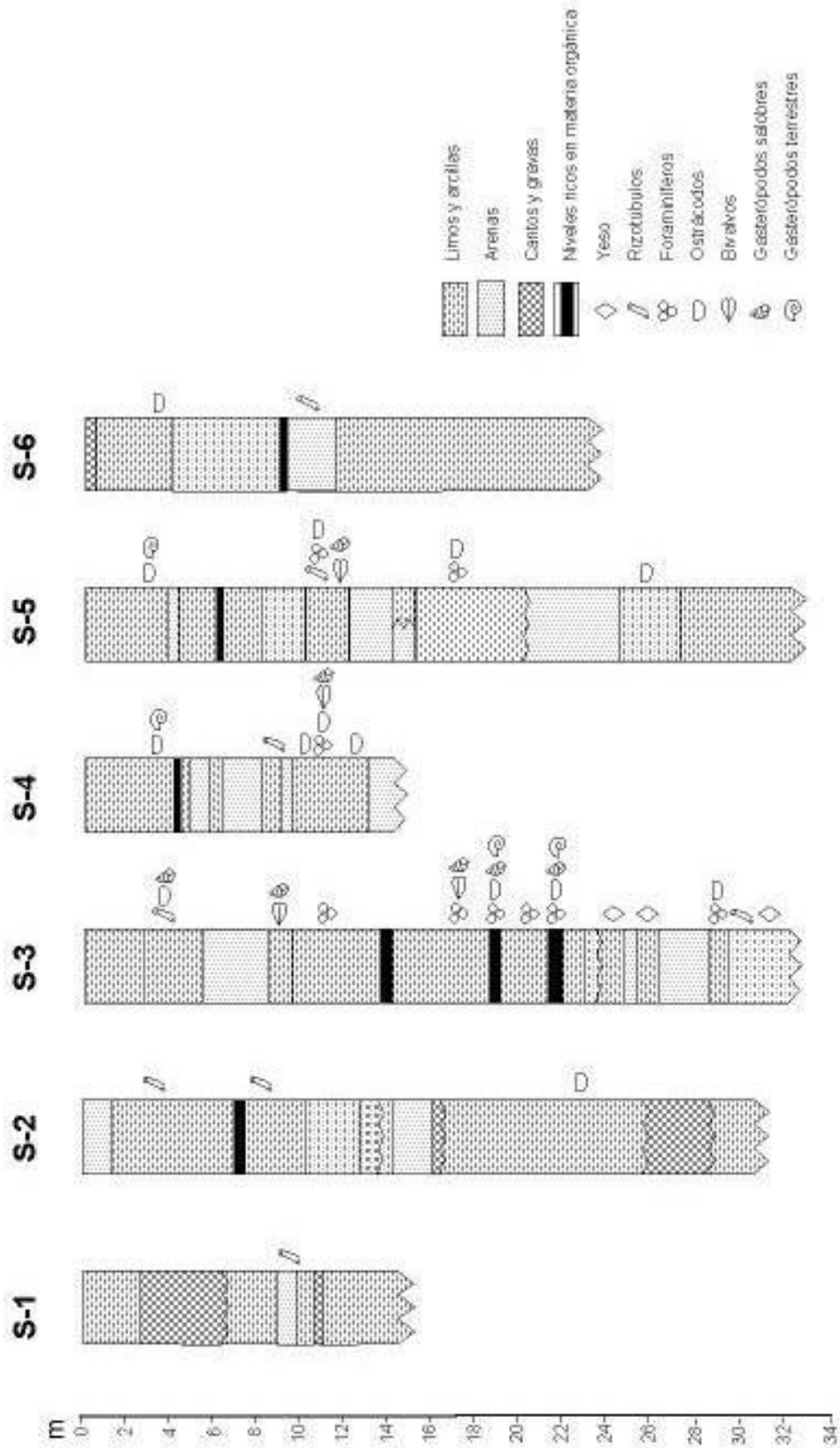


Fig. 8.61. Columnas estratigráficas de la secuencia del Bajo Segura

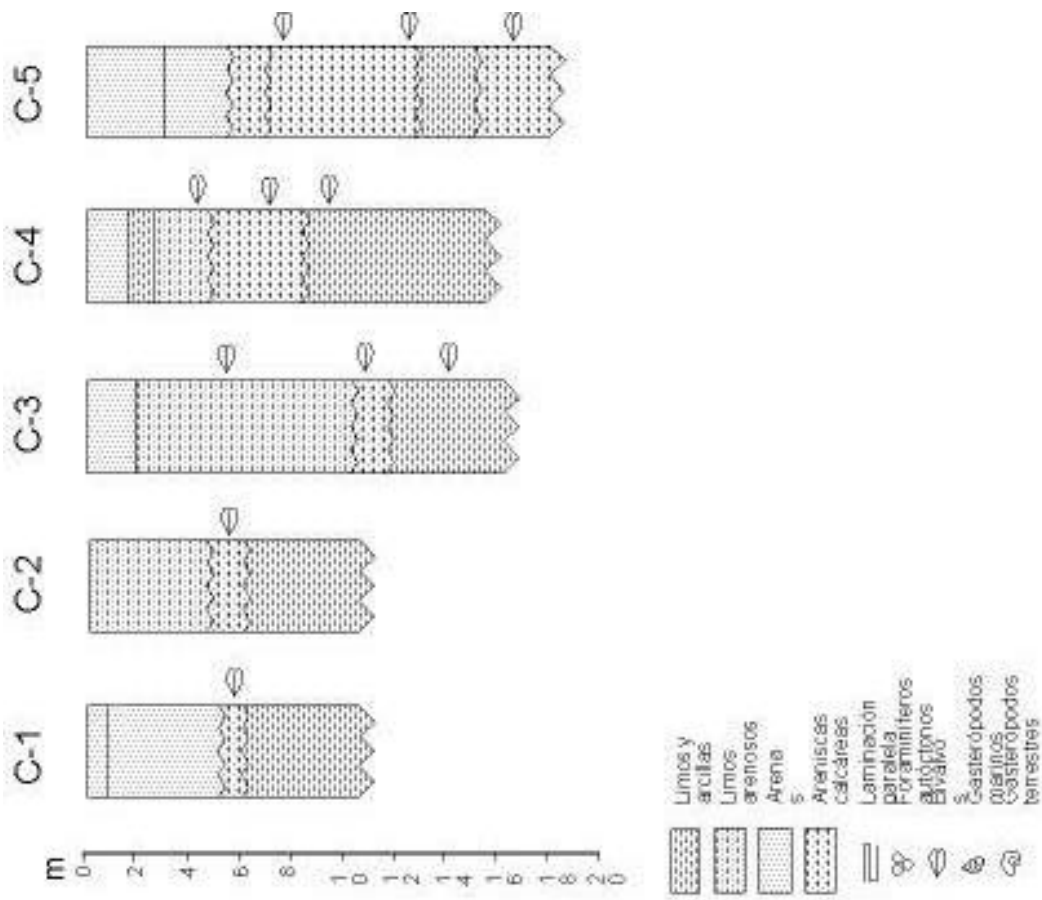


Fig. 8.64. Columnas estratigráficas de la secuencia de la costa. Datos tomados de Cortés (1988)

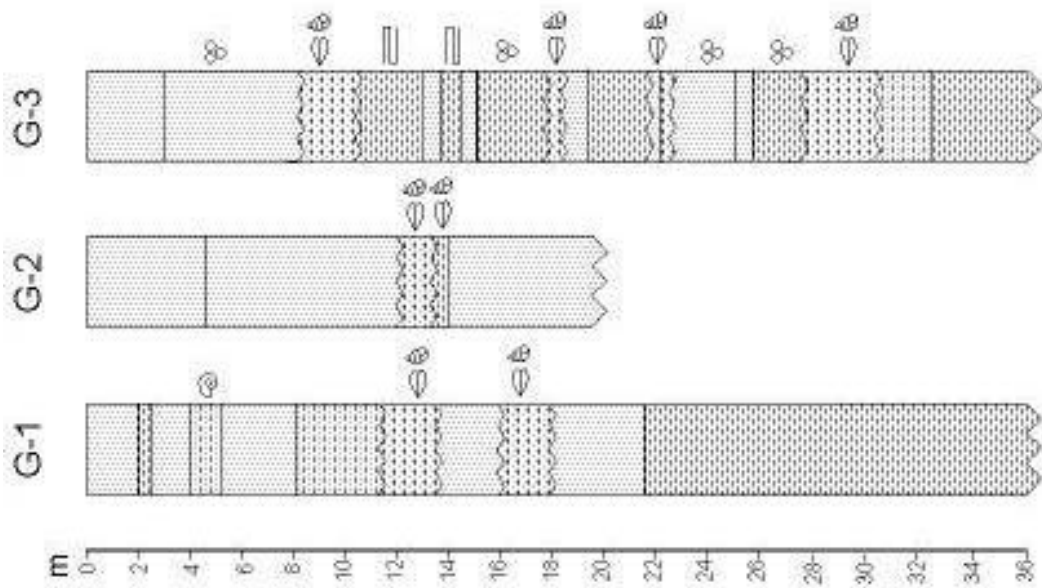
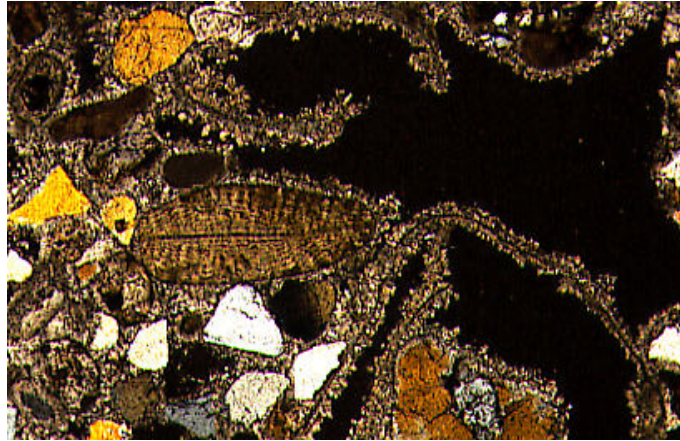


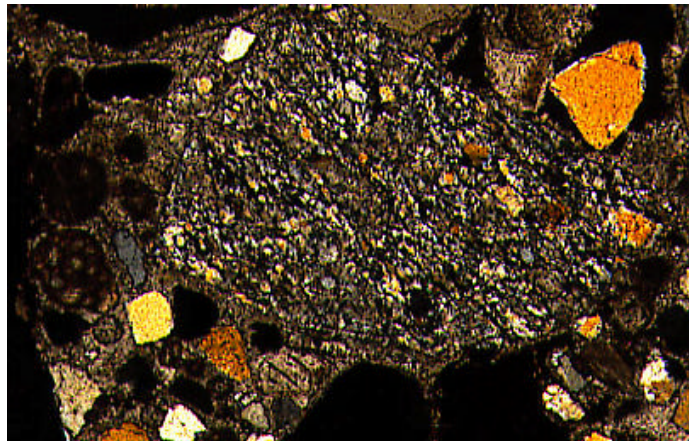
Fig. 8.62. Columnas estratigráficas de la secuencia de Guardamar del Segura



1



2



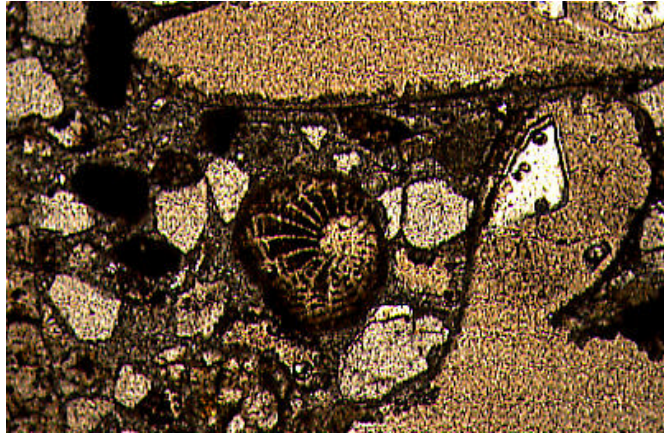
3

Fig. 8.63a. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de diversos fósiles y litoclastos encontrados en el nivel consolidado de -29 m (sondeo G-3).

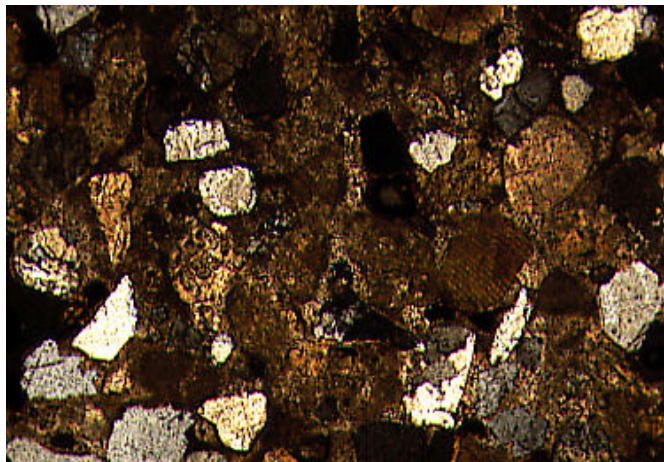
1.- Facies litorales que incluyen un ortofragmínido de edad terciaria. Playa de -29 m. Nícoles cruzados. Destaca el contenido en cuarzo, subredondeado. 100x

2.- Facies litorales que incluyen un orbitolínido del cretácico. Playa de -29 m. 100x

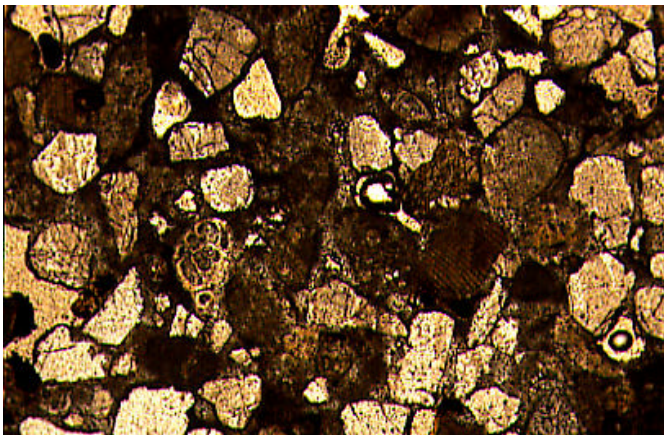
3.- Facies litorales con un fragmento de materiales metamórficos y granos de cuarzo subredondeados. Playa de -29 m. Nícoles cruzados. 100x



4



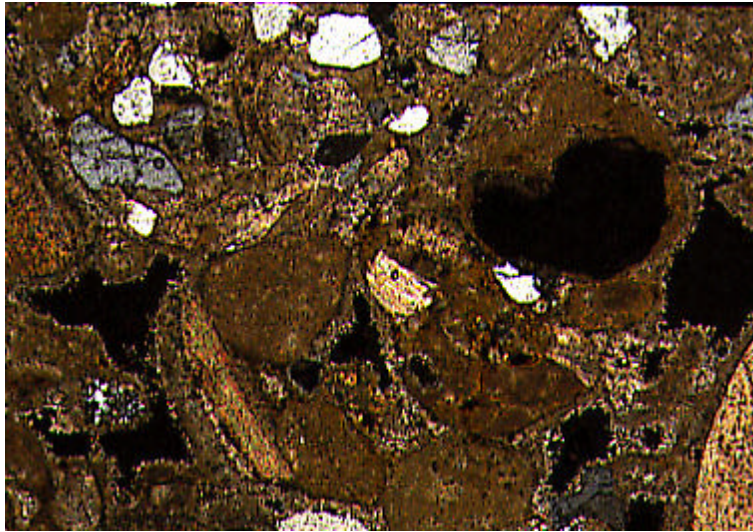
5



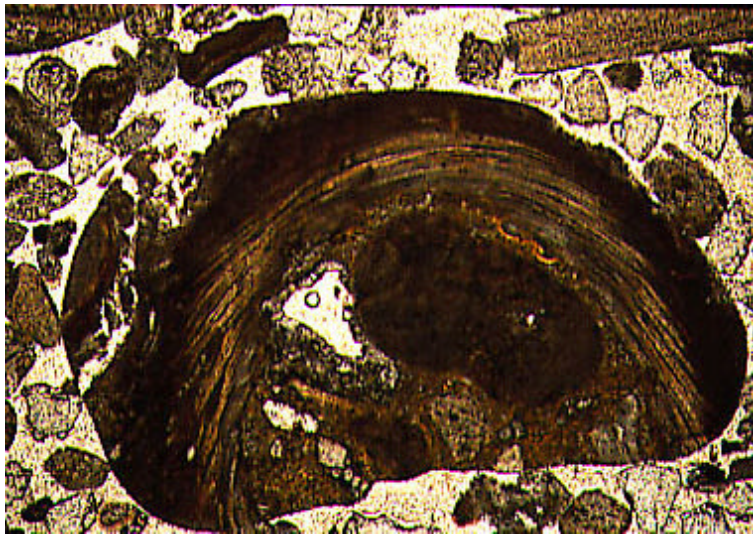
6

Fig. 8. 63b. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de diversos fósiles y litoclastos encontrados en los niveles consolidados del sondeo G-3, correspondientes a las playas de -29 m y -22 m s.n.m.

- 4.- Facies litorales con foraminíferos del género *Elphidium*. Playa de -29 m. 100x
- 5.- Facies litorales. Playa de -22 m. Nícoles cruzados. Destaca el contenido en cuarzo, subredondeado. 100x
- 6.- Facies litorales. Playa de -22 m. 100x



7

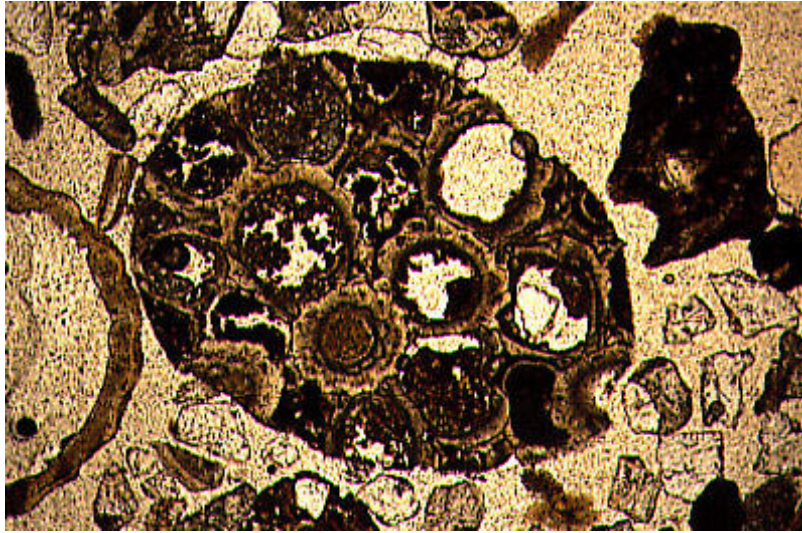


8

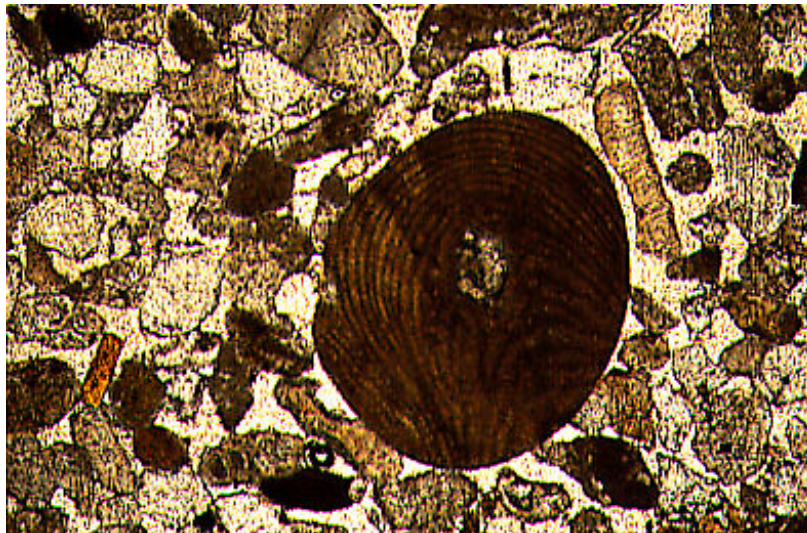
Fig. 8.63c. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de diversos fósiles y litoclastos encontrados en los niveles consolidados del sondeo G-3, correspondientes a las playas de -17 m y -9 m s.n.m.

7.- Facies litorales, con contenido en cuarzo subredondeado. Playa a -17 m. Nícoles cruzados. 120x

8.- Facies litorales, fragmento de molusco. Playa a -10 m. 120x.



9



10

Fig. 8.63d. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de diversos fósiles y litoclastos encontrados en el nivel consolidado de -10 m (sondeo G-3).

9.- Fragmento rodado de una oomicrita. Playa a -10 m. 120x

10.- Facies litorales, fragmento rodado de algas melobesias (*Lithothamnium*). Playa a -10 m. 120x.

8.6.- Depósitos pliocenos y cuaternarios del Cap de Santa Pola y de la Serra del Molar y su relación con l'Albufera d'Elx. Caracterización de los depósitos actuales

En este capítulo se pretende caracterizar los depósitos pliocenos, cuaternarios y actuales de superficie con objeto de compararlos desde el punto de vista micropaleontológico y sedimentológico con los materiales que aparecen en los sondeos realizados en l'Albufera d'Elx. A continuación se exponen los resultados de los estudios llevados a cabo en los sedimentos pliocenos, en las playas cuaternarias que afloran en el Cap de Santa Pola y la Serra del Molar, así como en las formaciones actuales en facies de *foreshore*, *backshore* y lagunares; éstos últimos centrados en el Fondo d'Elx-Crevillent. Las Salinas de Santa Pola no han sido muestreadas ya que un estudio exhaustivo de los foraminíferos que habitan en ellas fue realizado por Zaninetti (1984b), cuyos datos más significativos han sido expuestos en el capítulo 6.1.

8.6.1.- NIVELES PLIOCENOS DE LAS SIERRAS ADYACENTES

Debido a que la base de varios sondeos mecánicos está constituida por areniscas calcáreas atribuidas al Plioceno, se han muestreado los sedimentos contemporáneos que afloran en las sierras adyacentes con objeto de comparar las facies, tanto desde el punto de vista sedimentológico como micropaleontológico; los resultados de los foraminíferos bentónicos obtenidos se presentan en la fig. 8.65. De esta manera, y debido a la proximidad geográfica, los niveles pliocenos del sondeo Picola serán comparados con los que se identifican en el Cap de Santa Pola y los que conforman la base del sondeo Pinet con los que se han estudiado en la Serra del Molar. De N a S las características de los niveles pliocenos son las siguientes:

8.6.1.1.- Serra de Santa Pola y base del sondeo Picola

En esta sierra se ha tomado una muestra en el afloramiento plioceno localizado cerca del cruce de la N-332 y de la carretera 3317, frente al Hotel Roques Blanques (fig. 8.66). Se trata de un depósito de areniscas calcáreas de color blanco (10YR8/1), donde los resultados texturales dieron un porcentaje de arenas de más del 60%, con limos y arcillas de similares proporciones, en torno al 20%. El contenido en materia orgánica y

de carbonatos es del 0,4% y del 85%, respectivamente. La fracción arenosa está formada por granos calcáreos y restos biogénicos, donde se han identificado gran

	Plioceno (Santa Pola)	Plioceno (El Molar)
SUBORDEN MILIOLINA		
<i>Adelosina</i> sp.		1
Miliólido indet..	1	1
SUBORDEN ROTALINA		
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>		116
<i>Asterigerinata mamilla</i>		13
<i>Bolivina</i> sp.		1
<i>Brizalina</i> sp.		1
<i>Bucella</i> cf. <i>granulata</i>		11
<i>Bucella</i> sp.		7
<i>Cibicides subhaidingeri</i>		4
<i>Elphidium aculeatum</i>		4
<i>Elphidium advenum</i>		63
<i>Elphidium complanatum</i>	3	
<i>Elphidium crispum</i>		7
<i>Elphidium</i> cf. <i>excavatum</i>		1
<i>Elphidium macellum</i>		39
<i>Elphidium</i> sp.	10	
<i>Hanzawaia boueana</i>	11	5
<i>Lobatula lobatula</i>	98	123
<i>Neoconorbina</i> cf. <i>terquemi</i>	209	37
<i>Nonion commune</i>		59
<i>Nonion</i> sp.	2	
<i>Planorbulina</i> sp.	1	
<i>Reussella spinulosa</i>		2
<i>Rosalina</i> cf. <i>globularis</i>		5
<i>Rosalina</i> sp.	2	
Rotólido indet.	26	4
SUBORDEN TEXTULARIINA		
<i>Textularia agglutinans</i>		5
<i>Textularia</i> sp.		3
Total Individuos	363	512
Total especies	4	16
Riqueza de Margalef	0,5089	2,4044
Alfa de Fisher	0,6287	3,1362
Nº individuos/50 gr	1.604	28.688
Diversidad de Shannon-Wiener	2,0	3,016
Equitabilidad	1	0,754

Fig. 8.65. Contenido en foraminíferos fósiles de los afloramientos pliocenos encontrados en el Cap de Santa Pola y la Serra del Molar y resultado del estudio estadístico.



Fig. 8.66. Afloramiento de materiales pliocenos en la Serra de Santa Pola



Fig. 8.67. Afloramiento de materiales pliocenos en la Serra del Molar

cantidad de radiolas y placas de equinodermos, restos de briozoos, fragmentos y sobre todo moldes internos de moluscos bivalvos y gasterópodos, ostrácodos de hábitat marino, espículas de esponjas, predominantemente monaxonas, además de foraminíferos planctónicos y bentónicos (fig. 8.65). Entre los 363 caparazones de foraminíferos estudiados, la asociación de especies característica de este nivel está formada por *Neoconorbina terquemi*, *Lobatula lobatula* y *Hanzawaia boueana*, con un

58%, 27% y 3% de representación en el total de individuos. La totalidad de los ejemplares están muy diagenizados y rellenos por precipitados de carbonato, que la mayor parte de las veces muestran cristales visibles. La abundancia de especies epifitas indican la existencia de un fondo rocoso cercano que podría relacionarse con el propio arrecife messiniense de Santa Pola, que constituiría una isla durante la transgresión pliocena (Esteban, 1977).

Tanto las características sedimentarias como micropaleontológicas son muy semejantes a las que han sido descritas en la unidad II del sondeo Picola (ver capítulo 8.2.2). La asociación de especies encontrada está formada por las mismas especies y, a su vez, todos los ejemplares presentan la misma diagénesis. Con objeto de medir el grado de similaridad de ambos niveles se ha aplicado el índice de similaridad de Sanders (1960); con un rango de valores entre 1 y 100 indica una mayor semejanza de especies y sus proporciones cuanto más cercano es a 100. Los valores ofrecidos por este índice, realizado entre la muestra del Plioceno superficial de la Serra de Santa Pola y la totalidad de las muestras que conforman la unidad II del sondeo Picola, son los siguientes:

MUESTRAS	SIMILARIDAD DE SANDERS	MUESTRAS	SIMILARIDAD DE SANDERS
Santa Pola/Picola 64	75.02	Santa Pola/Picola 49	70.1
Santa Pola/Picola 59	71	Santa Pola/Picola 48	67.42
Santa Pola/Picola 58	72.09	Santa Pola/Picola 47	66.14
Santa Pola/Picola 57	59.6	Santa Pola/Picola 46	77.52
Santa Pola/Picola 56	36.37	Santa Pola/Picola 45	81.99
Santa Pola/Picola 55	57.92	Santa Pola/Picola 44	83.47
Santa Pola/Picola 54	53..55	Santa Pola/Picola 43	78.4
Santa Pola/Picola 53	68	Santa Pola/Picola 36	79.02
Santa Pola/Picola 52	58.62	Santa Pola/Picola 35	70.77
Santa Pola/Picola 51	62.82	Santa Pola/Picola 29	54.12

Los resultados de este índice indican unas asociaciones de foraminíferos muy similares, con un valor medio de 66; no obstante, se observa que hacia el techo las cifras de similaridad de Sanders son más altas, situadas en torno a 80. La última muestra

presenta una menor semejanza, debido probablemente a la influencia del depósito suprayacente.

Se trata, desde el punto de vista paleoambiental, de sedimentos de una plataforma marina somera de edad pliocena cuya estructura plegada se manifiesta a partir de un anticlinal que aflora en la Serra de Santa Pola; el flanco S del mismo ha sido perforado en el sondeo Picola, cuyo techo se localiza a 5,5 m de profundidad en este punto. En ambos lados se aprecian facies similares tanto desde el punto de vista micropaleontológico como sedimentológico y un tipo de diagénesis muy semejante.

8.6.1.2.- Serra del Molar y base del sondeo Pinet

La muestra del Plioceno superficial de la Serra del Molar ha sido tomada en un afloramiento localizado al lado del cementerio de la Marina (fig. 8.67). Desde el punto de vista sedimentológico se trata de una arenisca calcárea no muy consolidada de color ocre (10YR6/4), cuyos resultados texturales son los siguientes: 75% de arenas, 13,4% de limos y 11,7% de arcillas. La fracción arenosa está formada por granos calcáreos, calcareníticos y silíceos (hialino y hematoideos), que presentan formas subredondeadas y subangulosas. Entre otros elementos clásticos destacan concreciones ferruginosas, moscovita y una proporción variable de bioclastos. Las proporciones de carbonatos y de materia orgánica son del 74,2% y 0,13%, respectivamente.

Desde el punto de vista micropaleontológico, se han identificado fragmentos de moluscos, gasterópodos y bivalvos, radiolas y placas de equinodermos, ostrácodos marinos, restos de briozoos y foraminíferos bentónicos (fig. 8.65). Entre los 512 individuos estudiados de este último grupo la asociación característica de este material está formada por las especies *Lobatula lobatula*, *Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium advenum*, *Nonion commune*, *Elphidium macellum*, *Neoconorbina terquemi* y *Asterigerinata mamilla*, con un 24.02%, 22.65%, 12.3%, 11.52%, 7.6%, 7.2% y 2.5%, respectivamente. Los individuos presentan cierto grado de diagenización pero mucho menos acusada que la identificada en las muestras pliocenas asociadas al Cap de Santa Pola. La abundancia de foraminíferos epifitos de ambientes litorales y la presencia de fragmentos de briozoos, indican la existencia de un área cercana con sustratos duros. El

transporte de los caparazones se traduce en la rotura de las cámaras exteriores y en el pulimento superficial de los mismos.

Tanto desde el punto de vista sedimentológico como micropaleontológico estos materiales son muy semejantes a los encontrados en la base del sondeo Pinet, entre -36 m y -23 m (ver capítulo 8.2.1). Con objeto de medir el grado de similitud entre ambos depósitos se ha calculado el índice de similitud de Sanders (1960), cuyos resultados se recogen en el siguiente cuadro:

MUESTRAS	SIMILARIDAD DE SANDERS	MUESTRAS	SIMILARIDAD DE SANDERS
El Molar/Pinet 176	59.4	El Molar/Pinet 149b	48.44
El Molar/Pinet 174	58.56	El Molar/Pinet 148	52.71
El Molar/Pinet 172	53.16	El Molar/Pinet 147	53.63
El Molar/Pinet 170	77.46	El Molar/Pinet 145	51.34
El Molar/Pinet 168	49.76	El Molar/Pinet 143	52.5
El Molar/Pinet 167	44.48	El Molar/Pinet 141	51.48
El Molar/Pinet 166	51.55	El Molar/Pinet 139	51.28
El Molar/Pinet 165	45.65	El Molar/Pinet 137b	38.97
El Molar/Pinet 163	48.75	El Molar/Pinet 136	39.77
El Molar/Pinet 161	51.35	El Molar/Pinet 134a	33.38
El Molar/Pinet 159	46.3	El Molar/Pinet 133a	34.45
El Molar/Pinet 157	40.66	El Molar/Pinet 132a	34.76
El Molar/Pinet 155	53.54	El Molar/Pinet 131a	40.63
El Molar/Pinet 153	46.06	El Molar/Pinet 129	46.76
El Molar/Pinet 152a	52.22	El Molar/Pinet 128a	44.61
El Molar/Pinet 151	55.54	El Molar/Pinet 126	59.85

Los datos ofrecidos por estos análisis indican un índice de similitud medio en torno a 50 con un descenso de la semejanza en el techo, coincidiendo con el subnivel al que se ha atribuido, desde el punto de vista paleoambiental, una disminución de la lámina de agua respecto al sedimento que ocupa cotas más inferiores (ver capítulo 8.2.1.). Por esta razón, el menor grado de similitud de las muestras del techo del nivel plioceno del sondeo Pinet podría deberse a la actuación de los procesos tafonómicos, tanto biostratinómicos como fosildiagenético, que han podido alterar de forma diferencial la asociación original.

Desde el punto de vista paleoambiental, este depósito hace referencia a una plataforma somera de edad pliocena que, al igual que el Cap de Santa Pola, ha sido plegada en una fase posterior. La proximidad del sondeo Pinet a dicha sierra justifican la perforación del flanco N de este anticlinal; los sedimentos que lo constituyen forman parte de la Formación Areniscas de Rojales definida por Montenat (1977) y que ha sido adscrita a diversos momentos de la historia geológica (ver capítulo 8.1.1).

En conjunto, los depósitos pliocenos de la Serra del Molar y del Cap de Santa Pola son poco semejantes entre sí, con un valor medio de similaridad de Sanders de 33,1. La diversidad de Shannon-Wiener, la riqueza de Margalef y el alfa de Fisher presentan cifras bastante más altas en la muestra del Plioceno del Molar, con valores de 3, 2,4 y 3,13, respectivamente. El número de individuos en 50 g en el afloramiento del Molar supera los 28.600 ejemplares teóricos, frente a los 1.600 que se calcularon en la muestra del Plioceno de la Serra de Santa Pola. Por último, en los sedimentos de ésta última sierra los individuos están muy bien repartidos entre las especies que se registran, como refleja el valor de la equitabilidad.

8.6.2.- NIVELES CUATERNARIOS DE LAS SIERRAS ADYACENTES

Tanto en la Serra de Santa Pola como del Molar se han reconocido una serie de playas cuaternarias adosadas a distintas alturas. Estos depósitos han sido muestreados con objeto de comparar las distintas facies superficiales con los sedimentos litorales que aparecen en los diferentes sondeos. En función de la consolidación del material han sido estudiados a partir de láminas delgadas o de levigados; los foraminíferos encontrados utilizando la segunda técnica aparecen reflejados en la fig. 8.68. Los niveles marinos del Cap de Santa Pola que han sido analizados a partir de láminas delgadas son los localizados a +90 m, +30/40 m, +10 m y +1,5 m. En el Molar se han realizado secciones delgadas a los depósitos de +50 m y a la unidad oolítica de la cantera del Pinet; los materiales levigados pertenecen a la playa de +40 m y a las unidades II, III y IV de dicha cantera.

EL MOLAR	Cantera Pinet				Playa +20 m	Playa +40 m
	Unidad I	Unidad II	Unidad III	Unidad IV		
SUBORDEN MILIOLINA						
<i>Adelosina</i> sp.		3				
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>vulgaris</i>		7				
<i>Quinqueloculina</i> sp.		6				11
<i>Triloculina</i> sp.			1			
Miliólido indet.		18	4		19	34
SUBORDEN ROTALIINA						
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>		48	9		11	159
<i>Asterigerinata</i> cf. <i>mamilla</i>					2	
<i>Buccella</i> cf. <i>granulata</i>			1			
<i>Elphidium</i> cf. <i>crispum</i>		13				
<i>Elphidium</i> sp.			7			6
<i>Elphidium</i> cf. <i>excavatum</i>		2				
<i>Lobatula lobatula</i>		2				14
<i>Lobatula</i> sp.					1	
<i>Melonis</i> sp.						1
<i>Nonion</i> sp.						3
Rotólido indet..		6	4		1	11
Total Individuos	0	105	26	0	34	239
Total especies	0	6	4	0	3	6
Riqueza de Margalef	0	1,158	1,037	0	0,5719	0,9401
Alfa de Fisher	0	1,3811	1,3201	0	0,7933	1,1173
Nº individuos/50 gr	0	420	104	0	136	1.912
Divers. de Shannon-Wiener	0	1,634	1,493	0	0,946	1,031
Equitabilidad	0	0,632	0,7465	0	0,5968	0,3988

Fig. 8.68. Contenido en foraminíferos fósiles y de sedimentos litorales cuaternarios no consolidados que se han muestreado en la Serra del Molar; la cantera del Pinet se localiza en la base de la misma. Incluye el resultado del análisis estadístico.

Un estudio exhaustivo de los moluscos que caracterizan estas terrazas, tanto en la Serra del Molar como en el Cap de Santa Pola, ha sido realizado por Cuerda y Sanjaume (1978).

8.6.2.1.- Serra de Santa Pola

Al N de la Ermita del Rosario, en uno de los barrancos que inciden en la formación arrecifal que constituye la mayor parte de esta sierra, se han reconocido tres niveles de terrazas marinas, cuyas características son las siguientes:

a) Playa a +90 m. Este nivel de playa aparece rellenando las cuevas que se observan en la cumbre de esta sierra. Se caracteriza por presentar un abundante contenido paleontológico, sobre todo de bivalvos, incluido en una matriz arenosa de

origen calcáreo. La interpretación a partir de láminas delgadas indican que se trata de una bioesparita con más del 95% de granos carbonatados; el resto lo forman elementos silíceos. Se aprecian fragmentos biogénicos, entre los que se identifican foraminíferos bentónicos del género *Ammonia* (fig. 8.69). Desde el punto de vista sedimentológico, podría relacionarse con un subambiente de *foreshore* o *shoreface*. Estos depósitos son considerados como Cuaternario antiguo por Mateu y Cuerda (1978) y como Plioceno por Goy y Zazo (1988).

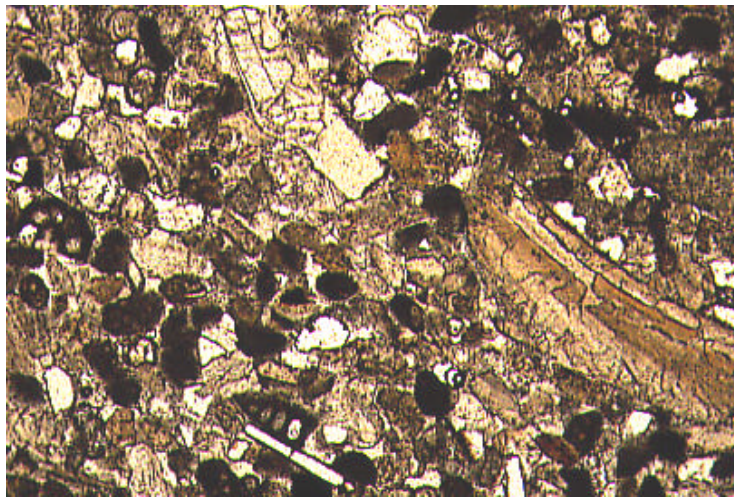


Fig. 8.69. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de una sección del depósito de +90 m de la Serra de Santa Pola. Se aprecian fragmentos de bivalvos. 113x.

b) Playa a +30/40 m. Este nivel de playa está adosado a la Serra de Santa Pola y ocupa una gran extensión a ambos lados del barranco donde se realizó este muestreo. Pueden observarse restos de terrazas marinas desde la cota de +50 m hasta +30 m, con semejantes características sedimentológicas y micropaleontológicas. Se trata de una lumauela constituida casi exclusivamente por valvas de *Glycymeris violacescens* (Lamarck), cementadas por cristales micríticos en un medio marino. En la lámina delgada estudiada no se han registrado granos silíceos y son escasos los restos de microfósiles. Mateu y Cuerda (1978) han considerado los depósitos más altos (en torno a +50 m) como del Siciliense II y los más bajos (entre +30 y +40 m), de acuerdo con Montenat (1977), como Paleotirrenienses. Goy y Zazo (1988), por el contrario, indican la presencia de una falla normal que separa una misma formación en dos niveles localizados a distinta cota; no obstante, estos autores también lo asimilan al Cuaternario

antiguo, concretamente al tránsito del Pleistoceno inferior al medio. Con posterioridad, estos materiales son cubiertos por coluviones.

c) Playa a +1,5 m. En torno a esta cota se observa un nivel consolidado que se extiende a lo largo de la costa entre el Cuartel de Carabineros y las formaciones dunares del N (fig. 8.70). Pueden distinguirse dos tipos de depósitos: una arenisca calcárea con abundante contenido fósil, que incluye *Strombus bubonius*, y un material formado por algas rodofíceas; éste último se localiza a la altura del Faro de Santa Pola y en la urbanización de Santa Pola del Este, entre +10 y 0 m.



Fig. 8.70. Nivel de playa a +1,5 m. Santa Pola

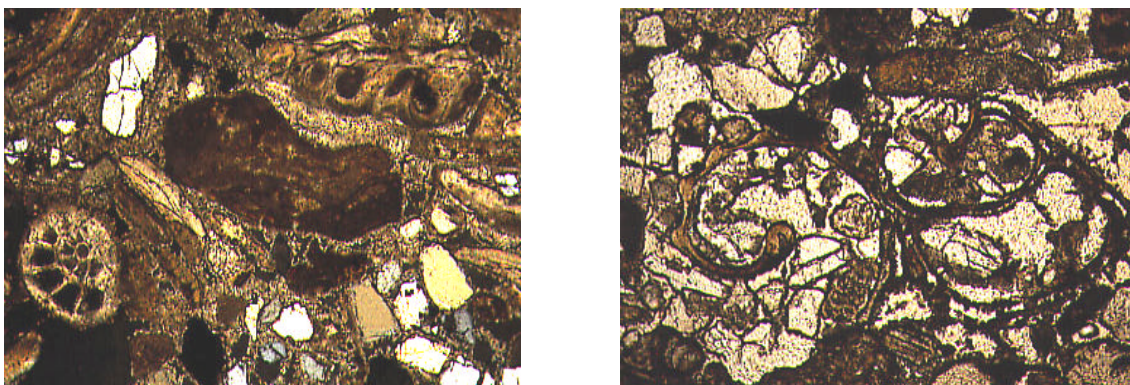


Fig. 8.71. Fotografías a partir del microscopio petrográfico de una sección delgada realizada en el nivel de +1,5 m de la Serra de Santa Pola. En la imagen de la izquierda, con nícoles cruzados, se aprecian secciones de foraminíferos del género *Ammonia* y de gasterópodos. 90x

La interpretación a partir del petrográfico de la calcarenita indica que se trata de una roca detrítica mixta, constituida por un 50% de bioclastos y 50% de granos de naturaleza silíceo, con cemento calcáreo y ausencia de matriz; presenta una granoselección acusada y predominan las morfologías subredondeadas y subangulosas (fig. 8.71). El contenido fósil está formado por restos de equinodermos, bivalvos, gasterópodos, fragmentos podales de cangrejos, pelets y foraminíferos bentónicos de los géneros *Ammonia* y *Elphidium*. Estas características, junto a las envueltas continuas de micrita, podrían mostrar facies de *foreshore* o de *shoreface*. Estos materiales, con moldes de *Strombus bubonius*, han sido atribuidos al Tirreniense II (Montenat, 1977, Mateu y Cuerda, 1978) y al Tirreniense III (Goy y Zazo, 1988).

Los sedimentos situados entre +10 m y +0 m en las proximidades del antiguo Cuartel de Carabineros, a la altura del Faro de Santa Pola, están formados en un 90% por algas rodofíceas que, según VV.AA (1999), pertenecen a una formación más amplia que se localiza por debajo del arrecife de Santa Pola (fig. 8.72). Según estos autores, estas calizas de rodolitos son muy frecuentes en las plataformas carbonatadas que se desarrollaron durante el Mioceno superior en las cuencas béticas de afinidad mediterránea; afloramientos similares pueden observarse en Albaterra, Crevillente y Elche. La interpretación a partir de la lámina delgada indica la presencia de un cemento micrítico en torno a los fragmentos biogénicos algales, en un ambiente claramente marino.

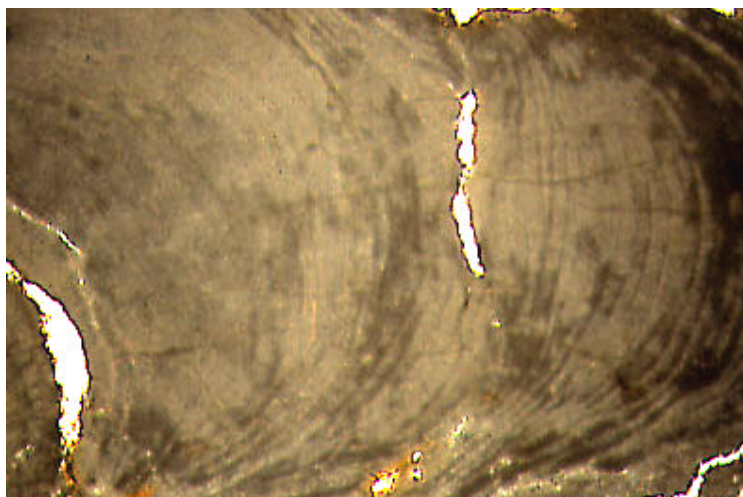


Fig. 8.72. Fotografía a partir del microscopio petrográfico de una sección delgada realizada en el nivel de + 10 m de la Serra de Santa Pola. Se observa la estructura interna de los rodolitos que constituyen la mayor parte del depósito. 113x

8.6.2.2.- Serra del Molar

En esta sierra han sido muestreados los sedimentos cuaternarios en tres puntos distintos, que de más antiguo a más moderno son:

a) Playa a + 40/50 m. Se trata de una lumaquela que ha sido encontrada entre estas cotas en dos puntos diferentes: en las proximidades del cementerio de la Marina (a +40 m) y a 1,5 Km más hacia el N (+50 m). En ambas localidades (fig. 8.73) está constituida por valvas de *Glycymeris violacescens* que suponen más del 90% del total de depósito, incluidas en una matriz amarillenta de textura arenosa de predominante naturaleza calcárea; son muy similares a la descrita en la Serra de Santa Pola. El afloramiento más septentrional presenta un mayor grado de diagénesis que el más meridional, por lo que el primero ha sido estudiado a partir de lámina delgada y el segundo con levigados



Fig.8.73a. Nivel de playa de la Serra del Molar localizado a +40 m.



Fig.8.73b. Nivel de playa de la Serra del Molar localizado a +50 m.

El resultado de la interpretación petrográfica indica que se trata de una bioesparita que conserva restos microestructurales originales de las conchas (fig. 8.74); presentan morfologías subredondeadas producidas por la actuación de algún agente de transporte. En la matriz se observa granoselección y está formada por carbonatos y algo de cuarzo. El análisis micropaleontológico realizado en el sedimento levigado del afloramiento de + 40 m, refleja la presencia de radiolas de equinodermos, fragmentos de bivalvos y foraminíferos bentónicos (fig. 8.68). La asociación registrada en éstos últimos está constituida por las especies *Ammonia beccarii beccarii* y *Lobatula lobatula*, que suponen el 67% y 6% del total de individuos, respectivamente. También se observan, aunque en menor grado, otros ejemplares del suborden Rotaliina pertenecientes a los géneros *Elphidium*, *Melonis* y *Nonion*; los caparzones aporcelanados constituyen el 19% de la muestra. Los valores de diversidad y riqueza son bajos respecto a los normales marinos, por lo que parece que esta asociación es el resultado de la acción de los factores tafonómicos biostratinómicos y fosildiagenéticos, que afecta tanto al número de especies como de individuos. Este depósito ha sido considerado como Siciliense II por Gozávez y Rosselló (1978), y se adscribe al ciclo I (2,5 a 0,7 millones de años), según Goy *et al.* (1987b).

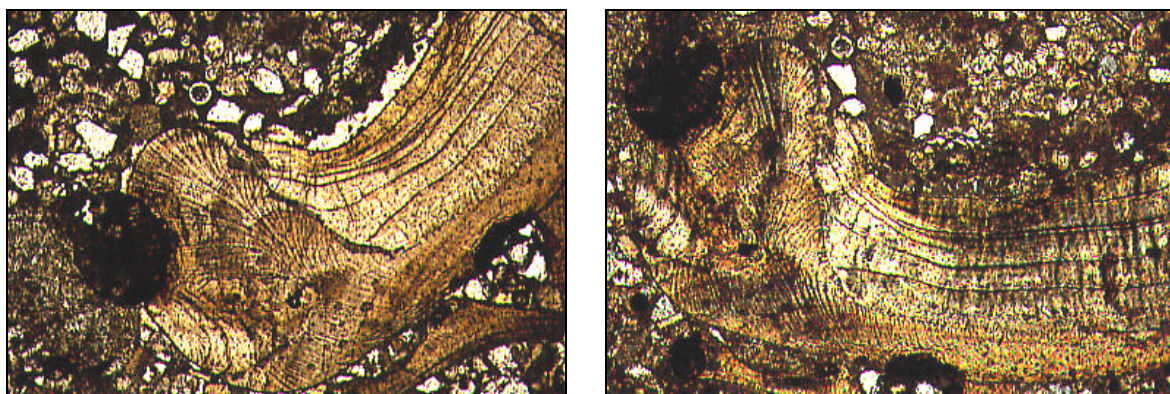


Fig. 8.74. Fotografía a partir de microscopio petrográfico de una sección delgada realizada en el nivel de +50 m de la Serra del Molar. Se aprecian estructuras *crossed lamellar* de bivalvos y la abundancia de cuarzo subredondeado. 85x

Un nivel de playa más antiguo y muy consolidado se observa hacia los +70 m en dirección NE de la sierra, donde se aprecian grandes cantos aplanados, fragmentos de conchas y perforaciones de moluscos del género *Lithophaga*. Esta terraza pertenece también al ciclo I (Goy *et al.*, 1987b) y es atribuida al Siciliense I por

Cuerda y Sanjaume (1978). Este material no ha sido muestreado debido a la escasa probabilidad de encontrar correspondencia con las playas encontradas en los sondeos mecánicos realizados en l'Albufera d'Elx.

b) Playa +20 m: Al salir de la Marina en dirección a Santa Pola, a la derecha de la N-332, se conserva un depósito litoral en facies de duna y playa (fig. 8.75). Se trata de arenas de color marrón parcialmente consolidadas donde dominan los granos de naturaleza silíceica que presentan morfología subangulosa y subredondeada; se aprecian también jacintos de Compostela. En el nivel de playa destaca la abundancia de fragmentos biogénicos en los cuales han podido distinguirse restos de radiolas de equinodermos, de gasterópodos y, sobre todo, de bivalvos. Los caparazones de foraminíferos son escasos y están muy erosionados; la asociación registrada está constituida por las especies *Ammonia beccarii beccarii* (32,3%) y *Asterigerinata mamilla*, que supone un 6% del total de individuos (fig. 8.68). Los ejemplares del suborden Miliolina representan el 56% de los caparazones encontrados; están muy deteriorados por lo que no han podido ser clasificados desde el punto de vista taxonómico. Los valores de los índices de diversidad y riqueza son muy bajos debido a la actuación de procesos tafonómicos que han supuesto la pérdida de información paleoecológica.



Fig. 8.75. Nivel de playa a +20 m en la Serra del Molar

c) Cantera del Pinet: En posiciones más cercanas a la costa, entre la base de la Serra del Molar y las Salinas del Pinet, aparece un material muy rico en restos paleontológicos que presenta un desarrollo longitudinal de más de 1 km y una anchura de 0,4 km (fig. 8.76). Detrás de estos afloramientos se conservan los episodios eólicos asociados a algunos de estos depósitos transgresivos. En un corte localizado en las proximidades de la duna fósil, denominado como cantera de Pinet por Goy *et al.* (1993), de unos 0,8 m de potencia, se han identificado cuatro niveles de playa (Yébenes, Com. personal) que presentan una asociación de fauna senegalesa, donde se han identificado ejemplares de *Strombus bubonius*. El aspecto rodado de la fauna encontrada podría hacer referencia al efecto de una transgresión marina posterior, que dibujaría este perfil. En conjunto, la cantera del Pinet se conserva un sistema de flechas litorales con una progradación en dirección N-NE (Goy *et al.*, 1989). De base a techo estos niveles son:



Fig.8.76. Niveles de playa de la cantera de Pinet (Serra del Molar)

**Unidad I*: Se trata de un nivel consolidado formado por oolitos que suponen más del 90% de los granos, según indica el resultado de la interpretación de la lámina delgada (fig. 8.77); hacia el interior se relaciona con formaciones de dunas oolíticas. El resto está constituido por algunos granos de naturaleza silíceo y escasos fragmentos de caparazones de foraminíferos del suborden Miliolina. Esta unidad ha sido asignada al Tirreniense II (Goy *et al.*, 1993).

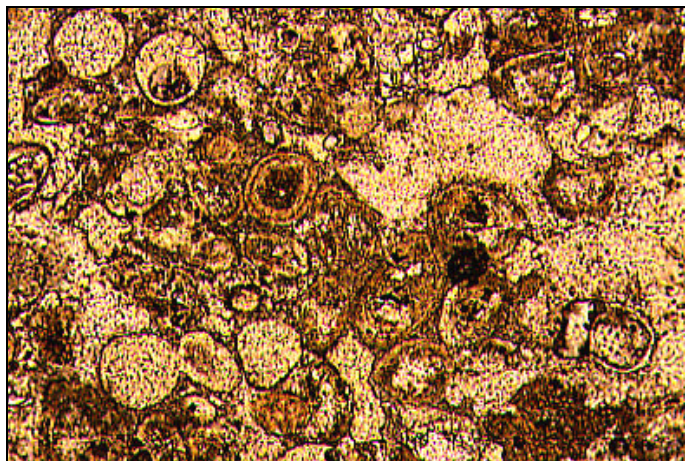


Fig. 8.77. Fotografía a partir de microscopio petrográfico de una sección delgada de la unidad I de la Cantera de Pinet. Destaca la presencia masiva de oolitos. 260x.

* *Unidad II.* En contacto erosivo con la unidad anterior se reconoce la unidad II, que se caracteriza por presentar un color beige grisáceo, matriz arenosa y cantos rodados y aplanados, de hasta 2 cm de diámetro máximo. Desde el punto de vista estratigráfico, se trata de cuerpos arenosos con estratificación cruzada que hace referencia a un sistema de barras sumergidas, que migran hacia una costa posicionada más hacia el interior. En la fracción arenosa son abundantes los granos de naturaleza silíceo y los bioclastos; además, se han reconocido algunos oolitos. Desde el punto de vista paleontológico destacan los fragmentos de bivalvos, gasterópodos marinos (*Strombus bubonius*) y continentales (*Helix* sp.) y, desde una perspectiva microscópica, son frecuentes las radiolas de equinodermos, ostrácodos, briozoos y caparazones de foraminíferos bentónicos; éstos últimos presentan en este nivel el mayor número de foraminíferos respecto al resto de capas de la cantera del Pinet y de playas de la Serra del Molar (fig. 8.68). La asociación registrada en este nivel está formada por las especies *Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium crispum* y *Quinqueloculina vulgaris*, con un 20%, 5,4% y 2,9% de representación, respectivamente. Otros ejemplares frecuentes (10%) pertenecen al suborden Miliolina, cuya clasificación taxonómica no ha podido realizarse debido al estado de deterioro de las conchas; el 3,5% se relacionan con los géneros *Quinqueloculina* y *Adelosina*. Los caparazones presentan un grado de erosión acusada y están rellenos del mismo material que forma la matriz. Muchos restos fósiles presentan señales de bioerosión producidos por el posible ataque de esponjas. Esta unidad ha sido atribuida al Tirreniense III (Goy *et al.*, 1993).

* *Unidad III*. Esta unidad presenta la forma de un lentejón intercalado entre la unidad II y la IV. Se trata de un material arenoso de color grisáceo parcialmente consolidado, que incluye una gran cantidad de cantos y gravas de morfología aplanada y fragmentos de bivalvos y gasterópodos (*Strombus bubonius*). La fracción arenosa está constituida por granos de naturaleza calcárea y silícea, con abundantes fragmentos de origen biogénico sin identificar, así como radiolas de equinodermos, briozoos muy diagenizados y foraminíferos bentónicos (fig. 8.68); se han observado algunos oolitos. Esta unidad ha sido considerada como Tirreniense IV? (Goy *et al.*, 1993).

* *Unidad IV?*. Este nivel corresponde a la unidad del techo de la cantera del Pinet. Está constituido por areniscas calcáreas de color amarillento, donde es frecuente encontrar oolitos, fragmentos de bivalvos y gasterópodos de aguas cálidas, entre los cuales destaca *Strombus bubonius*; todos los caparzones de este gasterópodo están rellenos del sedimento que conforma la matriz. La fracción arenosa está compuesta por arenas carbonatadas y algunos granos de naturaleza silícea, que incluyen cuarzos hematoideos; presentan morfología subangulosa. No se han identificado caparzones de foraminíferos bentónicos.

Hacia el mar, las unidades II y III se generalizan con un amplio desarrollo horizontal, donde no ha sido posible diferenciarlas con claridad. El conjunto de este depósito ha sido atribuido a los episodios Tirrenienses debido a la presencia de oolitos y, sobre todo, de *Strombus bubonius*. Gozávez y Rosselló (1978) asimilan los distintos niveles marinos al Eutirreniense, como continuación al yacimiento denominado como Pinet I (Sanjaume y Gozávez, 1978), Bernat *et al.* (1982) también los incluye dentro del ciclo eutirreniense y, por último, Goy *et al.* (1993) atribuyen los distintos niveles de este depósito a tres momentos diferentes, relacionados con el Tirreniense II, III y IV?.

8.6.3.- CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS ACTUALES

Con objeto de caracterizar el contenido micropaleontológico y sedimentológico de varios ambientes que en la actualidad presenta l'Albufera d'Elx, se han muestreado superficialmente dos medios: la playa en las facies de *foreshore*,

backshore y *foredune* y la laguna del Fondo d'Elx-Crevillent, concretamente en la charca S.

Las muestras del litoral fueron tomadas en la playa del Pinet durante el verano de 1999, en un transecto de un total de 18 m de longitud, separadas por una distancia de 3 m. Están localizadas entre el submedio *foreshore* distal y la cresta del sistema dunar, situado a continuación del *backshore* (fig. 8.78).

En el siguiente cuadro se indica el subambiente al que pertenece cada muestra:

MUESTRA	SUBAMBIENTE
A'	<i>Foreshore</i> (distal). Sumergida
A	<i>Foreshore</i> (proximal)
B	<i>Backshore</i>
C	<i>Backshore</i>
D	<i>Backshore</i>
E	Dunas eólicas (base)
F	Dunas eólicas (cresta)

El resultado del análisis textural ha dado una proporción de arenas de más del 90%, concentrada sobre todo en la fracción de arena fina. El tamaño medio de grano en la berma es superior a 0,4 mm y a partir de esta micromorfología litoral desciende hacia tierra. La proporción de carbonatos oscila entre 50% y 55% lo que indica la importancia de los granos de naturaleza calcárea; este porcentaje está poco influenciado por los restos biogénicos ya que en estos sedimentos son escasos. El cuarzo es hialino en su mayor parte aunque se ha encontrado un 15% de granos silíceos con impurezas. La morfología de los granos es subangulosa, aunque Cortés (1988) afirma que el grado de redondez aumenta a medida que se alcanzan posiciones más meridionales.

Desde el punto de vista biogénico, en la zona emergida se han identificado fragmentos de radiolas de equinodermos y foraminíferos bentónicos, cuyos ejemplares aparecen con frecuencia en forma de moldes internos; la proporción de éstos últimos se incrementa a medida que nos acercamos a la cresta de la duna. La asociación característica encontrada está constituida por *Ammonia beccarii beccarii*,

Elphidium crispum, *Cibicides subhaidingeri*, *Lobatula lobatula*, *Quinqueloculina bicornis* y *Peneroplis pertusus*, con un 50,2%, 10,6%, 8,95%, 4,71%, 3,9% y 2,64% de representación media, respectivamente (fig. 8.79). El 10,88% de los ejemplares encontrados no han podido determinarse desde el punto de vista taxonómico, debido a la ausencia de los caracteres necesarios, de entre los cuales el 5,5% pertenecen al suborden Rotaliina y el 3,38% se relacionan con el género *Quinqueloculina*; el resto corresponde a caparazones aporcelanados sin más adscripción. Todos ellos presentan, al igual que los litoclastos, superficies pulidas por la acción del agente eólico. Respecto a la muestra sumergida (A'), las especies más frecuentes son *Ammonia beccarii beccarii*, *Lobatula lobatula*, *Rosalina globularis*, *Elphidium crispum*, *Asterigerinata mamilla*, *Peneroplis pertusus* y *Quinqueloculina bicornis*, que suponen el 28,7%, 18,8%, 12,8%, 8%, 5%, 4% y 4% del total de los individuos estudiados; éstos tienen los caparazones mucho mejor conservados que los reconocidos en el área emergida, aunque también se observa la rotura de cámaras. En contraste con los ejemplares del *backshore* y de las dunas eólicas aquí no se aprecian moldes internos de foraminíferos.

El número de especies se mantiene más o menos constante a lo largo del transecto emergido, en torno a 10/11 taxones; se aprecia un claro descenso de los individuos teóricos en 50 g en las muestras localizadas a mayor distancia del nivel del mar.

La diversidad de Shannon-Wiener, con un índice medio de 2,26, disminuye también en las muestras más interiores; no obstante, el alfa de Fisher no presenta un comportamiento tan claro, probablemente por la influencia que ejerce en este índice el número total de ejemplares estudiados. La riqueza de Margalef presenta valores medios en torno a 2,14 y la equitabilidad (0,64 de cifra media) refleja que los individuos están mal repartidos dentro de las especies; es el efecto del dominio de las especies *Ammonia beccarii beccarii* y *Elphidium crispum* en la totalidad de las muestras, que podría ser consecuencia de la mayor resistencia que ofrecen estos caparazones a la acción de la erosión. El mismo condicionante pero en sentido contrario explicaría la menor importancia de la especie *Lobatula lobatula* y la casi ausencia de *Rosalina globularis* en el *backshore* respecto al contenido de las mismas en el *foreshore* distal, ya que, aunque en este último submedio la energía es

importante, es menor que la que se constata en los ambientes emergidos, donde predomina el agente eólico. Todos los índices de diversidad y riqueza referidos a la muestra sumergida presentan valores más altos que los calculados para el resto del transecto; destaca en aquella el número de individuos en 50g, con una cifra teórica de más de 12.000 ejemplares.

Por último, han sido estudiadas tres muestras localizadas en el Fondo d'Elx-Crevillent, repartidas en distintos puntos de la charca S, cuyos resultados sedimentológicos indican unas texturas lutíticas ricas en materia orgánica. Se observa la presencia de cierta cantidad de arena, situada en las fracciones más finas, que está formada en su totalidad por caparzones de ostrácodos de aguas salobres y por una asociación monoespecífica de diatomeas; estas últimas constituyen un verdadero *bloom*. Las especies de los ostrácodos determinadas son *Heterocypris salina*, *Cyprideis torosa* y *Sarscypridopsis aculeata*. Una reciente investigación llevada a cabo en el Fondo d'Elx-Crevillent por parte del Departamento de Ecología de la Facultad de Ciencias Biológicas de la Universitat de València indican que esta laguna residual y antropizada presenta en la actualidad un valor de salinidad en torno al 11‰.



Fig. 8.78. Localización de las muestras actuales en la playa del Pinet

Especies	Pinet A'	Pinet A	Pinet B	Pinet C	Pinet D	Pinet E	Pinet F
SUBORDEN LAGENINA							
<i>Lagena</i> sp.		1					
<i>Lenticulina</i> sp.				5	1	3	1
SUBORDEN MILIOLINA							
<i>Adelosina colomi</i>	3						
<i>Adelosina laevigata</i>			2	3			
<i>Massilina</i> sp.			4	2	1	1	1
<i>Miliolinella circularis</i>	3		8	7	3	1	
<i>Nubecularia</i> sp.	3			2			
<i>Peneroplis pertusus</i>	12	1	7	9	4	1	2
<i>Quinqueloculina bicornis</i>	12		10	12	5	6	2
<i>Quinqueloculina undulata</i>	3						
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>vulgaris</i>	3			1			
<i>Quinqueloculina</i> sp.	33	12	6		6	2	2
Miliólido indet.				1		6	5
SUBORDEN ROTALIINA							
<i>Ammonia beccarii beccarii</i>	87	71	82	87	70	61	45
<i>Asterigerinata mamilla</i>	15						
<i>Astrononion sidebottomi</i>	3						
<i>Bolivina</i> sp.				1			
<i>Brizalina</i> sp.		1					
<i>Cibicides subhaidingeri</i>			14	28	15	13	7
<i>Elphidium</i> cf. <i>crispum</i>	24	15	18	17	14	13	10
<i>Elphidium</i> sp.	3					1	
<i>Elphidium</i> cf. <i>excavatum</i>		2					
<i>Lobatula lobatula</i>	57	30	5		3	2	1
<i>Melonis padanum</i>		2		1	1	3	1
<i>Neoconorbina terquemi</i>		2					
<i>Nonion commune</i>		2	3	2		1	1
<i>Planorbulina mediterranensis</i>	3						
<i>Rosalina globularis</i>	39			3			
Rotólido indet.		10	9	10	9	6	3
SUBORDEN TEXTULARIINA							
<i>Textularia</i> sp.				1			
Total Individuos	303	149	168	192	132	120	81
Total especies	14	11	10	15	10	11	10
Riqueza de Margalef	2,3267	2,0265	1,7891	2,6902	1,8898	2,1487	2,1113
Alfa de Fisher	3,0343	2,7389	2,3299	3,8065	2,5113	2,9483	3,0014
Nº individuos/50 gr	12.032	1.192	1.344	1.536	1.056	960	648
Diversidad de Shannon-Wiener	2,866	2,083	2,336	2,587	1,998	2,095	1,868
Equitabilidad	0,752	0,602	0,703	0,662	0,601	0,605	0,5623

Fig. 8.79: Contenido en foraminíferos actuales y resultados del estudio estadístico correspondiente a las muestras obtenidas en un transecto de 18 m de longitud entre el *foreshore* distal y la cresta de la duna en la playa del Pinet.

8.7.- Evolución cuaternaria de l'Albufera d'Elx: reconstrucción paleoambiental

A partir de los resultados anteriores en este capítulo se propone una hipótesis sobre la evolución del sistema litoral de l'Albufera d'Elx durante el Cuaternario. Para ello se establece primero una propuesta de correlación entre las secuencias de los sondeos estudiados y la relación de éstas con los depósitos de playas superficiales, que se conservan sobre todo en el Cap de Santa Pola y en la Serra del Molar y, en segundo lugar, la evolución de este espacio a lo largo de los distintos estadios isotópicos del Cuaternario. Estas correlaciones están basadas sobre todo en las características de facies, debido a la escasa fiabilidad que ofrecen las dataciones numéricas; las relaciones cronoestratigráficas de materiales cuaternarios procedentes de sondeos mecánicos son siempre dificultosas especialmente cuando éstos están localizado en puntos distantes, como es caso que nos ocupa.

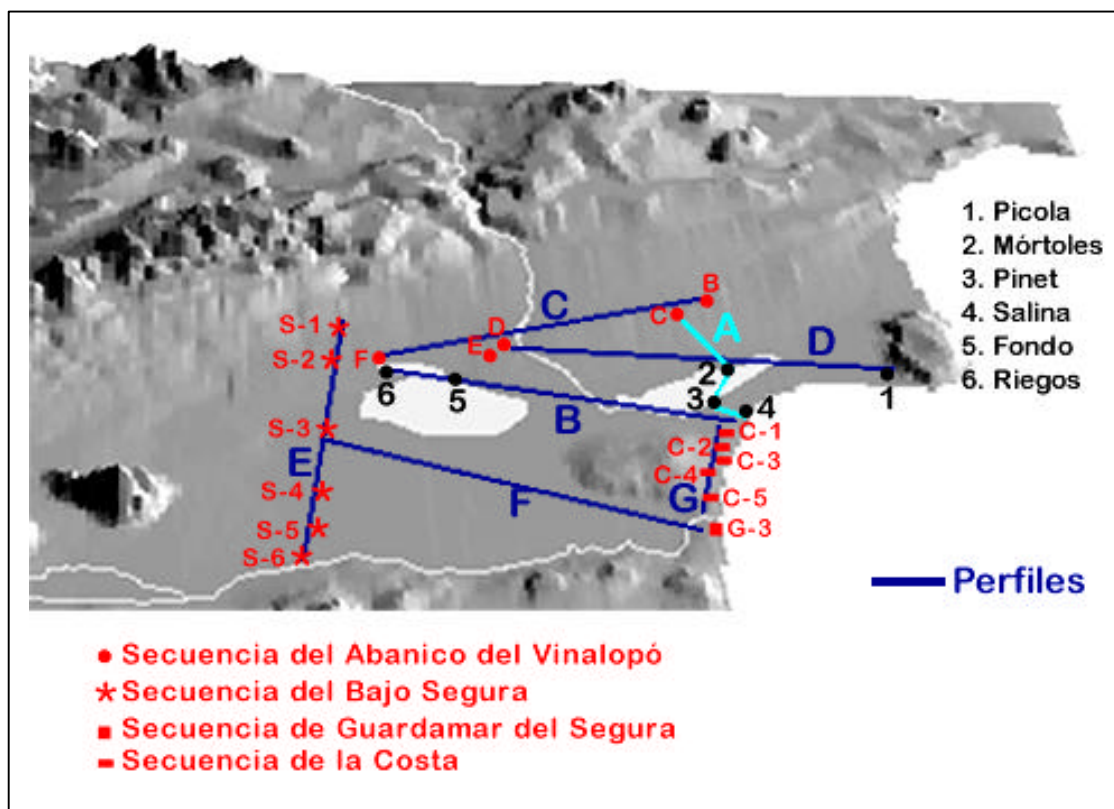


Fig. 8.80. Situación de los perfiles realizados en el área de estudio

8.7.1.- CORRELACIÓN DE LOS SONDEOS DE L'ALBUFERA D'ELX Y SU RELACIÓN CON LOS DEPOSITOS LITORALES SUPERFICIALES

Con objeto de tener una visión más global del área de estudio y de mostrar las correlaciones entre los sondeos analizados, se han realizado siete perfiles geológicos que atraviesan la cuenca en varias direcciones (fig. 8.80). A continuación se presenta una propuesta de correlación cronoestratigráfica de los mismos, teniendo en cuenta los datos paleoambientales ofrecidos por el estudio micropaleontológico y sedimentológico de los testigos de sondeo, los resultados de los S.E.V., la susceptibilidad magnética de estos materiales y las dataciones numéricas; no obstante muchas de éstas últimas son desestimadas debido a la incoherencia de sus resultados.

a) Perfil A (fig. 8.81)

Este perfil comienza en el abanico medio del río Vinalopó y atraviesa las Salinas de Santa Pola hasta llegar al mar; en el sector más costero incluye las secuencias sedimentarias de una paleobarrera y de la restinga actual. Desde la posición más septentrional empieza con la dirección NW-SE, entre los sondeos C del ITGE y Mórtoles, seguida hacia el S por la dirección NNE-SSW que separa los sondeos Mórtoles y Pinet. Por último, con una dirección WNW-ESE finaliza el perfil con los 700 m que separa los sondeos Pinet y Salinas; éste último emplazado a 20 m de distancia de la línea de costa actual. Hay que tener en cuenta a la hora de entender las líneas de correlación que unen los paleoambientes cuaternarios de las columnas Mórtoles y Pinet que éstas no siguen una disposición rectilínea sino que están separadas por 3,3 km en un ángulo de 90°, tal y como se especifica en el esquema que incluye el perfil.

En la base de la secuencia de los sondeos Pinet y Salinas aparecen sedimentos que se atribuyen al Plioceno. La diferencia de facies encontrada en ambos permite asimilarlos a dos momentos diferentes.

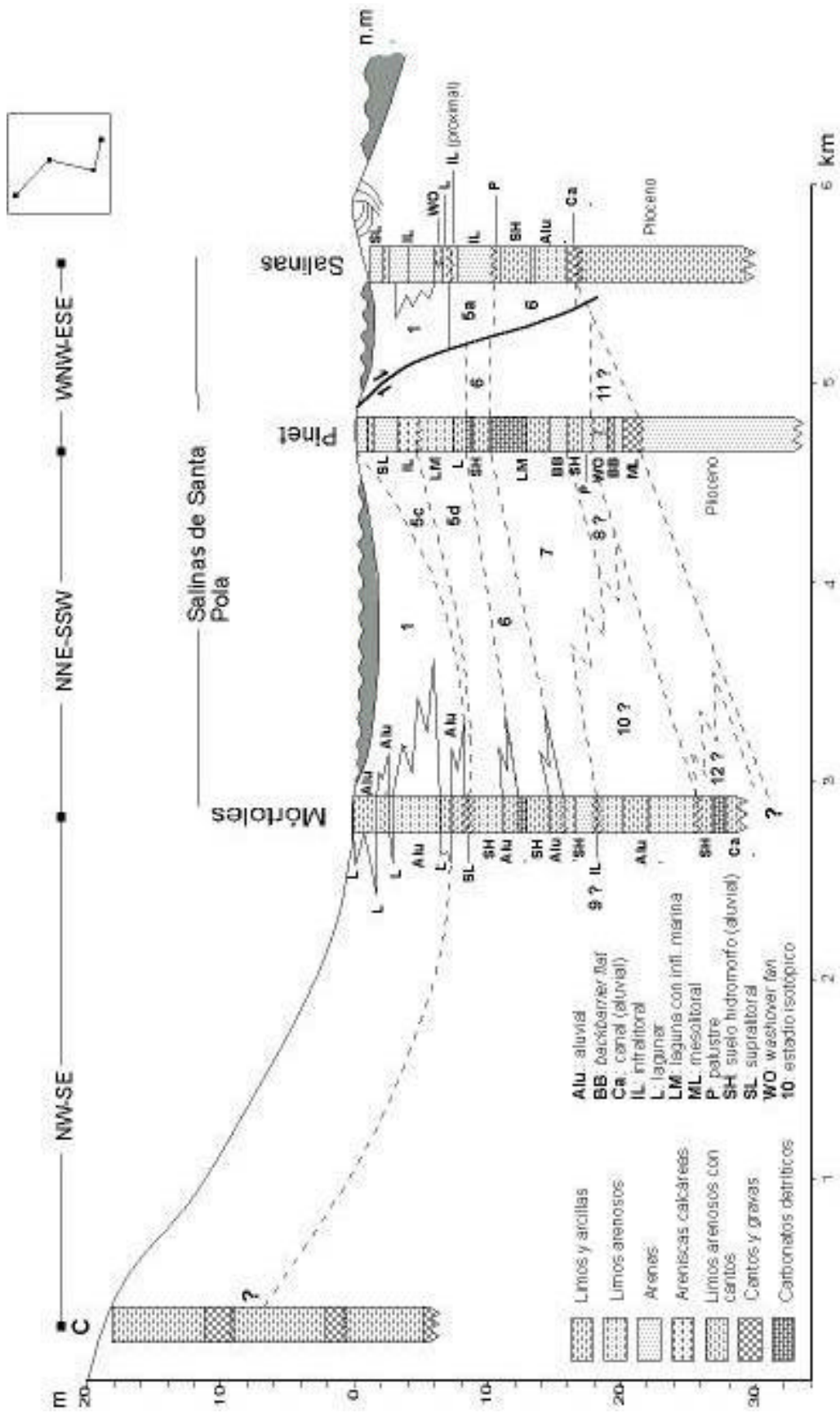


Fig. 8.81. Perfil A. Correlación de los sondeos C, Mórtoles, Pinet y Salinas.

El Plioceno que se sitúa en la base del sondeo Pinet (unidad I) presenta las mismas características sedimentológicas y paleontológicas que los materiales pliocenos aflorantes en la Serra del Molar, es decir, areniscas calcáreas amarillentas donde son abundantes las especies de foraminíferos bentónicos de ambientes litorales; se han registrado bastantes organismos planctónicos que, además de ser poco frecuentes en comparación con la base del sondeo Salinas y de presentar un mal estado de conservación, no ofrecen información biocronológica debido a la ausencia de especies determinativas. La semejanza desde el punto de vista sedimentario y micropaleontológico permiten pensar que se trata de la Formación Areniscas de Rojas, que Montenat *et al.* (1990) asimilan a la base del Plioceno superior y que otros autores adscriben al techo del Plioceno superior (Goy *et al.*, 1990), a la base del Pleistoceno inferior (Bardají *et al.*, 1995) y al Plioceno inferior (Soria *et al.*, 1996). La diferencia de cota es consecuencia de la tectónica que afecta al área de estudio (Alfaro, 1995), donde las sierras de Santa Pola y el Molar se comportan como dos anticlinales; el sondeo Pinet se localiza en el flanco S del sinclinal que separa ambas sierras.

El Plioceno que constituye la base del sondeo Salinas muestra facies pelágicas ricas en organismos planctónicos, que podrían pertenecer a la Formación Margas de Hurchillo, asignada por Montenat *et al.* (1990) al Plioceno inferior, por Bardají *et al.* (1995) a la totalidad del Plioceno y por Soria *et al.* (1996) a la base del Plioceno inferior. En los materiales estudiados en este trabajo no se han encontrado organismos fósiles planctónicos con interés biocronológico que permitan participar de esta discusión, por lo que simplemente se han relacionado con el Plioceno. Hacia techo, el depósito del sondeo Salinas indica una somerización, deducida a partir de la menor proporción de foraminíferos planctónicos respecto a las formas bentónicas.

En conjunto, ambas formaciones hacen referencia a un ambiente de mar abierto, rico en foraminíferos planctónicos, que pierde profundidad progresivamente hacia las cotas superiores (sondeo Salinas), cuya evolución hacia un medio más somero se constata de forma acusada en la base del sondeo Pinet, donde se depositan facies clásticas costeras con dominio de especies bentónicas de ambientes litorales. Según varios autores (Goy *et al.*, 1990, Montenat *et al.*, 1990, Alfaro, 1995), estas

dos formaciones indican una secuencia regresiva que culmina con los depósitos continentales en facies de llanura de inundación costera (Formación Areniscas y Margas Versicolores), en cuyo techo sedimentan facies aluviales canalizadas (Formación Conglomerados del Segura); estas dos últimas formaciones no parecen registrarse en los sondeos estudiados.

En cualquier caso la Formación Areniscas de Rojales, estratigráficamente más reciente que la Formación Margas de Hurchillo, no se ha encontrado en el sondeo Salinas debido quizás a la erosión que han sufrido estas facies más costeras localizadas en puntos más próximos al nivel del mar. Siguiendo la discontinuidad que separa los sedimentos pliocenos de los depósitos cuaternarios localizados a continuación en ambos sondeos, puede apreciarse una posición más alta del Plioceno de Salinas respecto al de Pinet, lo que facilitaría la acción erosiva sobre estos materiales. Las distintas posiciones del Plioceno marino son el resultado de la tectónica de plegamiento y fractura característica de esta zona (Alfaro, 1995). Teniendo en cuenta que el sondeo Mórtoles está sujeto a una mayor tasa de hundimiento, debido a su emplazamiento en el centro del sinclinal que separa las sierras de Santa Pola y el Molar, es posible que el plioceno de facies marinas se encuentre a mayores profundidades. Además, la posición continental de este sondeo podría hacerle partícipe de la tectónica de subsidencia que caracteriza el área que en la actualidad ocupa el abanico del Vinalopó, deducida a partir de los valores negativos que muestran los resultados gravimétricos de Gauyau (1977). No obstante, si la hipótesis de la existencia de un Plioceno continental generalizado para toda la cuenca es cierta (Alfaro, 1995, Soria *et al.*, 1996), la base del sondeo Mórtoles podría ser del Plioceno ya que estos trabajos defienden en este sector facies de abanico aluvial también para el Plioceno superior. En este trabajo puede afirmarse la presencia de sedimentos cuaternarios al menos en los 20 primeros metros, ya que a esta profundidad se identifica un nivel de playa asignado al Cuaternario; no obstante, debido a la disposición de la cuenca y al máximo hundimiento registrado hacia el interior es muy probable que en este punto los depósitos estudiados se relacionen con la sedimentación cuaternaria. El resultado de los sondeos geoeléctricos coincide con las hipótesis anteriores en señalar una mayor subsidencia hacia el interior de la cuenca; es el caso de la Alinación N que comienza en el litoral y acaba en el Fondo

d'Elx-Crevillent, con una dirección casi perpendicular a la línea de costa actual (fig. 8.51a).

Una investigación sobre el subsuelo de la cuenca del Bajo Segura fue realizada por Alfaro (1995), a partir de varios perfiles de sísmica de reflexión procedentes de prospecciones petrolíferas, que atraviesan el área de estudio de forma transversal. El perfil sísmico 1 cruza la Depresión d'Elx entre la Serra Grossa y Santa Pola, con una longitud de 16 km, y el perfil sísmico 2 ocupa unos 15 km entre la Serra de Crevillent y la Serra del Molar, pasando por el Fondo d'Elx-Crevillent (fig. 8.82 y 8.83). La comparación entre ambos muestra la potencia del relleno neógeno-cuaternario de la Depresión d'Elx (fig. 8.82, perfil 1) respecto al perfil 2 (fig. 8.83), donde el zócalo está mucho más próximo a la superficie; en este último se aprecia un pequeño sector subsidente entre el Fondo d'Elx-Crevillent y la Serra del Molar que, según este autor, corresponde a la continuación del surco de la Depresión d'Elx hacia el oeste. Este marco geológico y tectónico justifica los datos de los sondeos eléctricos verticales y la ausencia de los niveles pliocenos marinos en el sondeo Mórtoles.

A partir de los resultados de las prospecciones geoelectricas en conjunción con los datos estratigráficos de los sondeos Salinas y Picola, la posición del sustrato plioceno indica un máximo hundimiento del litoral en el centro de la cuenca (fig. 8.51a). Los materiales de textura arcillosa que aparecen en el S.E.V. N-1 a -30 m podrían corresponderse con el Plioceno marino que comienza en el sondeo Salinas a partir de los 17 m de profundidad. Este hecho significaría un máximo eje de hundimiento de la cuenca a la altura de la Gola del Vinalopó, que a su vez está corroborado por la menor altura de las playas tirrenienses en este punto (Zazo *et al.*, 1990). Por otra parte, en el sondeo Picola los niveles pliocenos son más superficiales (-5 m), tal y como corresponde a una posición más próxima al anticlinal de Santa Pola.

Después de la sedimentación de materiales de origen marino de edad pliocena se observan unos niveles de origen continental y litoral en los sondeos que forman el perfil A (fig. 8.81) y que constituyen, según esta interpretación, la base de la sedimentación cuaternaria en este sector de la cuenca. A partir de los datos

disponibles y de la cronología relativa se establece a continuación un ensayo de correlación entre los testigos C del ITGE, Mórtoles, Pinet y Salinas. Las relaciones cronológicas entre los depósitos de los distintos sondeos se han basado sobre todo en el resultado de la datación numérica por Th/U de la muestra 67 del sondeo Pinet, realizada en un carbonato lagunar. La datación del mismo ha dado un fecha de 198.800 BP y se ha considerado más fiable que el resto por tratarse de un sistema geoquímico prácticamente cerrado. Desde lo más antiguo a lo más moderno, la representación de los depósitos cuaternarios que se conservan en esta área está formada por los siguientes paleoambientes (fig. 8.81):

El primer ciclo de la unidad I del sondeo Mórtoles (subunidades Ia y Ib), formado por un depósito aluvial que está coronado por un suelo hidromorfo, es atribuido tentativamente por cronología relativa al estadio isotópico 12(?). Durante los momentos de *lowstand* o bajadas del nivel del mar registradas en las posiciones hoy litorales se constatan a nivel global procesos erosivos que conllevan arrastre de materiales e incisiones en los cauces a lo largo de las cuencas fluviales; los episodios de relleno se producen durante los períodos de ascenso, cuando sube el nivel de base de los ríos, de forma que primero se depositan los sistemas de abanicos aluviales y más tarde, en momentos más próximos a los *highstand*, los suelos caracterizados por procesos de hidromorfía. Por esta razón, se han individualizados ciclos continentales teniendo en cuenta estos dos tipos de sedimentos. A continuación se registra el primer episodio de *highstand* que se materializa en el sondeo Pinet en un sedimento litoral asignado de forma tentativa al estadio isotópico 11(?); este ambiente está constituido por las unidades II, III y IV en facies de *foreshore*, *backbarrier flat* y *washover fans*.

Posteriormente, un nuevo ciclo continental se registra en el sondeo Mórtoles que por cronología relativa podría relacionarse con las fases de relleno asociadas al estadio isotópico 10(?); se trata del segundo ciclo de la unidad I y está constituido en su mayor parte por depósitos aluviales de arroyada con la presencia de pequeños niveles con señales de hidromorfía hacia el techo. Al igual que el anterior, este sedimento no encuentra correspondencia en el sondeo Pinet. La existencia de una playa localizada a -20 m en el sondeo Mórtoles es atribuida tentativamente y por cronología relativa al estadio isotópico 9(?). Este material presenta una complicada diagénesis que sugiere la antigüedad del depósito y del cual no se ha hallado nada

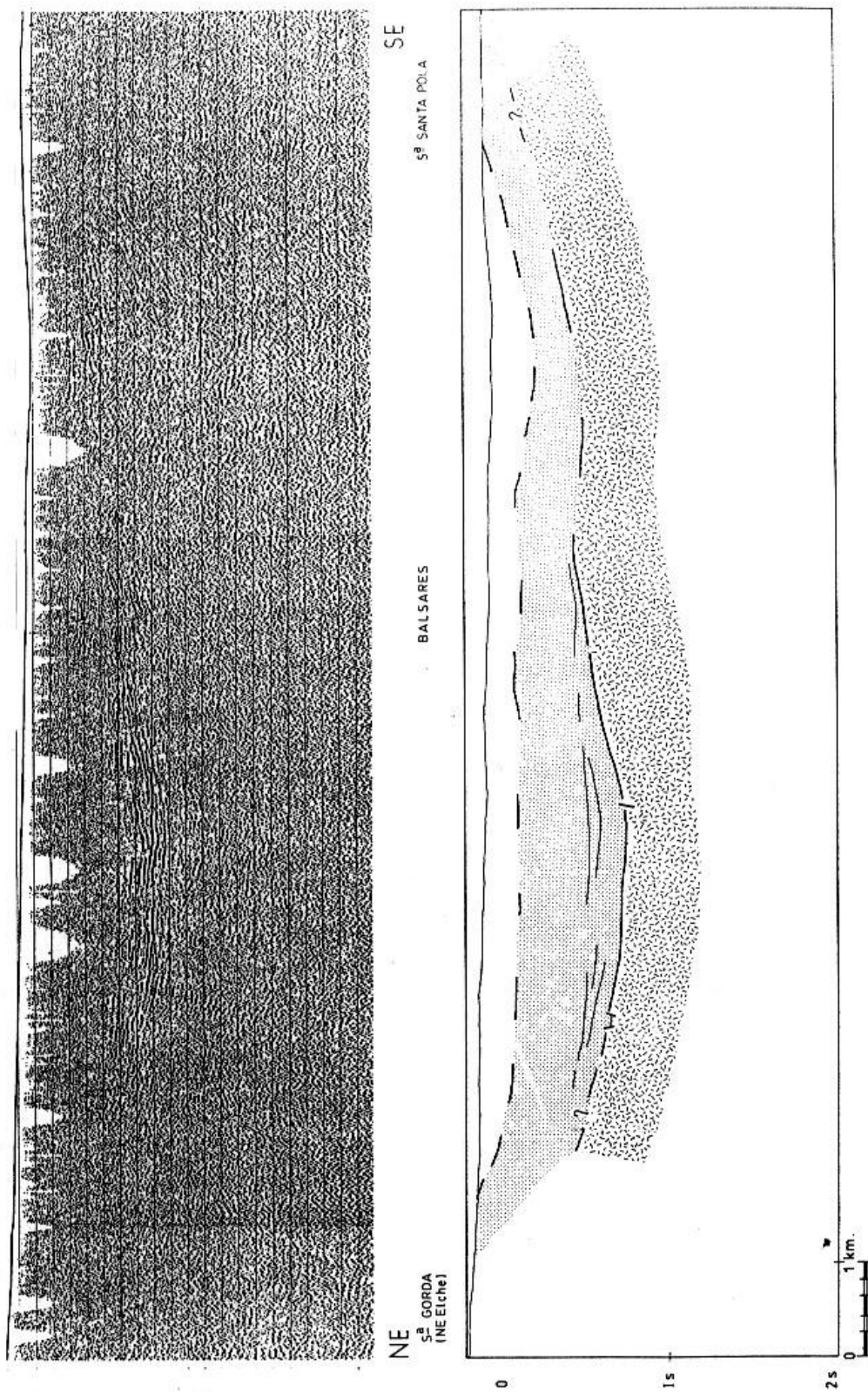


Fig. 8.82. Perfil sísmico 1 y su interpretación en la sección tiempo (Alfaro, 1995)

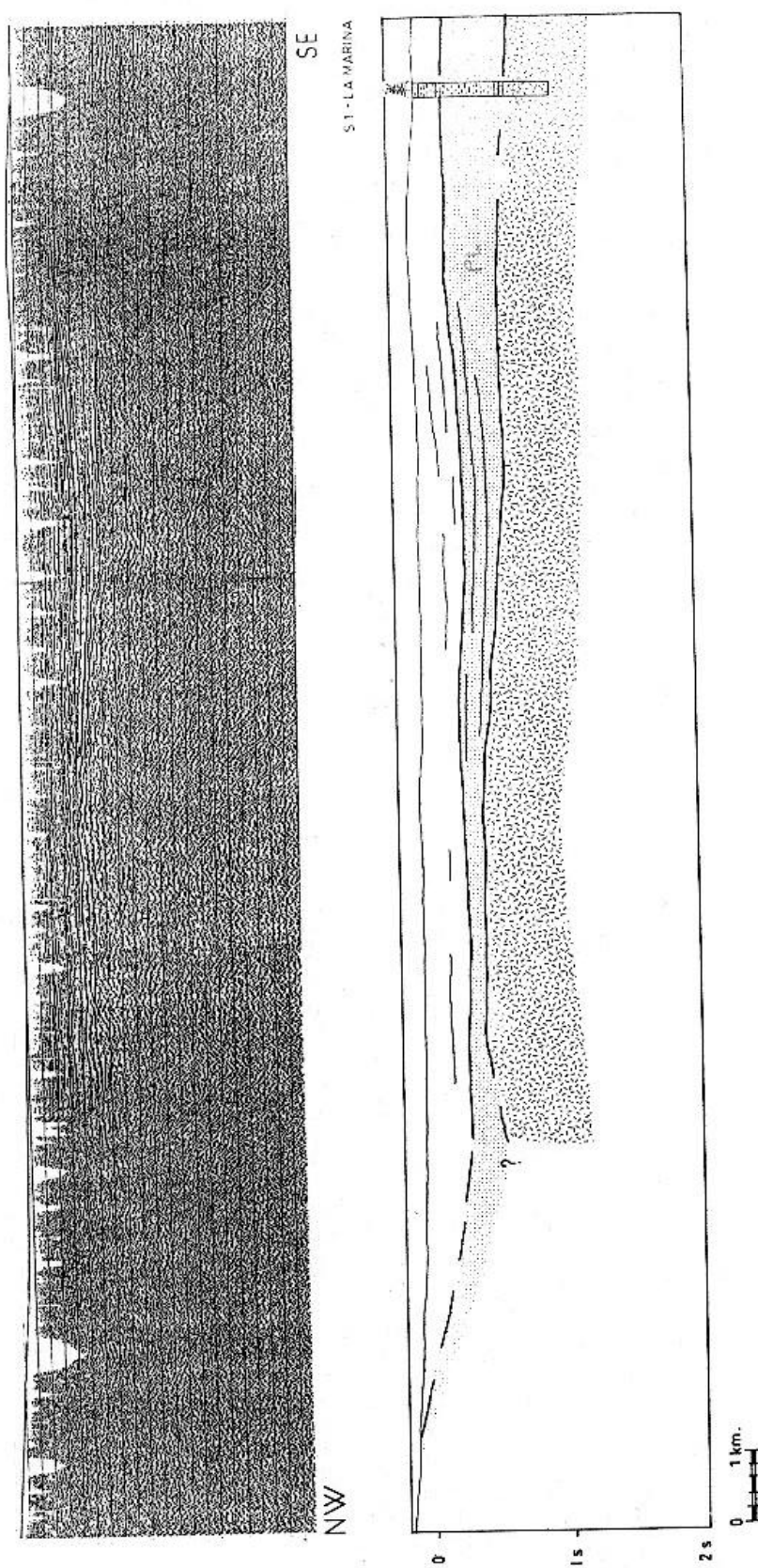


Fig. 8.83. Perfil sísmico 2 y su interpretación en la sección tiempo (Alfaro, 1995)

semejante en los abundantes restos de niveles litorales que se conservan en superficie. La posición de esta playa y la lejanía de la línea de costa actual sugieren la existencia de un movimiento subsidente previo a la fase de formación, lo que supondría un avance del nivel del mar propiciado tanto por efectos eustáticos como tectónicos. Hay que tener en cuenta que este sondeo está localizado en el centro del sinclinal que separa los anticlinales de Santa Pola y el Molar y, por tanto, pertenece al sector costero donde se localizan las mayores tasas de hundimiento, como se ha comentado con anterioridad. Esta máxima subsidencia respecto a las áreas adyacentes podría explicar la conservación de este nivel en este sondeo y su ausencia en el testigo Pinet, ya que este último se emplaza en el flanco N del anticlinal del Molar y, por tanto, en un área sometida a una menor subsidencia. Si se realizase un sondeo en la costa situada al N de la Gola del Vinalopó es posible que se encontrara un depósito correlacionable con esta playa, aunque la preservación en este sector parece más difícil, como puede deducirse de la conservación parcial de las barras tirrenienses. No obstante, debido a la abundancia de organismos coralinos este material podría asignarse al estadio isotópico 11(?), ya que Burckle (1993) sugiere que durante este piso la temperatura superficial del mar fue superior a la del subestadio 5e, considerado ya como un clima tropical por la presencia de fauna senegalesa. Si esta playa pertenece al estadio isotópico 11 los ciclos continentales anteriores deben ser adscritos a los pisos regresivos más antiguos inmediatos, es decir, a los estadios 12(?) y 14(?), respectivamente.

Del estadio isotópico 8(?) también se conservan restos de una sedimentación que sólo aparece representada en el sondeo Pinet, en forma de ambientes palustres de agua dulce con encharcamientos esporádicos hacia el techo. A continuación las unidades VI y VII de este sondeo reflejan una aproximación del nivel del mar que se manifiesta, desde el punto de vista paleoambiental, en un depósito de *backbarrier flat* seguido en cotas superiores por una albufera con influencia marina. Este ambiente restringido presenta en el techo una intensa precipitación de carbonatos, que han sido datados a partir de Th/U y han dado una edad de 198.800 BP. Como se trata de un sistema geoquímicamente más cerrado podría interpretarse esta fecha de forma más fiable que las procedentes de la datación por este método de niveles más litorales, en éste y otros sondeos. Por esta razón, estos sedimentos se atribuyen al estadio

isotópico 7 y las edades de los sedimentos subyacentes se deducen a partir de cronología relativa. Este nivel encuentra correspondencia con el potente suelo hidromorfo que conforma el primer ciclo de la unidad III del sondeo Mórtoles. La presencia exclusiva de suelos hidromorfos podría obedecer a que estos sedimentos son el resultado de un momento de ascenso del nivel del mar más próximo al *highstand*, lo cual coincidiría con los ambientes de albufera con comunicación marina hallados en el sondeo Pinet.

Un nuevo episodio regresivo se observa en los niveles encontrados en el segundo ciclo de la unidad III del sondeo Mórtoles, en las facies canalizadas de abanico y el suelo hidromorfo (unidad VII) del sondeo Pinet y en las unidades II y III del testigo Salinas; representan depósitos canalizados de origen aluvial en la base, seguidos en posiciones más altas por sedimentos aluviales de menor energía y suelos hidromorfos coronados por un ambiente palustre de agua dulce. Estos paleoambientes son atribuidos tentativamente y por cronología relativa al estadio isotópico 6. La ausencia de depósitos de abanico en el sondeo Pinet podría indicar que este nivel no proviene del sistema aluvial del Vinalopó y, por tanto, podría ser el resultado de una sedimentación procedente del relieve del Molar que presentaría, por un lado, cambios laterales de facies hacia los suelos hidromorfos de Pinet y, por otro, facies más distales del propio abanico, localizadas hacia techo del mismo sondeo Salinas. Las facies de abanico aluvial del río Vinalopó correspondientes a este ciclo muestran una cubierta calcárea, lo que podría corroborar la hipótesis de su pertenencia al Pleistoceno medio, ya que Dumas (1977a) indica que los depósitos continentales de esta edad están encostrados en superficie; además, es durante este estadio cuando el mar se retiraría lo suficiente como para formar estos depósitos aluviales en posiciones tan cercanas a la línea de costa actual.

A continuación, se registran sedimentos lagunares que son asociados al subestadio isotópico 5d (sondeo Pinet). Estos ambientes reciben progresivamente hacia el techo una influencia marina de carácter oscilante, que podría atribuirse al ascenso eustático siguiente; hacia el continente conectan con un medio donde son frecuentes los procesos de hidromorfía (sondeo Mórtoles). La culminación de la transgresión que venía produciéndose se registra en los submedios de *shoreface* en el sondeo de Pinet y de *backshore* en el sondeo Mórtoles. Las interpretaciones

geomorfológicas indican que en el punto donde se localiza el sondeo Pinet tiene lugar la unión de las barreras relacionadas con los episodios tirrenienses, que en posiciones más septentrionales, en las inmediaciones del Cap de Santa Pola, presentan una mayor distancia de separación entre ellas. Por esta razón, es posible que esta playa encontrada en el techo del sondeo Pinet, a 2,5 m de profundidad respecto al nivel del mar actual, pueda corresponderse tanto con el subpiso isotópico 5e como con el 5c; sin embargo, la coloración grisácea y la semejanza de facies de este material respecto a un nivel de playa que aflora a pocos metros del sondeo (unidad II de la cantera del Pinet), relacionado con el Tirreniense III (Goy *et al.*, 1993), y la ausencia de oolitos, marcadores en esta zona del estadio isotópico 5e, según estos autores, permiten atribuirlo tentativamente al estadio isotópico 5c, aunque la datación numérica obtenida en la playa de Mórtoles haya dado una edad de 146.500 BP. Es probable que el nivel relacionado con el Tirreniense II, que se asociaría con la unidad I de la cantera del Pinet, se encuentre a algunos metros hacia el interior de la posición de este sondeo, en caso de haberse conservado en este sector. Desde el punto de vista tectónico y partiendo de la premisa de que la playa del Pinet es el *shoreface* que corresponde al ambiente de *backshore* localizado en el sondeo Mórtoles, parece observarse un hundimiento de la cuenca posterior al estadio isotópico 5c, que supondría una subsidencia de unos 5 m de la parte más interior.

Este conjunto transgresivo no aparece representado en la secuencia más litoral (Salinas), debido a la existencia de una posible falla localizada entre los sondeos Pinet y Salinas, que produciría el hundimiento del sector costero. Esta subsidencia facilitaría la erosión marina de estos sedimentos, ya que los escasos restos de la transgresión del 5c que pudieron subsistir a los procesos erosivos que sucederían durante la regresión del nivel del mar del subestadio 5b, serían eliminados por completo debido a la mayor acción del ascenso eustático del subpiso siguiente. Por tanto, se trataría de una falla de actuación intratirreniense que se formaría como consecuencia de un proceso de distensión local. La transgresión marina correspondiente al subpiso 5a se conserva en el sondeo Salinas, primero en un depósito de *shoreface* muy arenoso, que probablemente presentaba morfología de barra submarina (unidad IV), y después en un medio más somero (unidad V) donde se consolida. Las características sedimentarias y la semejanza respecto a la unidad III de la cantera del Pinet, considerada como Tirreniense IV? (Goy *et al.*, 1993), permiten

asignarla a este subestadio isotópico. La posición más baja de la playa del sondeo Salinas respecto a la de Pinet indicaría que la máxima actuación de la falla intratirreniense tuvo lugar sobre todo entre los subpisos 5c y 5a.

La regresión marina que viene a continuación quedaría conservada en el depósito de abanico que se registra a -7 m s.n.m. en el sondeo Mórtoles (unidad V), separada por una discontinuidad de la playa subyacente. Esta superficie de erosión podría corresponder con la que Soria *et al.* (1999) identifican en el Bajo Segura a -20 m y que atribuyen al mínimo eustático (18.000-15.000 BP), a partir de los resultados de dataciones radiométricas realizadas en los sedimentos suprayacentes; este *lowstand* se manifiesta en el sondeo Salinas en el contacto erosivo de la superficie de la paleorrestinga (unidad V).

La recuperación eustática del estadio isotópico 1 se observa en los ambientes de albufera con depósitos asociados de *washover fans* en el sondeo Salinas (unidades VI y VII); estos ambientes implican la existencia de una barrera próxima localizada hacia el E, que individualizaría estos medios restringidos. Más tarde, cuando el nivel del mar continúa ascendiendo, esta barrera dejaría de ser efectiva y en ese momento comienzan a penetrar organismos bentónicos estenohalinos procedentes de mar abierto en un medio con sedimentación mucho más arenosa (nivel 4 de la unidad VIII); el aumento relativo de los foraminíferos bentónicos de aguas restringidas indica la mayor actuación de esta barrera hacia el techo (nivel 5 de la unidad VIII), bien por un incremento vertical de la misma, aunque sin perder el contacto con el mar, o bien por un descenso en los valores absolutos del nivel del mar. Una datación en el nivel 4, con AMS, en sedimento orgánico, ha dado una edad de 7.500 BP. Teniendo en cuenta que el máximo eustático se produce en las costas orientales de la Península Ibérica hacia el 6.500 BP (Fairbridge, 1961, Aloisi, 1986, Hoffman, 1988, Pirazzoli, 1996, Zazo *et al.*, 1996, 1997a, Dabrio *et al.*, 1997, Fumanal *et al.*, 1997), se propone en este trabajo una edad más reciente que la ofrecida por el Laboratorio de Radiocarbono, ya que las características micropaleontológicas y sedimentarias señalan un ambiente marino entre $-4,5$ m y -1 m s.n.m.

El avance del nivel del mar flandriense estaría favorecido por la subsidencia costera, lo cual podría explicar la importancia de los depósitos infralitorales que se

registran en este sondeo. Por otro lado, las paleorrestingas que afloran sobre el nivel de las actuales Salinas de Santa Pola, donde se localiza el sondeo Pinet, podrían suponer un obstáculo a la entrada marina de este episodio transgresivo e individualizarían detrás de sí un conjunto de niveles lagunares más restringidos, que se interconectan con depósitos aluviales procedentes del abanico del Vinalopó (últimos 8 m del sondeo Mórtoles). Esta secuencia laguno-aluvial se considera holocena tomando en cuenta la discontinuidad localizada a -7 m s.n.m., cuya formación se asigna al mínimo eustático del último período glaciario por correlación con la cuenca del Bajo Segura. El hundimiento que se observa en esta zona, sobre todo en el área que ocupa hoy el abanico aluvial, explicaría el espesor holoceno que se registra en este sondeo y, en parte, la progradación de los sistemas de abanicos sobre los ambientes lagunares. Hay que tener en cuenta que los perfiles estratigráficos estudiados no están alineados y que las paleorrestingas tirrenienses aflorantes presentan una conservación parcial en las posiciones más litorales situadas frente al sondeo Mórtoles; es decir, que el efecto barrera sería mucho menor en este sector, por un lado, por una menor importancia del obstáculo y, por otro, por un mayor efecto de la subsidencia. En cualquier caso, se registran niveles lagunares a ambos lados de este paleorrelieve donde el más interior, además de alternar con las facies distales del sistema aluvial del Vinalopó, presenta salinidades más bajas.

Respecto a los resultados de susceptibilidad magnética (ver capítulo 8.4) estos datos podrían corroborar algunas de las inferencias cronológicas realizadas en estos tres sondeos, ya que parece probable la relación entre los arrastres de minerales de hierro con los momentos de descenso eustático, cuya sedimentación se produciría durante las primeras fases de ascenso del nivel del mar. En el caso del testigo Pinet, el propuesto estadio isotópico 6 coincide con un aumento muy significativo de la MS, relacionado con ambientes de albufera en procesos de desecación por saturación de la cuenca y con suelos hidromorfos; el estadio isotópico 8 muestra el mismo comportamiento. En este sentido, hay que destacar el aumento de los valores de MS que se registran en los ambientes asignados al estadio isotópico 7, que puede ser interpretado como la pequeña pulsación negativa del nivel del mar atribuida al subpiso 7b (Zazo *et al.*, 1994). En el sondeo Salinas, destacan los altos valores de susceptibilidad magnética de los materiales asignados al estadio isotópico 6, que

coincide con los depósitos aluviales de texturas más gruesas; este mismo comportamiento se observa en el sondeo Mórtoles (fig. 8.52, 8.54 y 8.55).

A nivel general, el posicionamiento del nivel del mar durante los distintos interglaciares cuaternarios es indicado por Shakelton (1987), quien afirma que en los estadios isotópicos 7, 13, 15, 17 y 19 el nivel del mar no alcanzó la cota que presenta en la actualidad y por el contrario, en los pisos 1, 9 y 11 y en el subestadio 5e (125 ka) fue igual e incluso superior; en este último la comunidad científica parece estar de acuerdo con un ascenso eustático de más de 5 m por encima del nivel del mar actual (Chapell & Shackleton, 1986, Zazo *et al.*, 1997a, 1997b). Durante los subestadios 5c (105 ka) y 5a (85 ka) el nivel del mar sería menor que el actual (Chapell & Shackleton, 1986), aunque otros autores indican para nuestras costas que en el subpiso 5c el nivel del mar llegó a la cota actual e incluso fue algo superior (Zazo *et al.*, 1997a y 1997b). Estas hipótesis podrían corroborar este ensayo de correlación, ya que se aprecian niveles marinos atribuidos a los estadios isotópicos 1, 5c, 9 y 11 donde se alcanzan cotas superiores a la actual. No obstante, es indudable el papel que ha jugado la neotectónica en este sector, cuyo rejuego reciente se constata tanto en los depósitos más antiguos como en los más recientes. Este factor explicaría en parte la presencia de la playa de corales de Mórtoles y de la que se registra en el sondeo Salinas.

Desde el punto de vista tectónico, en este perfil se observa el hundimiento generalizado y de forma diferencial que caracteriza el área de estudio, que afectaría tanto a los materiales pliocenos como cuaternarios. Parece producirse una marcada subsidencia con anterioridad a la formación de la playa de corales de Mórtoles. A partir de las etapas tirrenienses podría asignarse cierta estabilidad tectónica, lo que justificaría la posición paralela a la línea de costa actual y de manera consecutiva del sistema de restingas relacionado con las distintas transgresiones, cuya situación se explicaría en gran parte por las distintas posiciones alcanzadas por el nivel del mar durante los diferentes estadios. No obstante, entre los subestadios isotópicos 5c y 5a parece reactivarse un conjunto de fracturas en el sector más litoral, una de las cuales separaría los sondeos de Pinet y Salinas y otra, más costera, sería responsable de la morfología rectilínea del tramo de costa extendido entre la Gola del Vinalopó y el Molar. Durante el Holoceno parecen continuarse los movimientos subsidentes, como

podría indicar el espesor del relleno sedimentario asignado al estadio isotópico 1 aunque, respecto a los sectores más meridionales, es reducido.

b) Perfil B (fig. 8.84).

Con una dirección WNW-ESE este perfil recoge la información aportada por los sondeos Riegos, Fondo y Salinas, además de la secuencia mostrada por el testigo F del ITGE. Por tanto, desde el punto de vista geomorfológico, este corte incluye desde las facies distales del abanico del Vinalopó, en las inmediaciones del Fondo d'Elx-Crevillent, hasta el cordón dunar que cierra este espacio húmedo en la actualidad.

Se han considerado los ambientes palustres del sondeo Fondo como holocenos, en correspondencia con la alternancia de depósitos lagunares y aluviales que caracteriza el techo del sondeo Mórtoles. De hecho, la máxima progradación aluvial que puede reconocerse en el holoceno del sondeo Mórtoles, coincide en la cota con la invasión de estos aportes a la zona ocupada por una zona palustre en el sondeo Fondo, es decir, entre los 0 y 5 m de profundidad. Además, los dos primeros depósitos canalizados de los tres encontrados en el sondeo F del ITGE, podrían formar parte de un mismo canal que aumenta de potencia en el sondeo Riegos y que indicaría un avance del sistema aluvial y no un desplazamiento lateral, como podría revelar también esta misma secuencia. Este episodio podría coincidir con la fase de aluvionamiento que Ferrer y Blázquez (1999a, 1999b) determinan en época reciente en el abanico del río Vinalopó, deducida a partir del estudio sedimentológico del yacimiento ibérico de l'Alcudia; en esta época se rellenan los cauces que eran funcionales durante momentos anteriores. Es probable que todos estos depósitos formen parte de un mismo episodio, cuya causa podría ser la activa morfogénesis que se registra en el área como consecuencia de posibles variaciones en las precipitaciones en un régimen climático contrastado (Dupré *et al.*, 1988), en la cual la acción antrópica ha jugado un papel importante (Carmona, 1995, Sanjaume y Carmona, 1995, Simón, 1999). No obstante, el factor tectónico podría constituir un rol de especial relevancia ya que indudablemente favorecería el proceso de aluvionamiento y la incisión de los cauces aguas arriba como producto de las modificaciones de los perfiles de equilibrio.

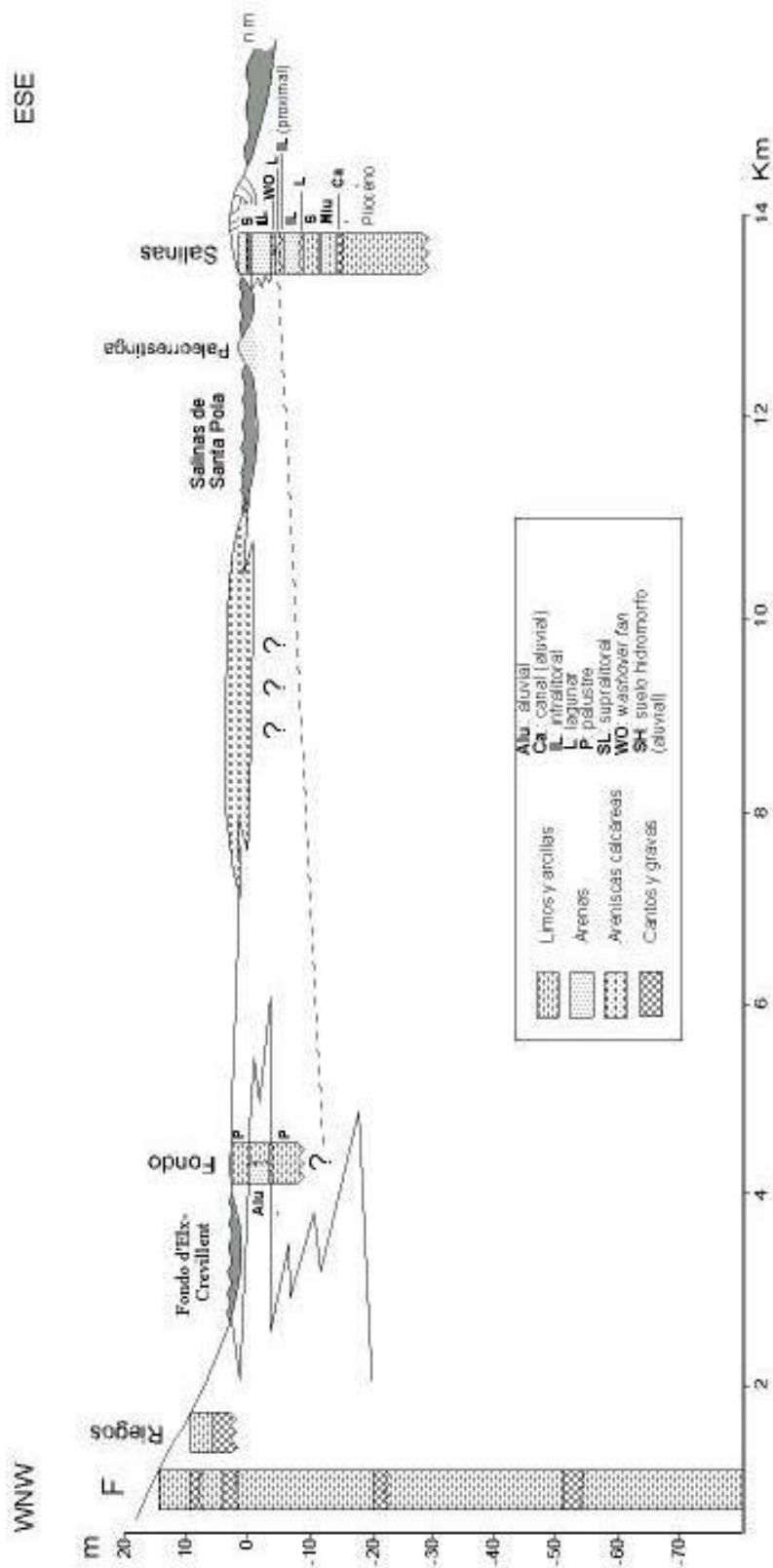


Fig. 8.84. Perfil B. Correlación de los sondeos F, Riegos, Fondo y Salinas

En cualquier caso, después de ese período de avance aluvial generalizado en la totalidad del abanico se observa un retroceso del mismo en su parte distal y la nueva instalación de los ambientes lagunares en los momentos más recientes.

La escasa altura del depósito de derrame que separa en la actualidad las Salinas de Santa Pola y el Fondo d'Elx-Crevillent podrían indicar la continuidad de los depósitos lagunares por debajo del mismo, tal y como indican algunos autores (Gozálvez, 1977). Los resultados del perfil sísmico 2 (fig. 8.83) indican, como ya se ha comentado, la presencia de un surco subsidente en el sustrato entre el Fondo d'Elx-Crevillent y el Molar que se ha interpretado como la continuación de la Depresión d'Elx hacia el oeste (Alfaro, 1995); este factor tectónico ha podido favorecer la comunicación entre ambas lagunas y sobre todo el avance del abanico hacia la Serra del Molar. No obstante, a partir de los resultados que se plantean en este trabajo no es posible asegurar ese intercambio; para ello es necesaria la realización de nuevos estudios basados en el análisis de sondeos mecánicos sobre esta morfología. En cualquier caso, desde el punto de vista geomorfológico este derrame de origen aluvial es una formación muy reciente que podría relacionarse con un depósito de tamiz, aunque la antropización que sufre la zona impide identificarlo con claridad.

Hacia la costa, los ambientes reconocidos en el sondeo Fondo se correlacionarían con los niveles de aguas restringidas identificados en el inicio de la sedimentación holocena del sondeo Salinas y con el ambiente lagunar más antiguo de Mórtoles. Puede observarse el mayor espesor que presentan los sedimentos palustres o lagunares de borde hacia el interior de la cuenca, favorecido probablemente por la neotectónica de subsidencia que se constata por diversos métodos hacia el interior del continente.

Los resultados de la susceptibilidad magnética muestran dos pequeños ciclos en el sondeo Fondo en los cuales se incrementa el contenido de MS, donde paradójicamente los niveles aluviales presentan valores más bajos (fig. 8.56). La comparación con los datos relacionados con los sondeos Salinas y Riegos no aporta ninguna indicación; en el sondeo Riegos es notable la pedogénesis que se observa en el techo del sondeo (ver capítulo 8.4), lo que pudo haber camuflado otros cambios en

los valores de susceptibilidad magnética a lo largo de la columna (fig. 8.57). Por su parte, los sondeos eléctricos verticales muestran una respuesta semejante de los materiales hasta los -110 m de profundidad en el interior (fig. 8.51a), en las inmediaciones del sondeo Fondo, donde se reflejarían los materiales asociados a un ambiente aluvial procedente del río Vinalopó, subyacentes a los depósitos palustres de superficie, tal y como parece deducirse del sondeo F del Archivo de Puntos de Agua del ITGE.

c) Perfil C (fig. 8.85)

Este perfil realiza un corte transversal del abanico del río Vinalopó en dirección WSW-ENE y, por tanto, recoge la información de los sondeos F, E, D, C y B encontrados en el Archivo de Puntos de Agua del ITGE, además del sondeo Riegos que se localiza en el extremo más occidental. Se trata de una sucesión de materiales que indican la existencia en casi 200 m de profundidad de ambientes aluviales en facies de abanico.

Por encima de los 0 m la facies canalizadas son mucho más frecuentes y coinciden en profundidad con las ya mencionadas en los perfiles A y B (fig. 8.81 y 8.84); a partir de esta cota se observan dos fases de canalización que se registran en los sondeos F y E, donde aumentan de forma considerable los tramos lutíticos. Esta abundancia de canales en el techo de la serie podría ser interpretada como una reactivación del abanico aluvial, que sería posterior a la estabilización del nivel del mar flandriense, donde las fases más recientes quizás encontrarían relación con los procesos de aluvionamientos constatados en épocas recientes (Ferrer y Blázquez, 1999a, 1999b); por esta razón, se desestimaría el posible origen por desplazamientos laterales del abanico. Por debajo de 0 m, la primera facies canalizada que se registra en el sondeo E y la segunda del testigo F podrían ser consideradas desplazamientos laterales de un canal debido a la ausencia de los mismos en las columnas adyacentes (D y E, respectivamente); no ocurre lo mismo en los canales que se constatan a -50 m en los sondeos F y E, que pueden ser interpretados como un proceso de avance en la sedimentación aluvial.

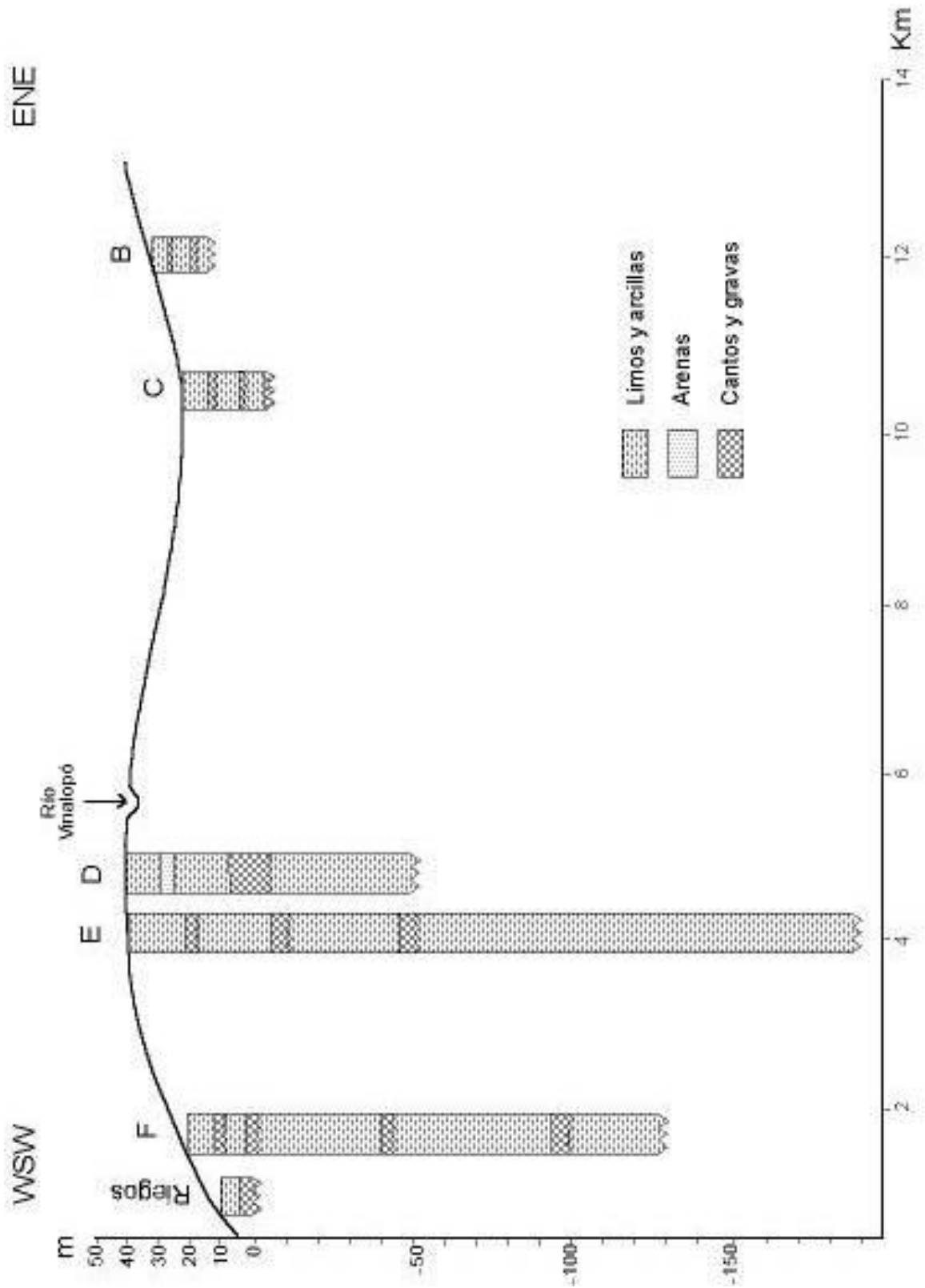


Fig. 8.85. Perfil C. Secuencia del abanico del Vinalopó

Los sondeo geoelectricos pertenecientes a la Alineación N indican un cambio litológico importante a -110 m de profundidad en las inmediaciones del Fondo d'Elx-Crevillent. Este dato podría coincidir con los resultados de este perfil ya que los máximos espesores del cono del Vinalopó se localizan hacia el abanico medio (200 m); hacia las áreas más distales comienzan a disminuir (fig. 8.51a).

La potencia de la sedimentación cuaternaria podría ser un reflejo de la tasa de subsidencia que experimenta el sector ocupado en la actualidad por el abanico del río Vinalopó (Gauyau, 1977). Como ya se ha comentado, algunos autores afirman la existencia de un Plioceno continental (Alfaro, 1995, Soria *et al.*, 1996), por lo tanto, según esta hipótesis, es posible que en algún punto de las columnas comiencen los materiales pliocenos; no obstante, la elevada subsidencia que se observa en esta área podría justificar la existencia de importantes espesores cuaternarios.

d) Perfil D (fig. 8.86)

Con una dirección en sentido casi perpendicular a la costa (W-E), este perfil muestra una propuesta de relación cronológica existente entre los sondeos Mórtoles, Picola y el testigo D del Archivo de Puntos de Agua del ITGE.

El testigo obtenido en el abanico del Vinalopó (D) presenta una sucesión de lutitas de color rojizo con facies canalizadas intercaladas entre los +10 m y 0 m sobre el nivel del mar actual, que podría estar relacionado con el depósito aluvial que se localiza entre -9 y -8 m en el sondeo Mórtoles, atribuido a un momento anterior a la finalización de la transgresión flandriense (ver perfil A, fig. 8.81). El registro del mismo depósito en distintos sondeos indica que se trata de una fase de progradación de los abanicos que se produciría entre el inicio del ascenso desde el mínimo eustático del 18.000-15.000 BP y los comienzos de la culminación de la transgresión holocena.

Más tarde, cuando se alcanza el máximo eustático, alrededor del 6.500 BP, tiene lugar el desarrollo de ambientes lagunares registrados en el testigo Mórtoles, que se corresponderían en el sondeo Picola con depósitos de *backbarrier flat* y

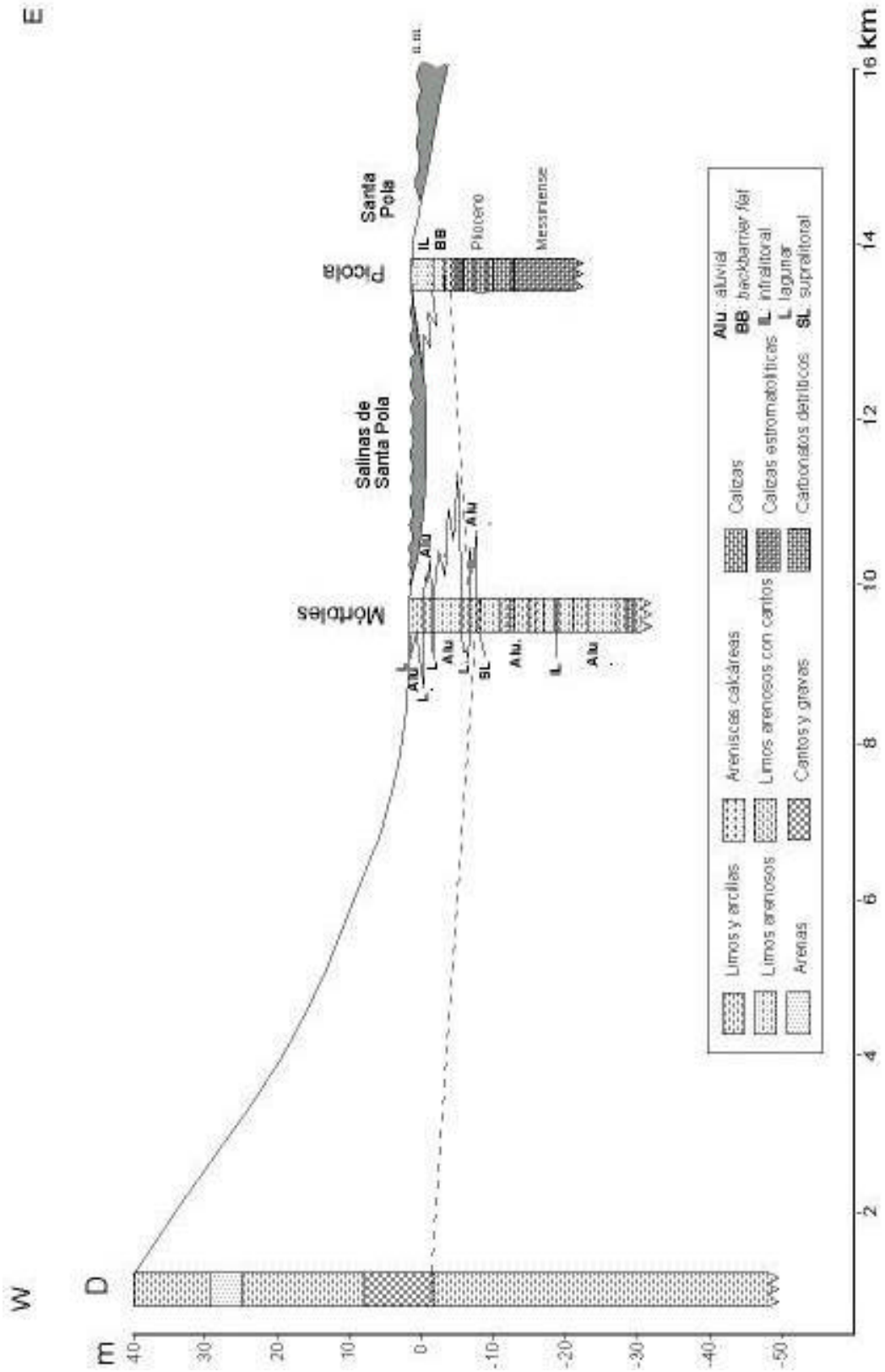


Fig. 8.86. Perfil D. Correlación de los sondeos D, Mórtoles y Picola

posteriormente con sedimentos infralitorales (subunidades IVa y IVc), donde el más reciente es asignado al siglo III dC, según los datos arqueológicos encontrados en el yacimiento adyacente de la Picola (Fumanal y Ferrer, 1998, Badie *et al.*, 2000). El más antiguo podría relacionarse con el episodio infralitoral localizado entre -4 y -1 m s.n.m, que Fumanal y Ferrer (1998) asocian al nivel holoceno de Santa Pola, datado por Goy *et al.* (1993) en 3.290 BP. Estas formaciones litorales están separadas por un pequeño episodio de somerización (subunidad IVb) que podría ser equivalente a los depósitos eólicos que se registran en este yacimiento, atribuido por restos cerámicos al siglo I dC. El conjunto de la unidad IV del sondeo Picola podría relacionarse con los tres primeros metros del sondeo Mórtoles, donde alternan depósitos lagunares y aluviales, de forma que la fase de somerización constatada en el primer testigo se asociaría a un pequeño avance del abanico sobre el ya instalado ambiente de albufera. De igual manera, el submedio de *backbarrier flat* detectado en Picola podría ser contemporáneo del primer episodio lagunar del sondeo Mórtoles, y por tanto del de Salinas, de forma que la progradación del abanico entre 0 y -5 m s.n.m. de éste último testigo es la consecuencia del avance de estos sistemas en un período posterior a la estabilización del nivel del mar. Según Dupré *et al.* (1988), el avance de la sedimentación aluvial registrado en estos momentos está muy ligado a la instalación de un clima contrastado durante el Holoceno superior. Por el contrario, Carmona (1990), relaciona los procesos de aluvionamiento con factores antrópicos.

Desde el punto de vista tectónico, se observa un comportamiento similar de la cuenca al que se constata en el perfil A (fig. 8.81), es decir, un hundimiento diferencial debido al funcionamiento en esta área de sistemas compuestos por horsts y graben (ver capítulo 4); en este caso se justifica en parte por la existencia de una falla normal que limita la Serra de Santa Pola por el S, que continúa por la plataforma continental hasta las inmediaciones de la isla de Nova Tabarca (ITGE, 1994, Rey *et al.*, 1999).

e) Perfil E (fig. 8.87)

Este perfil está formado por los sondeos mecánicos localizados en el Bajo Segura (S-1, S-2, S-3, S-4, S-5 y S-6), siguiendo un transecto de dirección NNE-SSW. El estudio de estos testigos indica la presencia de una superficie erosiva

generalizada sobre los 18 m de profundidad que se encuentra en los sondeos S-2, S-3 y S-5.

Esta discontinuidad es también reconocida por Soria *et al.* (1999) hacia la cota de -25 m aunque la sitúan más alta (-20 m) hacia las poblaciones de Formentera del Segura y Daya Nueva. Según estos autores, esta discontinuidad es consecuencia del *lowstand* del 18.000-15.000 BP cuyo efecto se traduce en la erosión de gran parte de los depósitos sedimentados con anterioridad en el continente y en el litoral; como ya se ha comentado esta superficie se corresponde probablemente con la que se detecta en el sondeo Mórtoles a -7 m s.n.m. Teniendo en cuenta los datos aportados en este trabajo, a partir de esta correlación se deducen implicaciones tectónicas que suponen un hundimiento del orden de los 10 m del Bajo Segura respecto al litoral de la Depresión d'Elx, al menos desde los últimos 15.000 años, como consecuencia del reajuego reciente de la falla del Bajo Segura que, según varios autores (Alfaro, 1995, Alfaro *et al.*, 1999, Martínez Díaz *et al.*, 2000), es la máxima responsable de la deformación de los depósitos más recientes; además, respecto al sinclinal ocupado por las lagunas de Torreveja y La Mata este espacio presenta también una subsidencia mucho más acusada (Alfaro, 1995).

Desde el punto de vista sedimentario, la base de los sondeos localizados en este sector parece responder a una sedimentación aluvial con episodios de encharcamientos esporádicos, a partir de los cuales se resedimentan los escasos y fragmentados caparzones de ostrácodos y foraminíferos bentónicos que se encontrarían en estas lagunas efímeras, probablemente desarrolladas en una llanura de inundación distal (unidad I de los testigos S-2, S-3 y S-5).

A partir de esta superficie erosiva se registra una potente sedimentación holocena según los resultados de más de una treintena de dataciones numéricas realizadas por Soria *et al.* (1999) en los testigos de sondeo mecánico obtenidos en áreas adyacentes. Según la interpretación paleoambiental de los testigos estudiados se observa la instalación de una laguna, que se registra sobre todo en la unidad II del sondeo S-3 y en las unidades II y III del sondeo S-5. Del estudio micropaleontológico y sedimentológico de este ambiente lagunar se derivan dos características ecológicas: por un lado, salinidades altas dentro del rango de salobridad como indican las

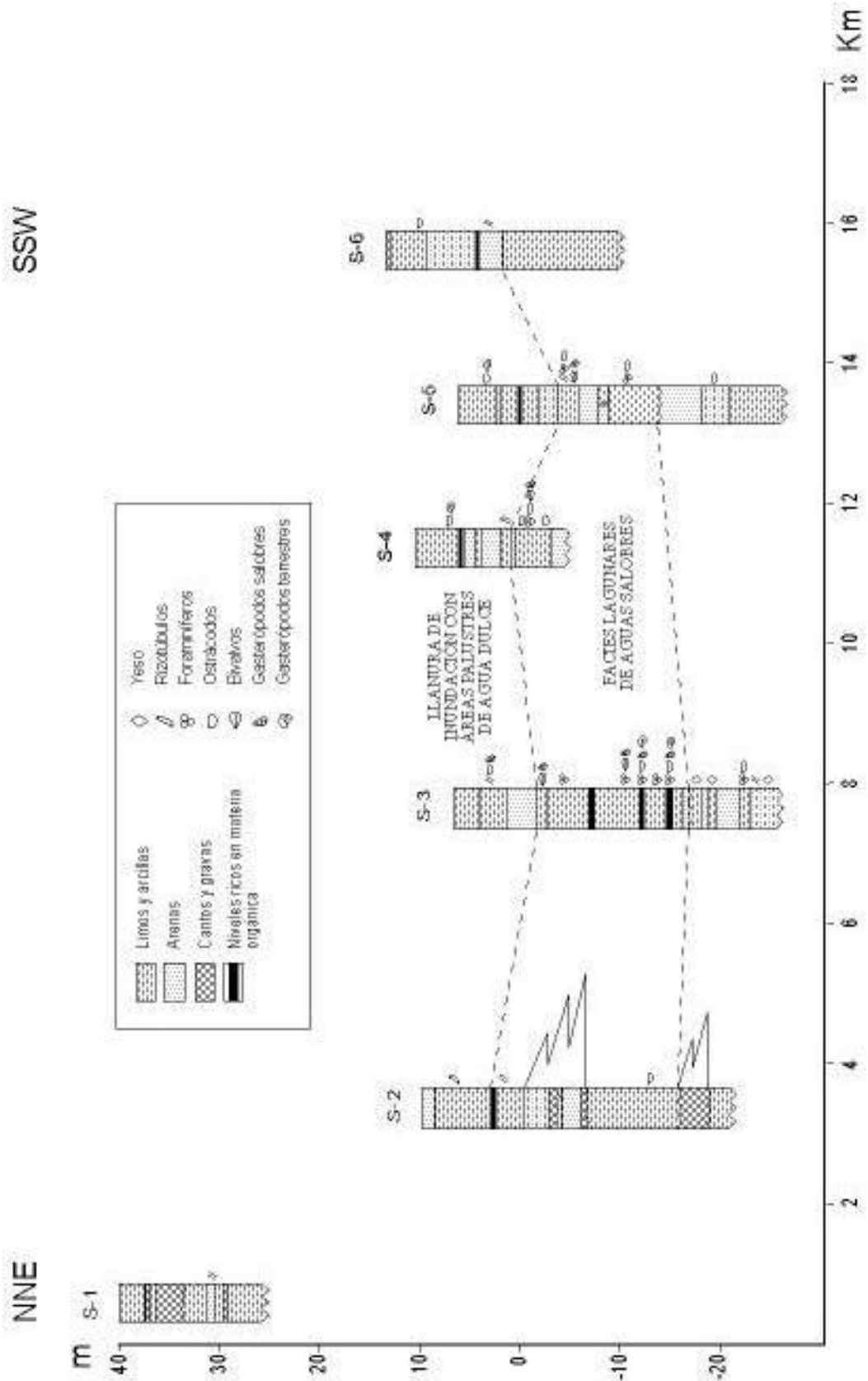


Fig. 8.87. Perfil E. Correlación de la secuencia del Bajo Segura

especies de foraminíferos encontrados y, por otro, condiciones anóxicas del fondo como sugiere la intensa precipitación de pirita en todo el material. No obstante, se advierte por la información faunística una clara comunicación marina que es el área fuente de los foraminíferos estenohalinos encontrados, cuyos caparazones están erosionados como producto del transporte. Por tanto, se trata con gran probabilidad de una laguna de amplia extensión comunicada con el mar a través de una posible barra poco eficaz que permite la influencia del agente marino, que se manifiesta por la entrada de fauna estenotópica y por unas salinidades altas del medio. La potencia que alcanza este depósito indica una estabilidad de los cuerpos de agua durante un largo período, donde la tasa de sedimentación es de hasta 7 mm/año, según Soria *et al.* (1999). Lateralmente, esta facies tiene relación con los sondeos localizados en cotas más altas (S-2, S-4 y S-6), alrededor de la curva de nivel de 10 m, con depósitos aluviales que avanzan sobre la laguna (unidades III y IV del sondeo S-2), con suelos hidromorfos que muestran un nivel freático próximo a la superficie con variaciones periódicas (unidades II del S-2 y I del S-6) y ambientes palustres (unidad I del sondeo S-4); estos medios encharcados y aluviales hacen referencia a una situación periférica respecto a la laguna. Por tanto, se observan las máximas potencias de las facies lagunares en el sondeo S-3, localizado en las inmediaciones de la población de Catral, en el cual se ha registrado la presencia de tres niveles intercalados muy ricos en materia orgánica.

Por último, por encima de la cota de 0 m se observa en todos los sondeos de esta zona la desaparición del ambiente lagunar y la instalación de un ambiente continental emergido con áreas palustres asociadas, de carácter somero y dulceacuícola, probablemente en facies de llanura de inundación que podrían corresponder al sistema fluvial relacionado con el río Segura. Por tanto, este depósito implicaría una retirada del nivel marino respecto a la unidad anterior que se produciría bien por una pulsación eustática negativa o bien por la construcción de una barra más efectiva en la zona litoral, favorecida por la tectónica de hundimiento, que propiciaría el alejamiento relativo de la línea de costa y con ello una pérdida de salinidad del medio y una disminución de la longitud de la laguna. Robles *et al.* (1985), afirman que el descenso de la salinidad de una albufera parece ser indicativo del total aislamiento de las lagunas respecto al mar abierto, como es el caso de l'Albufera de Valencia. Según Soria *et al.* (1999), las tasas de sedimentación son

mucho menores respecto a los depósitos anteriores, con valores que no superan los 3 mm/año.

Desde el punto de vista cronológico, el depósito lagunar descrito con anterioridad se atribuye a la fase de ascenso eustático registrada en el episodio flandriense y al posterior cierre de las lagunas. El avance del mar flandriense sobre esta área está facilitado por su carácter subsidente, mucho mayor que el que se observa en el litoral de la Depresión d'Elx en momentos recientes; en ésta última subcuenca esta pulsación positiva del nivel del mar se constata, como ya se ha comentado, en el depósito de ambiente infralitoral detectado en el sondeo Salinas, con un máximo marino que probablemente estuvo obstaculizado en este punto por las paleobarreras construidas durante los episodios tirrenienses, las cuales impidieron su mayor avance hacia el continente. El episodio dulceacuícola que se registra en los sondeos del Bajo Segura, como consecuencia del alejamiento del nivel del mar, puede tener su correspondencia en los depósitos holocenos del sondeo Salinas, en la parcial recuperación del ambiente restringido hacia el techo de la unidad VIII, debido quizás a la mayor eficacia de una posible barra submarina que se incrementa en la vertical por la acción de la dinámica costera como consecuencia de una etapa de construcción litoral. La continuación hacia el N de esta formación puede estar representada en el nivel infralitoral inferior de la secuencia de Picola.

Diversos autores indican que después del máximo flandriense se producen dos fases de progradación litoral como consecuencia de un cambio en las condiciones atmosféricas, que dan paso a una situación permanente de carácter anticiclónico, que se manifiesta en una posición del nivel del mar de relativa estabilidad o en descenso (Goy *et al.*, 1986a, 1986b, Somoza *et al.*, 1991, Zazo *et al.*, 1997b). Estas progradaciones en el litoral se desarrollan entre 6.500-2.500 BP y entre 2.300 BP y la actualidad y se caracterizan por la presencia de un clima más árido; están separadas por un período intermedio (2.550-2.300 BP) donde predomina la erosión producida por el ascenso relativo del nivel del mar como consecuencia de la instalación de un régimen atmosférico dominado por las bajas presiones y, por tanto, correspondiente a un período más húmedo. Es posible que la etapa de construcción litoral antes mencionada, correlacionable con la parcial recuperación del ambiente restringido

hacia los 2,5 m s.n.m. del sondeo Salinas y con el episodio dulceacuícola de la secuencia del Bajo Segura, se relacione con una de estas fases de progradación litoral en un clima dominado por los contrastes y la aridez.

La existencia de un clima contrastado a partir del Holoceno superior ha sido registrada en áreas cercanas por diversos autores (Fumanal, 1986, Dupré *et al.*, 1988). En la costa cantábrica algunos trabajos micropaleontológicos realizados en rellenos holocenos indican dos momentos de ascenso eustático, el 8.000 BP y el 3.000 BP, determinados a partir de dataciones con ^{14}C (Cearreta *et al.*, 1992, Cearreta y Murray, 1996, 2000, Cearreta, 1998). En el litoral meridional de Pontevedra se han determinado dos episodios transgresivos: uno anterior al 5.000 BP y otro posterior al 3.400 BP, separados por una pulsación regresiva (Cano *et al.*, 1997, 1999); la pulsación positiva más reciente está señalada por otros autores en aquel área (Vilas *et al.*, 1991, Mary, 1992, Santos *et al.*, 1993, Costas *et al.*, 1996, Salas *et al.*, 1996). En algunas zonas se ha determinado un máximo nivel flandriense de + 2 m, como es el caso de la marjal de Pego (Viñals, 1996), la laguna de Oualidia (Ballouche *et al.*, 1986), la laguna Véneta (Favero & Serandrei, 1980), etc.

Finalmente, puede establecerse una correspondencia entre las facies aluviales del sondeo S-1 con las del sondeo Riegos y a su vez con los techos de las columnas aportadas por el ITGE (Perfil C, fig. 8.85). El resultado sedimentológico y micropaleontológico del sondeo Fondo parece indicar que no participa de los ambientes lagunares descritos en los testigos del Bajo Segura, sino que más bien podría relacionarse con las facies de llanuras de inundación que caracterizan el techo de la secuencia, donde los ambientes palustres del testigo Fondo podrían constituir las facies más distales. Por otra parte, estos ambientes palustres son rellenados por los aportes del río Vinalopó que invaden la depresión en dirección NE, disminuyendo la extensión de la laguna; la intensa precipitación de yeso en el techo del testigo podría indicar la disolución de sulfatos procedentes del lavado de los materiales triásicos que afloran a lo largo de la falla del Vinalopó y que precipitan al llegar a la zona deprimida.

f) Perfil F (fig. 8.88)

En este perfil se establece una posible correlación estratigráfica entre uno de los sondeos más continentales del Bajo Segura (S-3) con uno de los testigos litorales localizados detrás del Puerto Deportivo (G-3), en Guardamar del Segura. Por tanto, tiene una dirección WNW-ESE y atraviesa transversalmente toda la cuenca.

En este corte se propone la existencia de sedimentos lagunares (sondeo S-3) con una clara comunicación marina deducida a partir de la aparición de foraminíferos estenohalinos y de otros restos paleontológicos como bivalvos y gasterópodos, que presentan caparazones con señales de erosión (ver capítulo 8.5.2 y fig. 8.87). En la costa (sondeo G-3), se observa un material de textura arenosa de color grisáceo a partir de los $-7,5$ m s.n.m., que ha sido identificado como un depósito supralitoral debido a sus características texturales y a escasa presencia de foraminíferos (ver capítulo 8.5.3, fig. 8.62). Esta formación podría ser equivalente a la que ha sido descrita hacia la misma profundidad en el sondeo Salinas, aunque en éste último comienza a $-5,5$ m s.n.m. (unidad VIII); no obstante, la fauna encontrada en el último testigo revela condicionantes paleoambientales distintos, donde se aprecian facies de *shoreface*, caracterizadas por la abundancia y diversidad de foraminíferos bentónicos. En cualquier caso, ambos depósitos podrían hacer referencia al ascenso eustático correspondiente a la transgresión flandriense, tal y como se ha indicado en el perfil A (fig. 8.81), cuyo avance hacia el continente parece mayor en las inmediaciones de las Salinas de Santa Pola que en la costa de Guardamar. El hundimiento tectónico que ha sido expuesto para la zona del Bajo Segura facilitaría la entrada marina pero al mismo tiempo favorecería la construcción de una barrera mucho más efectiva que en el sector más septentrional, que aislara parcialmente el ambiente lagunar que se desarrollaría hacia el interior.

En la base de estas facies lagunares de aguas salobres se depositan sedimentos arenosos versicolores de tonalidades rojizas y amarillentas con intercalaciones esporádicas de lutitas grisáceas que contienen abundantes cristales de yeso y algunos caparazones de foraminíferos de aguas salobres, aunque de menor salinidad que en el

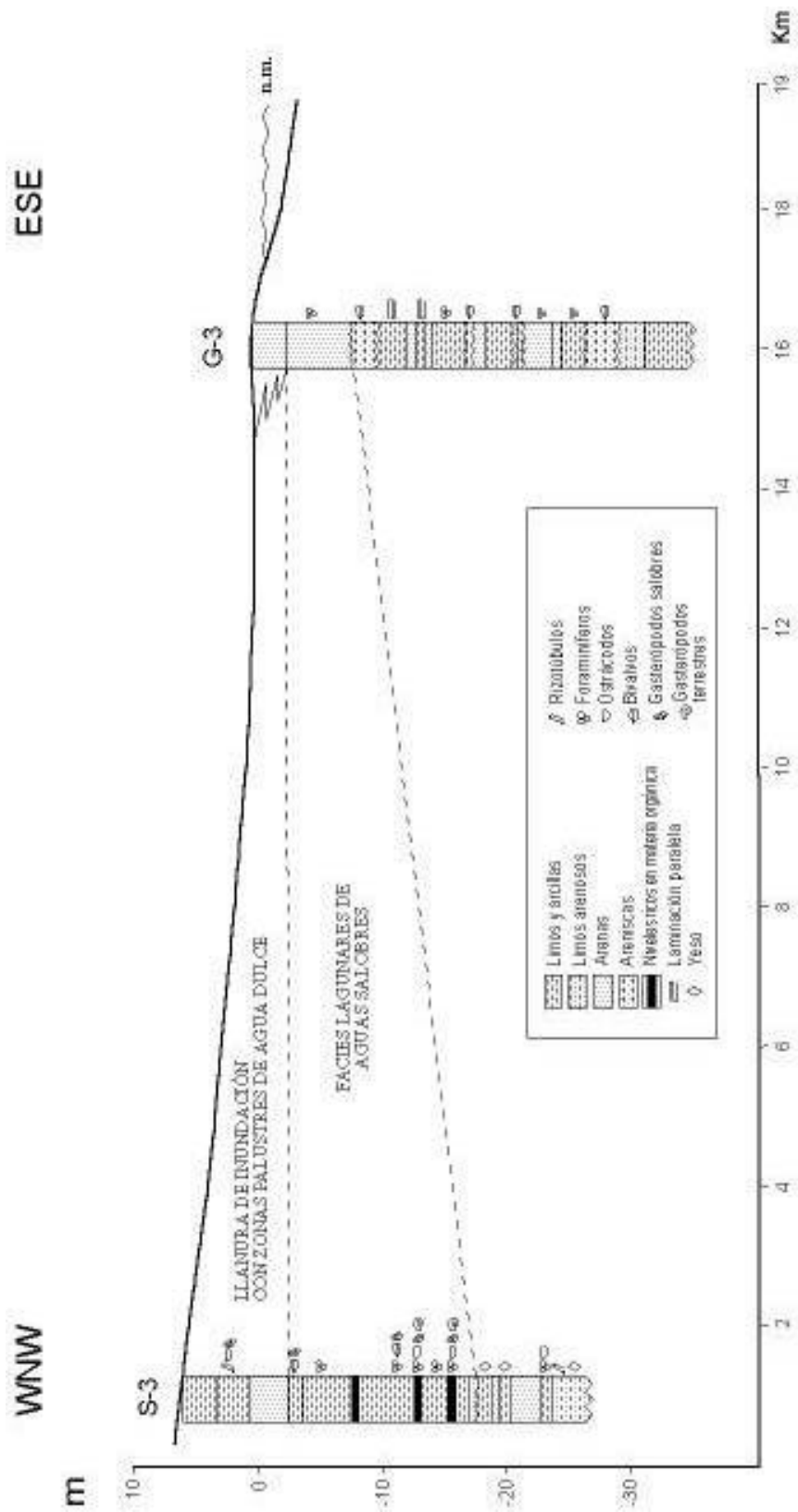


Fig. 8.88. Perfil F. Correlación de los sondeos S-3 del Bajo Segura y G-3 de la secuencia de Guardamar del Segura.

nivel lagunar que se instalaría más tarde; la interpretación paleoambiental que resulta de estos sedimentos es la de una llanura de inundación con áreas encharcadas asociadas.

Hacia la costa se aprecia la superposición de cuatro niveles de playa que se atribuyen al Pleistoceno y que indican la aproximación de la línea de costa en cuatro momentos distintos; éstos alternan con materiales relacionados con ambientes lagunares y litorales formando una secuencia típica de un complejo de restinga albufera que se sucede a lo largo del Cuaternario. La superposición de los mismos es el resultado de la tasa de subsidencia de este sector, como consecuencia directa de la actuación de la falla del Bajo Segura. En la costa más septentrional, correspondiente a la Depresión d'Elx, estos niveles o al menos algunos de ellos siguen una disposición paralela a la línea de costa, con la excepción del tramo más meridional donde también se suceden en la vertical (cantera del Pinet). En el primer caso, este solape podría atribuirse a causas tectónicas, con un mayor hundimiento de la subcuenca del Bajo Segura respecto a la de la Depresión d'Elx, al menos desde el Tirreniense II.

Según Soria *et al.* (1999), los materiales encontrados en la base del sondeo S-3 posiblemente se corresponderían con el Plioceno, ya que estos autores defienden un Plioceno continental en esta zona; no obstante, a partir de la potente sedimentación cuaternaria que se conserva en la costa (G-3), podría deducirse una posible edad cuaternaria también para estas facies continentales.

Por último, los depósitos de llanuras de inundación propuestos para el techo de la secuencia de Bajo Segura van perdiendo espesor posiblemente hacia la costa, donde conectan con los ambientes litorales asociados a las formaciones dunares que, como ya se ha comentado, han sido arrasados en la actualidad como consecuencia quizás de las actividades ligadas al puerto.

g) Perfil G (fig. 8.89)

Con una dirección NNE-SSW, este perfil contiene los resultados de los sondeos geotécnicos obtenidos de la tesis doctoral de Cortés (1988). Al igual que en las secuencias expuestas en el perfil C (fig. 8.85), no se ha tenido acceso a estos

materiales por lo que los resultados obtenidos y las correlaciones efectuadas no son tan fiables como las del resto de perfiles, teniendo en cuenta que han sido tratadas con otra metodología.

La base de los testigos está constituida por los mismos sedimentos, es decir, lutitas rojizas que posiblemente puedan proceder de los depósitos aluviales procedentes de la Serra del Molar, desarrollados con un nivel de base más bajo que el actual; la excepción es el sondeo C-5 que está formado en gran parte por formaciones calcareníticas que persisten hasta el final del testigo.

Un nivel de arenisca calcárea de color grisáceo y de semejante espesor es común a casi todas las series (sondeos C-1, C-2 y C-5), donde se observan fragmentos de conchas marinas; aparecen a la profundidad de $-2,5$ m respecto al nivel del mar, aunque en el C-2 se localiza a $+1$ m. En los sondeos más litorales (C-1 y C-5) encima de esta arenisca calcárea se aprecian arenas grises bien granoseleccionadas con restos de bivalvos marinos, en cuyo techo se localizan arenas pardas procedentes de las formaciones dunares actuales; en la secuencia C-1 en la base de las arenas grisáceas aparece un nivel de cantos aplanados. En este sentido, se propone la correlación entre estos niveles calcareníticos grisáceos y los sedimentos suprayacentes en los tres testigos mencionados, donde la diferencia de alturas de los mismos está en relación a la tectónica de la zona, ya que el sondeo C-2 está muy próximo a la Serra del Molar mientras que en C-1 y C-5 se encuentran emplazados más cerca de las Salinas de Pinet y próximo a la desembocadura del río Segura, respectivamente; es decir, en los bordes del anticlinal del Molar. A su vez, por la profundidad a la que se encuentran y por las características sedimentarias, se propone la correlación de esta arenisca calcárea con las más recientes de los sondeos de Guardamar (G-2 y G-3) y con la playa registrada en el sondeo Salinas, que ha sido asignada al subestadio isotópico 5a. De esta propuesta de correlación se derivan algunas implicaciones neotectónicas, ya que este nivel se presenta a cotas superiores en el sondeo Salinas (-5 m s.n.m.), frente a las profundidades de entre -8 y -11 m s.n.m. que se registran en los sondeos de Guardamar; las potencias parecen también superiores en los testigos más meridionales.

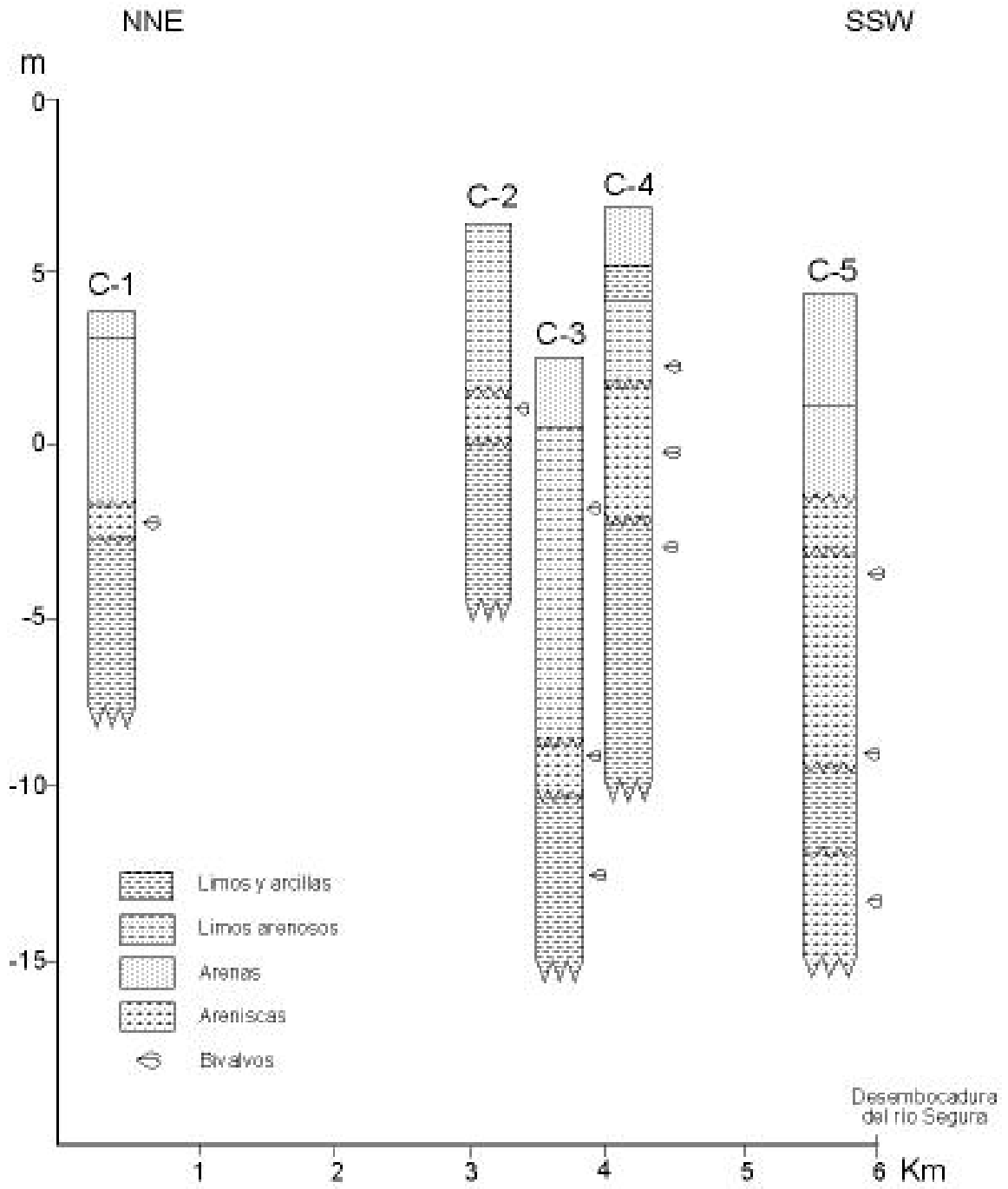


Fig. 8.89. Perfil G. Datos tomados de Cortés (1988)

Las características sedimentarias y las inferencias paleoambientales que podrían deducirse indican una semejanza con los techos del sondeo Salinas y con los de los testigos más costeros de Guardamar (G-2 y G-3), donde los depósitos más superficiales podrían significar la manifestación de la transgresión flandriense, que son coronados por las formaciones sedimentarias costeras; estos últimos materiales presentan un nivel lutítico intercalado que podría relacionarse con una depresión interdunar común a todo el sistema dunar.

Los niveles de playa más inferiores también podrían pertenecer a un mismo episodio, teniendo en cuenta la coloración amarillenta que les caracteriza (sondeos C-3, C-4 y C-5); éstos depósitos se localizan entre 0 y -10 m s.n.m. y podrían corresponder a la misma formación que el depósito litoral que se registra en los sondeos G-1 y G-3 entre -16 y -18 m s.n.m.

Respecto a la correlación de los depósitos encontrados en los sondeos con los materiales que afloran en superficie pueden indicarse, además de lo anteriormente comentado, los siguientes aspectos:

A partir de la interpretación de las láminas delgadas basadas en la observación del tipo de cemento, litoclastos y bioclastos, etc., de los distintos niveles litorales consolidados se puede indicar la semejanza del nivel Tirreniense localizado a +1,5 m en la Serra de Santa Pola, considerado por Goy *et al.* (1993) como Tirreniense III y por Mateu y Cuerda (1978) como Tirreniense II, por un lado, con el nivel más reciente del sondeo G-3 y, por otro, con la playa del sondeo Salinas. Además, se observa parecido entre la calcarenita del sondeo Pinet con la arenisca calcárea que se registra a -18 m s.n.m. en el sondeo G-3. No obstante, estas comparaciones sólo implican semejanza de facies y no son suficientes para realizar correlaciones estratigráficas, debido sobre todo a la existencia de los cambios laterales de facies y a que se trata de materiales que originalmente ya deben ser parecidos por formarse en los mismos ambientes.

Hay que destacar la ausencia en los sondeos de las lumaquelas formadas por *Glycymeris violacescens*, tan abundantes en las formaciones de playas cuaternarias que se conservan en las sierras de Santa Pola y el Molar.

8.7.2.- EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE L'ALBUFERA D'ELX DURANTE EL CUATERNARIO

A partir del sustrato del Plioceno de origen marino (Montenat, 1977, Goy *et al.*, 1990) o continental (Soria *et al.*, 1996), se produce la sedimentación cuaternaria en esta zona. Independientemente de su origen, desde el punto de vista geomorfológico hay que destacar los procesos ligados a los ríos Vinalopó y Segura, cuyos aportes han ido rellenando la depresión y, al menos en los últimos estadios evolutivos de este espacio, han jugado un papel protagonista en su configuración actual.

Los niveles pliocenos registrados en el Cap de Santa Pola y en la Serra del Molar muestran su correspondencia con los que aparecen en los sondeos mecánicos de Picola y Pinet, a $-2,5$ m y -22 m s.n.m., respectivamente. Esta diferencia de cota obedece a la estructura de plegamiento que se constata en este sector (Alfaro, 1995), donde ambas sierras constituyen los anticlinales; el sinclinal intermedio, ocupado por las áreas húmedas, está limitado por fallas perpendiculares a la costa (ver fig. 8.81).

La correlación de los sondeos sugiere la existencia de un sustrato plioceno afectado por los procesos de deformación y por un hundimiento diferencial que afecta sobre todo el centro de la cuenca, a la altura de la Gola del Vinalopó. Además, a partir de los datos gravimétricos, se aprecia una máxima subsidencia en el área ocupada por el abanico del Vinalopó en la actualidad. La sedimentación cuaternaria posterior presenta la misma inclinación y deformación que estos materiales, tanto los más antiguos como los más modernos, donde se aprecian incluso procesos de fracturación reciente.

La sucesión de depósitos litorales, continentales y marinos permiten realizar una propuesta de evolución de este espacio desde el Pleistoceno medio, que a continuación se expone:

8.7.2.1.- El Pleistoceno medio

El Pleistoceno medio está representado probablemente en las secuencias de los sondeos estudiados por los estadios isotópicos 12(?), 11(?), 10(?), 9(?), 8(?), 7 y 6. La mayor parte de los depósitos relacionados con estos estadios están conservados entre los sondeos Mórtoles y Pinet, con un predominio de secuencias continentales en el primero y litorales en el segundo. Como ya se ha comentado, los depósitos de origen continental se forman durante un momento avanzado de la fase transgresiva, es decir, cuando asciende el nivel de base de los ríos.

La regresión marina ligada al estadio 12(?) deja constancia en un depósito continental localizado en la base de Mórtoles, donde destaca la presencia de una potente costra en el techo de las facies canalizadas, a partir de la cual sedimentan suelos afectados por procesos de hidromorfía. Más tarde un alto nivel marino se observa en la base de la sedimentación cuaternaria del sondeo Pinet, que, por cronología relativa podría identificarse con el estadio isotópico 11(?), en facies de *foreshore* primero y de ambientes restringidos después; este *highstand* ocasionaría la erosión de los materiales depositados en este sondeo correspondientes al episodio continental anterior. Las facies restringidas se caracterizan primero por la presencia de aguas tranquilas y salobres, colonizadas por foraminíferos autóctonos y démicos (*Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica*, *Haynesina depressula* y *Elphidium excavatum*), en las cuales penetran desde el medio marino cercano, a partir de una barrera rota o con un proceso de formación incompleto, sedimentos cargados de foraminíferos marinos que presentan caparazones rotos y erosionados (*Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium crispum*, *Lobatula lobatula*, *Rosalina globularis*, *Elphidium complanatum* y *Nonion commune*). La comunicación marina produce en este ambiente los anormales altos valores de diversidad y riqueza y la falta de dominancia de alguna especie que caracteriza los medios restringidos.

La pulsación eustática negativa que viene a continuación (estadio isotópico 10?) podría relacionarse con un potente nivel aluvial, localizado entre $-25,5$ m y -18 m s.n.m, que muestra una secuencia granodecreciente, en cuyo techo los sedimentos más finos registran incluso procesos intercalados de hidromorfía. Esta sedimentación aluvial no se conserva en el área más litoral, probablemente por la erosión producida durante el siguiente ciclo transgresivo, facilitada por la menor subsidencia registrada en este sector. El nuevo conjunto transgresivo deposita un nivel de playa muy consolidado donde son abundantes los corales; este material se observa a -18 m s.n.m. en el sondeo Mórtoles del que, como ya se ha comentado, no se registra ningún nivel semejante, ni en el resto de sondeos ni en superficie. Teniendo en cuenta que se trata de facies infralitorales, su posición stratigráfica y su situación respecto a la línea de costa actual sugieren la existencia, en un momento precedente, de un proceso de hundimiento de la cuenca en este sector que, por un lado, favorecería la entrada del mar hasta este punto y, por otro, deformaría los sedimentos previos. A partir de las características paleontológicas del nivel podría asimilarse a un mar con una temperatura más cálida que el actual cuya complejidad diagenética podría dar muestra de su antigüedad. Este nivel ha sido asignado por cronología relativa al estadio 9(?); aunque como el clima del estadio isotópico 11 es más cálido que en el 5e, considerado ya tropical (Burckle, 1993), podría atribuirse también a este estadio. En este caso todos los depósitos continentales y litorales mencionados con anterioridad serían más antiguos. Una nueva regresión marina se observa a $-17,5$ m s.n.m. en el sondeo Pinet, asimilada al estadio isotópico 8(?) por cronología relativa, de la cual no se encuentra correspondencia en otro sondeo. Se caracteriza por la presencia de un nivel palustre en la base colonizado por el ostrácodo de agua dulce *Ilyocypris gibba*, que indica la lejanía en este punto del nivel del mar.

El estadio isotópico 7 está representado en el sondeo Pinet por una potente laguna que ha sido datada en 198.800 BP, que se localiza entre -15 m y -10 m s.n.m. Desde el punto de vista paleoambiental, la fauna de foraminíferos indica un medio de aguas salobres y someras con comunicación marina, tal y como se deduce de la presencia de foraminíferos estenotópicos. Se registra una relación de dependencia entre *Ammonia beccarii tepida* y *Haynesina germanica*, donde la disminución de la primera especie supone el aumento proporcional de la segunda; la explicación de este comportamiento es difícil de dilucidar ya que se trata de dos especies oportunistas; no

obstante, *Haynesina germanica* es la más resistente a los cambios ambientales. La precipitación masiva de carbonatos en el techo muestra la saturación de la cuenca y su desecación, que probablemente está ligada a un retroceso del nivel del mar. Hay que destacar la presencia de la especie *Trichohyalus aguayoi* en este depósito, que ha sido considerada como acmezona del Holoceno (Usera *et al.*, 2000). Hacia el interior, en el sondeo Mórtoles, este ambiente parece corresponderse con un nivel de suelos hidromorfos que se relaciona con un área de topografía baja y con un alto nivel freático de carácter oscilante.

La regresión marina del estadio isotópico 6 conlleva la desecación de los ambientes lagunares, la pérdida de la influencia marina y, posteriormente, la instalación de un suelo hidromorfo generalizado en el área de estudio. En el área más continental (sondeo Mórtoles) se registran además facies canalizadas en la base y en la zona más litoral (sondeo Salinas) se deposita un potente nivel aluvial procedente con mucha probabilidad de la Serra del Molar, con fondos de canal también en la base. Hacia techo de este último sondeo se aprecian medios palustres, donde el ostrácodo *Ilyocypris gibba* indica el carácter dulceacuícola del agua. La aparición de una precipitación masiva de carbonatos coronando las facies hidromórficas en los sondeos Pinet y Mórtoles podrían justificar en parte su pertenencia al Pleistoceno medio, ya que algunos autores (Dumas, 1977a) defienden que en el área de estudio y sus proximidades los depósitos continentales de esta época están encostrados en superficie.

El ciclo transgresivo siguiente corresponde ya al Pleistoceno superior, cuyos depósitos asociados se comentan a continuación.

8.7.2.2.- El Pleistoceno superior

En la cronología isotópica el Pleistoceno superior incluye el estadio 5, correspondiente al último interglaciar, y los estadios 4, 3 y 2, relacionados con un período de glaciación, donde el interestadio 3 supone una pequeña pulsación positiva dentro del rigor climático.

A nivel general, en el episodio transgresivo asociado al período interglaciario se han determinado tres pulsaciones positivas, que han sido denominadas 5e, 5c y 5a; todas ellas atribuidas a un clima tropical, tal y como indica la abundancia de fauna senegalesa, donde destaca el gasterópodo marino *Strombus bubonius*. El más cálido es el subestadio 5e, relacionado con el Tirreniense II, donde la curva isotópica presenta el máximo pico. Según Chapell & Shackelton (1986), el nivel del mar durante el subpiso 5e fue claramente superior al actual, mientras que a nivel global en el 5c y 5a, correspondientes al Tirreniense III y IV respectivamente, el mar no alcanzó la cota actual; no obstante, otros autores (Zazo *et al.*, 1994, 1997a, 1997b) defienden una posición más alta del nivel marino en el subestadio 5c en las costas mediterráneas.

El último interglaciario es el mejor conocido. En las costas meridionales del mediterráneo español los niveles tirrenienses se conservan por encima de la cota de los 0 m mientras que en el óvalo valenciano estos materiales se encuentran por debajo del nivel del mar actual. Un ejemplo de ello es la marjal de Oliva-Pego, donde el subestadio 5e se localiza a -50 m (Viñals, 1996). En las costas de Alicante, se han citado niveles tirrenienses a distintas cotas en diversos sectores: en las inmediaciones de Dénia (Dumas, 1981, Goy, 1977, Fumanal *et al.*, 1997); en la bahía de Xàbia, la formación calcarenítica que cierra el espacio restringido (els Muntanyars) se atribuye a la transgresión tirreniense (Fumanal *et al.*, 1991, 1993b, 1994, 1995); en la bahía de Moraira, un nivel dunar oolítico es asignado al TII (Fumanal y Viñals, 1989a, Viñals y Fumanal, 1990); más al S, en la bahía de Altea, se reconoce un nivel tirreniense a +2 m (Dumas, 1981, Brückner & Radtke, 1986); en L'Albufereta, al N de la ciudad de Alicante, se ha identificado un depósito atribuido al TIII a +2 m (Dumas, 1981, Goy y Zazo, 1989), además de otros restos de depósitos costeros con fauna de *Strombus bubonius* sumergidos a -6 y -9 m del cero actual (Dumas, 1977b, Goy *et al.*, 1993, Torres *et al.*, 2000); al N de Torre Vieja aparece un nivel a +0,5 m asociado al TIII y en La Mata se reconoce un depósito tirreniense a +3 m (Somoza, 1989).

En la provincia de Murcia, entre el cabo Cope y el Mar Menor se ha distinguido un nivel tirreniense entre +0,3 y -10 m, que no se adscribe a una cronología más concreta (Goy *et al.*, 1986b, Zazo *et al.*, 1981). Lo mismo ocurre en la provincia de Almería, entre el Calón y Aguilas, donde se han diferenciado hasta tres

niveles tirrenienses entre +7 m y +0,5 m (Goy y Zazo, 1986, Zazo y Goy, 1989, Hillaire-Marcell *et al.*, 1986, Goy *et al.*, 1986b). Estos mismos autores reconocen un TII a +8 m y un TIII + 5 m en las proximidades de Mojácar, tres niveles al S del Cabo de Gata (+11 m, +6 m y +1 m), asignados al TII, TIII y TIV, respectivamente, y, en Roquetas dos niveles: uno +14,5 m del TII y otro a +6 m asignado al TIII. En la provincia de Málaga se han diferenciado, cerca de la ciudad, un nivel del TII entre +5 m y +2,5 m y un depósito del TIII entre +1,5 m y +0,8 m; en las cercanías de Fuengirola se ha identificado un nivel del TII a +3,5 m y en las proximidades de Marbella un TIII a + 2 m (Lario *et al.*, 1993, Goy *et al.*, 1986b)

En el área de estudio diversos autores han trabajado en los niveles tirrenienses, a los cuales han asignado distintas edades (ver capítulo 6.2). Las manifestaciones tirrenienses que se localizan en el área de estudio tienen su correspondencia con los niveles que se solapan en la cantera del Pinet, situada un poco más al N de la Serra del Molar. En ella Goy *et al.* (1993), han identificado hasta tres niveles tirrenienses atribuidos a los episodios TII, TIII y TIV?; el más antiguo de ellos, como ha sido comentado en el capítulo 8.6.2.2. se caracteriza por la presencia masiva de oolitos. La presencia del nivel IV encontrado en el techo de la cantera (ver capítulo 8.6.2.2) ha sido interpretado como producto de la remolización de los anteriores. Los resultados de los análisis realizados en las distintas playas consolidadas que se reconocen en tres de los sondeos (Mórtoles, Salinas y Pinet) muestran la ausencia de estos indicadores petrológicos del TII en esta área. Por tanto, y como consecuencia de las correlaciones estratigráficas efectuadas entre las distintas columnas, se propone la existencia del 5c como el subestadio marino más antiguo conservado en los puntos de sondeo del episodio Tirreniense en las costas de la Depresión d'Elx.

La pequeña pulsación precedente de carácter negativo correspondiente al 5d, podría manifestarse en un nivel lagunar localizado por encima de los -7,5 m s.n.m. en el sondeo Pinet; se trata de un medio poco profundo caracterizado por la presencia de asociaciones de foraminíferos bentónicos y de ostrácodos salobres que llegan a alcanzar la categoría de ostracodita, cuyas valvas superpuestas informan de un medio tranquilo con régimen laminar. La relación de dependencia existente entre las especies *Elphidium excavatum* y *Ammonia beccarii tepida* es difícil de explicar, ya que ambas son especies oportunistas, aunque podría obedecer al aumento de salinidad

hacia el techo, tal y como parece confirmarse en el ambiente suprayacente, en el cual se observa una clara influencia marina, aunque de carácter oscilante. Hacia posiciones más continentales este ambiente es más palustre y está afectado por procesos de hidromorfía (sondeo Mórtoles). Los lito/bioclastos de este último nivel están muy rodados y diagenizados, por lo que es posible que durante esta regresión hayan podido quedar parcialmente expuestos a los agentes subaéreos. Este factor favorecería la diagénesis característica y muy distinta de la que se ha observado en el resto de materiales de los sondeos estudiados, con la excepción de los sedimentos atribuidos al Plioceno en la unidad II del sondeo Picola. Por tanto, la pulsación regresiva del subestadio 5d supondría el desplazamiento de los ambientes lagunares hacia la línea de costa y la emersión de su parte distal, en posiciones más continentales. Esta facies lagunar debe ser contemporánea o algo posterior a la superficie erosiva que separa los depósitos del estadio isotópico 5e del conjunto 5c en la cantera del Pinet; estos ambientes restringidos se conservan en el punto de sondeo probablemente porque se localizan más hacia el interior y más alejados del anticlinal de Santa Pola y, por tanto, más afectados por los movimientos subsidentes ligados a este espacio.

De forma progresiva, este ambiente restringido es invadido por foraminíferos procedentes del ambiente marino, que indican un nuevo ciclo de ascenso del nivel del mar. La culminación de la transgresión se localiza en los niveles de playa descritos a $-2,5$ m s.n.m. en el sondeo Pinet y a $-7,5$ m s.n.m. en el sondeo Mórtoles, donde el segundo corresponde a las facies de *backshore* del primero, que se asocia a un submedio de *shoreface*. Este depósito ha sido considerado perteneciente al estadio isotópico 5c debido a la semejanza con la unidad II de la cantera del Pinet, atribuida a este estadio (Goy *et al.*, 1993), aunque en superficie son frecuentes los cantos de morfología aplanada; estas facies menos profundas podrían estar ocasionadas por la proximidad del relieve del Molar. Como las paleorrestingas se conservan paralelas a la línea de costa en función de su antigüedad y la más reciente se localiza en una posición más próxima a la línea de costa actual, se podría pensar, en un primer momento, que la playa del sondeo Mórtoles pudiera pertenecer a un nivel marino anterior y, por tanto, ajeno a la cronología tirreniense; no obstante, esta hipótesis ha sido desestimada ya que la línea de correlación consiguiente supondría un movimiento tectónico contrario al que todos los datos indican en esta cuenca, es decir, significaría un mayor hundimiento hacia los bordes de la cuenca.

El estadio isotópico 5b se manifiesta a partir de la superficie de erosión que se localiza en el sondeo Salinas a $-8,5$ m s.n.m, al mismo tiempo que se produciría la máxima actuación de la falla trazada entre los sondeo Pinet y Salinas. Desde el punto de vista geomorfológico, se observa en las proximidades de estos sondeos un tramo de costa rectilíneo que podría sugerir la presencia de una falla en este sector costero; por tanto, es posible que se trate de una fracturación reciente de carácter normal que afecte a esta área. Encima de esta señal erosiva se constata una nueva aproximación del nivel del mar, a partir de la cual se deposita un nivel infralitoral, primero en facies más distales y después en un medio más somero, donde se consolida (sondeo Salinas). La datación numérica por ^{14}C (AMS) realizada en este nivel cementado ha dado una edad de 22.400 BP; el resultado de esta fecha no puede ser considerado fiable ya que en este momento el nivel del mar estaría cercano a los -120 m respecto al nivel actual. En este sentido, este nivel ha sido atribuido al estadio isotópico 5a por analogía con la unidad III de la cantera del Pinet, atribuida por Goy *et al.* (1993) al Tirreniense IV?; la posibilidad de que sea un nivel flandriense ha sido desestimada por la alta diagénesis que presenta este material, ya que los diversos depósitos holocenos estudiados en las proximidades y el total de las playas de esta edad descritas a lo largo de las costas mediterráneas se caracterizan por la escasa cementación (Goy *et al.*, 1986b, 1993, Lario *et al.*, 1993, Viñals, 1996, Fumanal y Yébenes, 1999). La actuación de la falla intratirreniense posiblemente es la responsable de la ausencia del conjunto transgresivo 5c en el sondeo Salinas ya que la subsidencia debió favorecer que los escasos materiales que se conservaran después de la regresión del 5b fueran erosionados por el ascenso marino del estadio 5a. No obstante, la regresión del 5b debió ser pequeña en este punto ya que de lo contrario se registrarían algo de los depósitos continentales correspondientes a esta pulsación eustática negativa; como las paleorrestingas tirrenienses han debido ejercer un papel de obstáculo a los efectos de la progradación continental durante esta regresión, debido a la escasa pendiente del área, es probable que los materiales continentales que se desarrollaran procedieran de la Serra del Molar. Según varios autores el nivel del mar durante el estadio isotópico 5a no alcanzó la cota actual (Chapell & Shackleton, 1986, Zazo *et al.*, 1997a, 1997b) por lo que su presencia en este punto, a 20 m de la línea de costa actual, sería la consecuencia del ya comentado hundimiento del sector más litoral.

En el litoral del Bajo Segura, al Pleistoceno superior probablemente pertenecen los tres niveles de playa más superficiales (sondeo G-3, de la secuencia de Guardamar del Segura), donde el nivel a -9 m s.n.m. es semejante a la playa del sondeo Salinas, asignado al estadio isotópico 5a y el de $-17,5$ m es análogo a la playa del sondeo Pinet, cuyo estadio isotópico propuesto es el 5c. No obstante, como ya se ha comentado, esta información es insuficiente para realizar una correlación cronológica. En cualquier caso, hay que destacar que el apilamiento en la vertical de cuatro niveles de playa en un espesor de 30 m es indicativo de una tasa de hundimiento más alta que la constatada en el sector litoral relacionado con la Depresión d'Elx, donde se observa una disposición paralela entre sí y respecto a la línea de costa actual.

A partir de este máximo transgresivo se produce una regresión generalizada de la cual no se conservan apenas registros. Durante el último período glaciario, el nivel del mar descendió hasta los -120 m de profundidad a nivel global (Hernández Molina *et al.*, 1992, 1994). El mínimo eustático se produjo hacia el 18.000 BP, lo que trajo como consecuencia procesos erosivos en el área continental y la formación de superficies de discontinuidad, como la que encontramos a $-7,5$ m s.n.m. en el sondeo Mórtoles, a $-5,5$ m s.n.m. en el sondeo Salinas y la más generalizada que se constata en la secuencia del Bajo Segura. Con el descenso marino disminuyó el nivel de base de la red fluvial y con él se produjeron los consiguientes procesos de erosión y, por tanto, de encajamiento de la misma. La plataforma continental adyacente al área de estudio presenta una escasa pendiente media (0,32%) y la línea de costa se localizaría en estos momentos a unos 37 km de su posición actual frente a las costas de la Marina; por tanto, en esta topografía plana es posible que la erosión se produjera sobre todo a partir de pequeños y abundantes canales de escasa profundidad que incidirían en esta zona. Después de un período de estabilidad, a partir del 15.000 BP comienza el ascenso marino correspondiente a la transgresión flandriense, lo que supondría el relleno de estos canales y, en las áreas más continentales, la sedimentación de los depósitos de abanico que se conservan entre -6 y -7 m s.n.m. en el sondeo Mórtoles; estos sedimentos se atribuyen al tránsito entre el Pleistoceno superior final y el Holoceno medio, momento durante el cual el nivel del mar alcanza

la estabilidad en la cota actual. La escasa pendiente de esta área podría explicar la poca potencia de las formaciones continentales relacionadas con este momento.

8.7.2.3.- El Holoceno

En el sector de estudio, en la base de la secuencia holocena se identifica un nivel lagunar en el sondeo Salinas que podría haberse formado a expensas de una barra situada en una posición más oriental y probablemente constituida en un *stillstand* de un nivel marino más bajo que el actual. Este ambiente podría correlacionarse con el depósito lagunar más antiguo de los cuatro registrados en el sondeo Mórtoles, situado a la misma cota, lo que implicaría una extensión de la laguna de más de 2,25 km hacia el interior, calculado para una línea de costa emplazada en una posición semejante a la actual. Cerca de la costa, este ambiente presenta una asociación de foraminíferos que indica aguas bastante salobres, por la aparición de caparzones aporcelanados de la especie *Miliolinella eburnea*. El ligero aumento de *Haynesina germanica* frente a *Ammonia beccarii tepida* podría indicar una mayor salinidad del agua o un empeoramiento de las condiciones del medio, ya que es la más resistente a los cambios ambientales; no obstante, no se establecen relaciones de dependencia entre las especies como se observa en las lagunas pleistocenas. Hacia el continente (sondeo Mórtoles) se aprecian también condiciones restringidas, deducidas a partir de la identificación de las especies *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica*, *Aubignyna perlucida*, *Trichoyalus aguayoi*, aunque menos salinas dentro del rango de salobridad debido a la aparición de caparzones aglutinados como *Trochammina inflata* y a la presencia del ostrácodo *Cyprideis torosa* con nodosidades. La frecuencia de concreciones ferruginosas y carbonáticas, la escasa abundancia de foraminíferos y su descenso hacia el techo, hacen pensar en un borde lagunar que se retira progresivamente.

La barra que aislaría esta laguna del medio marino podría corresponderse con las facies de *backbarrier flat* localizadas entre -2,5 y 0 m s.n.m del sondeo Picola, en una cota más alta debido a factores tectónicos, ya que este sondeo se localiza en el flanco S del anticlinal de Santa Pola, tal y como indica la presencia de sedimentos pliocenos a -2,5 m s.n.m. Esta formación parece responder a un *stillstand* ligado a las fases de ascenso de la transgresión flandriense, que seguiría avanzando hasta registrar

los depósitos infralitorales que aparecen a continuación, momento en el cual la barra dejaría de aislar por completo el espacio restringido del interior.

El máximo flandriense se manifiesta en l'Albufera d'Elx de dos formas distintas: por un lado, en el litoral del N, correspondiente a la Depresión d'Elx, el mar penetra más hacia el interior de su situación actual, tal y como parece indicar el depósito registrado entre -1 m y $-4,5$ m s.n.m. del sondeo Salinas, cuyo avance fue probablemente interrumpido por el obstáculo que oponía la sucesión de barreras del episodio tirreniense. Este nivel podría correlacionarse con las facies infralitorales más profundas del sondeo Picola, que Fumanal y Ferrer (1998), relacionan con el depósito holoceno de Santa Pola, datado por Goy *et al.* (1993) en 3.290 BP. Mientras tanto, en el Bajo Segura se constata la presencia de un ambiente lagunar anóxico de salinidad alta, dentro del rango de salobridad, que sería aislado del nivel marino a partir de una barrera más efectiva que en la costa más septentrional, cuya construcción se ve favorecida por el mayor hundimiento que se produce en este litoral y por la proximidad de los aportes del río Segura; no obstante, esta restinga estaría abierta y permitiría una intensa comunicación con el mar abierto, tal y como indica la presencia abundante de foraminíferos, gasterópodos, ostrácodos y bivalvos estenotópicos, con caparazones erosionados como consecuencia del transporte.

Hacia techo del depósito de Salinas se observa un aumento de las condiciones restringidas, lo que podría interpretarse como un incremento de la efectividad de la barrera sin perder la influencia directa del agente marino. Las características del agua del mar serían muy parecidas a la actualidad debido a la presencia de las mismas especies de foraminíferos bentónicos que colonizan hoy el infralitoral y la plataforma interna de las costas valencianas (Blázquez, 1995, 1996). A partir de los resultados paleoambientales registrados entre -6 m y -1 m en el sondeo Salinas, podría deducirse una barra caracterizada por un proceso migratorio hacia la costa a tenor del movimiento de ascenso del nivel de mar y que, una vez estabilizado en la máxima cota alcanzada, ésta crecería en la vertical hasta producir los ambientes de menor influencia marina reconocidos en el techo del depósito infralitoral de este sondeo, que conllevaría a su vez un alejamiento de la línea de costa. En cualquier caso, este episodio más restringido podría coincidir con los ambientes de llanura de inundación que se proponen en el techo de la secuencia del Bajo Segura, que indican bien un

alejamiento de la línea de costa o bien un cierre total de la albufera, que produjera la desalinización de las aguas; algunos autores indican este proceso en los últimos estadios evolutivos de l'Albufera de València (Robles *et al.*, 1985). No obstante, puede ser el resultado de ambos fenómenos ya que el crecimiento de la barrera implica mayores condiciones de sedimentación litoral y posiblemente un alejamiento relativo de la costa.

El hecho es que hacia techo las secuencias estratigráficas parecen indicar un alejamiento de la línea de costa en este sector. Según varios autores una vez culmina la transgresión flandriense, alrededor del 6.500-6.000 BP, se producen ligeros cambios en la altura del nivel marino inducidos por variaciones climáticas de ámbito regional (Goy *et al.*, 1986a, 1986b, Somoza *et al.*, 1991, Zazo *et al.*, 1997b). Estos trabajos indican una regresión relativa del nivel del mar como consecuencia de las fases de progradaciones en el litoral que se desarrollan entre 6.500-2.500 BP y entre 2.300 BP y la actualidad, bajo unas condiciones de aridez ocasionadas por un clima dominado por los anticiclones. Estas variaciones pequeñas de la situación del nivel del mar ha sido constatada en las costas españolas por otros investigadores (Vilas *et al.*, 1991, Mary, 1992, Santos *et al.*, 1993, Cearreta y Murray, 1996, 2000, Cearreta *et al.*, 2000, Costas *et al.*, 1996, Salas *et al.*, 1996, Vinals, 1996, Cano *et al.*, 1997, 1999, Luque *et al.*, 1999, etc.). Soria *et al.* (1999) proponen para la totalidad de la cuenca del Bajo Segura un rápido ascenso del nivel del mar entre 8.000 y 6.000 BP, donde se registra una tasa de sedimentación media de 3,7 mm/año, frente a las 1,9 mm/año que se observan entre el 6.000 BP y la actualidad que son producto de la estabilidad del nivel del mar. Se trata, pues, de reajustes locales del nivel del mar por causas climáticas, gobernadas por un clima árido y contrastado (Goy *et al.*, 1996, Dabrio *et al.*, 1997, Zazo *et al.*, 1997b, Luque *et al.*, 1999). En el área valenciana, otros trabajos indican estas condiciones atmosféricas a partir del 5.000 BP (Fumanal, 1986, Calvo *et al.*, 1986, Dupré *et al.*, 1988, Viñals, 1996).

En el interior de la cuenca (sondeo Mórtoles) el ascenso máximo del nivel del mar flandriense se manifiesta a partir de niveles lagunares colonizados por foraminíferos y ostrácodos de aguas salobres, que son interrumpidos por aportes aluviales procedentes del río Vinalopó. Durante este momento, las paleorrestingas se localizarían en el interior del medio lagunar cuyas probables aberturas, ya entonces,

permitieran la entrada del agua hacia zonas más continentales. Estas fases de progradación de abanico podrían corresponderse con la unidad II del sondeo Fondo, con la totalidad del sondeo Riegos y con los techos de los testigos aportados por el ITGE; como ya se ha comentado, estos episodios podrían atribuirse a épocas relativamente recientes, producidos sobre todo por causas climáticas y/o antrópicas, donde no hay que desestimar los efectos de la neotectónica que se manifiestan sobre todo en el hundimiento del área ocupada por el abanico del río Vinalopó y en el centro del sinclinal en el sector más costero de la Depresión d'Elx.

Teniendo en cuenta que el sondeo Mórtoles está situado en la zona de contacto entre el abanico del río Vinalopó y l'Albufera d'Elx, los cambios ambientales que se registran en los últimos metros del sondeo pueden obedecer tanto a retrocesos y avances de la sedimentación aluvial como al aumento de la extensión de la lámina de agua de l'Albufera d'Elx. No obstante, las correlaciones con otros sondeos podrían indicar en el techo, corroborado por la presencia de contactos netos, una estabilidad en el aporte del abanico en este punto, lo que quizás favorecería la hipótesis del incremento de la extensión de la laguna. Las características sedimentarias y la potencia del paquete aluvial que separa los dos niveles lagunares más profundos parecen mostrar más bien un avance del abanico sobre las facies lagunares previas. Los cambios dinámicos del sistema podrían estar propiciados, por un lado, por agentes continentales ligados a variaciones en las precipitaciones y a la tasa de aporte y, por otro, por cambios en el nivel de base que, dadas las características geomorfológicas de este espacio, estarían probablemente controlados por los movimientos eustáticos. En ambas posibilidades la tectónica de subsidencia juega un papel primordial y probablemente el factor antrópico. En estos episodios lagunares se observa ambientes semejantes deducidos a partir de las características ecológicas de los foraminíferos, con la excepción del más reciente que refleja la colmatación de l'Albufera d'Elx en este punto en facies de marjal, con una asociación de especies característica hoy del Prat de Torreblanca (Guillem *et al.*, 1996).

En definitiva, y probablemente a partir del máximo flandriense, el área de estudio estuvo ocupada por una gran laguna que se extendería al menos por la Vega Baja del Segura, el Fondo d'Elx-Crevillent y las Salinas de Santa Pola, aunque queda por confirmar la conexión entre estas dos zonas húmedas. No obstante, el contenido

en foraminíferos revela importantes diferencias en cuanto a las características paleoambientales entre los niveles lagunares encontrados en el Bajo Segura y los que caracterizan el techo del sondeo Mórtoles, en la Depresión d'Elx. En el primer sector se observa una salinidad alta, dentro del rango salobre, y un fondo anóxico, mientras que en el segundo el agua debió ser bastante menos salina, según se deduce de la asociación de foraminíferos. Este hecho podría indicar el escaso intercambio entre ambas áreas húmedas, donde la presencia de las múltiples barreras en la cuenca septentrional ejercería un papel fundamental en la comunicación de este espacio con el medio marino; las más antiguas formarían parte de la laguna y probablemente estarían ya abiertas al menos por un punto, para permitir la entrada de agua hacia el interior de la cuenca. La comunicación con el mar abierto en el sector más meridional se constata, además, a partir de la presencia de fauna alóctona procedente de la resedimentación de foraminíferos estenohalinos, que presentan caparzones erosionados por el proceso de transporte. Por tanto, estaría aislada de mar abierto a partir de un cordón con distintas aberturas cuya acción se vería favorecida por los cordones más antiguos preexistentes en el área de estudio. En su interior, además de estas paleobarreras en la subcuenca N se apreciarían relieves, como es el caso de la Serra del Molar; no obstante, los sondeos de la secuencia de la costa no revelan la presencia de sedimentos lagunares, por lo que posible que el frente oriental de esta sierra se comportara más como punto de apoyo de la restinga.

Esta formación lagunar se registra aún en la época del Bronce (II milenio a.C.), según Simón (1999), y, debido a la localización de los distintos yacimientos arqueológicos de este momento, este autor propone la cota de +10 m como su límite máximo de altura; la secuencia del Bajo Segura parece indicar hacia esta cota la presencia de aportes aluviales procedentes del marco montañoso circundante. Por tanto, desde el punto de vista paleogeográfico, se trataría de una laguna de unos 19 km de longitud desde San Isidro de Albaterra hasta la costa, limitada al N por los depósitos aluviales ligados al río Vinalopó, al NW por los abanicos procedentes de la Serra de Crevillent y al S por los relieves del Moncayo y Rojales (fig. 8.90). En este sentido, el río Vinalopó y probablemente el Segura, constituirían depósitos de fandelta en este espacio lagunar, tal y como se aprecia en la serie del Bajo Segura y en el sondeo Mórtoles. Según Cortés (1988), el Segura parece haber producido

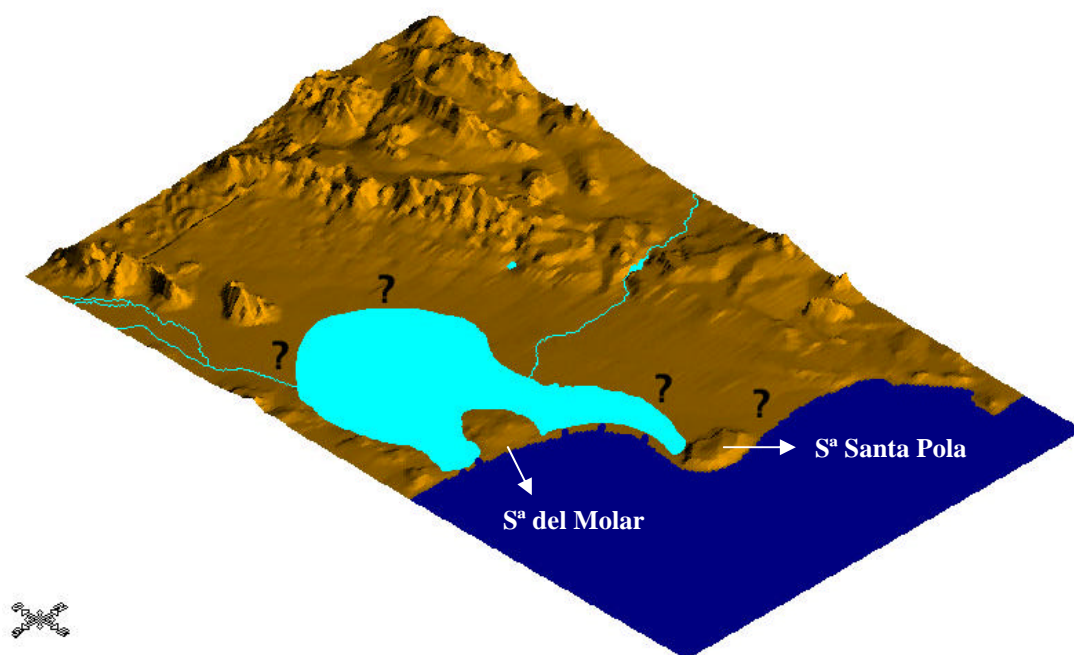


Fig. 8.90. Reconstrucción de l'Albufera d'Elx durante el Holoceno superior

formaciones deltaicas de tipo digitado, aunque los cambios antrópicos hacen muy dificultosa esta investigación.

Posteriormente, se produce un retroceso de la línea de costa que se manifiesta en los sondeos del Bajo Segura con la desaparición del ambiente lagunar y la instalación de un llano de inundación con zonas palustres y lacustres asociadas de aguas dulceacuícolas y, en la costa de la Depresión d'Elx, a partir del restablecimiento parcial de las condiciones restringidas que se constatan en el techo del sedimento infralitoral del sondeo Salinas. No obstante, las condiciones lagunares se mantendrían quizás en la zona más litoral ya que, según Ibarra y Ruiz (1982), en los siglos XIV y XV la laguna tendría unos 5,5 km de longitud. Esta llanura de inundación funcionó como un área palustre hasta el siglo XVIII, momento a partir del cual el Cardenal Belluga y el Marqués d'Elx iniciaron los trabajos de desecación de este espacio con fines agrícolas. Este proceso pudo afectar de forma añadida a las causas naturales que limitaron la extensión de la albufera, como reflejan las fases finales del sondeo Mórtoles.

En la costa, y a partir del estudio estratigráfico y sedimentológico del yacimiento iberromano de la Picola se ha registrado la edad postromana de la restinga que cierra hoy este espacio natural (Fumanal y Ferrer, 1998), cuyos materiales procederían del aporte sedimentario de la red fluvioaluvial, que se reactiva en estos momentos por posibles causas climáticas y antrópicas (Ferrer y Blázquez, 1999a). Sanjaume y Carmona (1995), también proponen un cierre muy reciente de l'Albufera de Valencia, coincidiendo con época romana e islámica.

Desde el punto de vista tectónico, el Holoceno presenta un hundimiento diferencial entre el Bajo Segura y la Depresión d'Elx, donde las tasas más elevadas se observan en la primera subcuenca como consecuencia de la actuación reciente de la falla del Bajo Segura (Alfaro, 1995).

9.- CONCLUSIONES

Las principales conclusiones que pueden extraerse de este trabajo son las siguientes:

1.- La abundancia de foraminíferos planctónicos y la determinación taxonómica de las especies indican la presencia de niveles pliocenos marinos a partir de unos 18 m de profundidad en el litoral de la Depresión d'Elx, que formarían la base para la sedimentación cuaternaria.

2.- *Ammonia beccarii tepida*, *Haynesina germanica*, *Elphidium excavatum* y *Trichohyalus aguayoi* son las principales especies de foraminíferos que colonizan los ambientes lagunares desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno en l'Albufera d'Elx. El estudio cuantitativo de las asociaciones registradas parece indicar que durante el Pleistoceno medio y superior se establecen entre ellas relaciones de dependencia entre algunas de estas especies. Este fenómeno se constata sobre todo entre *Ammonia beccarii tepida* y *Elphidium excavatum*, de forma que el aumento en la proporción de una de ellas supone el descenso de la otra.

3.- La totalidad de los ambientes lagunares estudiados en los sondeos presentan hacia techo una clara influencia marina, deducida a partir de la existencia de foraminíferos resedimentados procedentes de mar abierto. Como es evidente, en este caso se produce un aumento de los valores de los índices de diversidad y riqueza respecto a los ambientes lagunares cerrados.

4.- En los ambientes lagunares salobres del holoceno se registra, en las facies más internas, la aparición de foraminíferos de caparazón aglutinado sobre base orgánica (*Trochammina inflata*), que indican un menor grado de salinidad del agua; este hecho puede estar favorecido por el efecto barrera que ofrecerían las paleorrestingas tirrenienses que forman parte de la laguna. En los niveles correspondientes hacia posiciones más costeras o de mayor influencia marina, destacan las altas proporciones de especies de caparazón aporcelanado (*Miliolinella eburnea*), que hacen referencia a una mayor salinidad del medio.

5.- La especie *Trichohyalus aguayoi* que se considera como acmezona del Holoceno, ha sido también reconocida en el sondeo Pinet, en los ambientes lagunares atribuidos al estadio isotópico 7, del Pleistoceno medio.

6.- Desde el punto de vista cronoestratigráfico, en la secuencia litoral de la Depresión d'Elx se ha identificado un conjunto de depósitos que tentativamente se adscriben a los doce primeros estadios isotópicos de la cronología cuaternaria. Pueden reconocerse hasta seis episodios transgresivos que se manifiestan, la mayor parte de las veces, en forma de areniscas calcáreas originadas en los distintos submedios del ambiente litoral. Los niveles infralitorales holocenos aparecen en facies de arenas sueltas.

7.- La existencia en esta costa de sistemas de restinga-albufera parece remontarse, al menos, al Pleistoceno medio, a partir de los registros atribuidos en este trabajo al estadio isotópico 11(?).

8.- Los sedimentos correspondientes a los subpisos regresivos indican un desplazamiento hacia la línea de costa de los ambientes lagunares, desarrollados hacia el interior durante los subpisos transgresivos. Los descensos eustáticos más intensos conllevan procesos erosivos que producen discontinuidades estratigráficas en el área continental.

9.- Durante el Holoceno, y probablemente después del máximo flandriense, se instala en el área de estudio una laguna de amplias dimensiones, con comunicación marina. Esta formación se extendería a lo largo de 19 km desde la costa hasta el interior, limitada al N por los depósitos distales del abanico del Vinalopó, al E y NW por las formaciones aluviales procedentes de la Serra de Crevillent y al S por las sierras del Moncayo y Rojas. En este ambiente los ríos Vinalopó y Segura constituyen depósitos de fandelta, tal y como se deduce de la secuencia del techo del sondeo Mórtoles para el primero de los ríos citados; esta laguna persiste al menos hasta la Edad del Bronce (II milenio a.C.). El alejamiento posterior de la línea de costa supone en el Bajo Segura la desaparición de la laguna y la instalación de una llanura de inundación con zonas palustres y lacustres de carácter dulceacuícola. En la Baja Edad Media la albufera ya era muy estrecha, según indican las crónicas históricas, y a partir

del siglo XVIII cuando comienzan las obras de colonización de este espacio con fines agrícolas, se produce la desecación total de esta área; el reducto de la extensa Albufera d'Elx son los actuales humedales de las Salinas de Santa Pola y el Fondo d'Elx-Crevillent.

10.- La presencia de depósitos infralitorales en el techo de los sondeos Picola y Salinas indican que la posición de la línea de costa se situó al menos a 800 m más hacia el interior en momentos recientes. La barra arenosa que cierra hoy las Salinas de Santa Pola, según los datos arqueológicos disponibles procedentes del yacimiento de la Picola, es posterior al período romano.

11.- Desde el punto de vista tectónico, en función de los resultados de los sondeos mecánicos, se aprecian dos momentos de subsidencia: uno más generalizado, que se produciría antes de la formación de la playa atribuida al estadio isotópico 9(?) y otro más localizado producto de una falla, probablemente paralela a la línea de costa, emplazada entre los sondeos de Pinet y Salinas y que actuaría entre los subestadios 5c y 5a. Por tanto, las posiciones de la línea de costa de los estadios isotópicos 9(?) y 5a obedecen tanto a factores tectónicos como eustáticos. El desarrollo del primer movimiento negativo es notable en el centro del sinclinal (sondeo Mórtoles), ya que es en este punto donde se producen las máximas tasas de hundimiento, que se corresponde, en el sector más costero, con la Gola del Vinalopó. El segundo momento subsidente, consecuencia de la acción de la fractura intratirreniense, es el responsable del depósito asociado al subestadio isotópico 5a (sondeo Salinas), ya que según la mayor parte de los autores el nivel del mar no llegan a la cota actual durante este estadio, y este sondeo se emplaza a 20 m de distancia hacia el interior de la línea de costa actual. Esta falla podría formar parte de un conjunto de fracturas normales que afecten la costa en las inmediaciones de las Salinas del Pinet.

12.- La morfología actual de la costa permite deducir que la subsidencia remite a partir del último interglaciar, al menos en el sector litoral, lo que favorece la conservación en superficie, por encima del nivel del mar actual, de un sistema de restingas asociadas a los distintos episodios tirrenienses, que se disponen paralelas entre sí y respecto a la línea de costa actual. Teniendo en cuenta la profundidad del depósito consolidado del sondeo Salinas, atribuido al estadio isotópico 5a, se ha

calculado una tasa de hundimiento de 0,1 mm/año en el área litoral, lo cual se halla en consonancia con lo propuesto por diversos autores.

13.- Se constata una tasa de subsidencia más elevada en el Bajo Segura respecto a la Depresión d'Elx, a partir de tres aspectos: a) en el sondeo G-3, localizado en las cercanías del puerto de Guardamar, se conserva un nivel calcarenítico que podría corresponderse con el depósito consolidado de Salinas; en el sector meridional se encuentra a una cota 4 m más baja respecto a la Depresión d'Elx; b) En este mismo sondeo se han reconocido hasta cuatro niveles de calcarenitas superpuestos, separados por ambientes lagunares, que podrían correlacionarse con los sistemas de paleorrestingas que se suceden en la costa más septentrional, y c) La superficie de erosión generalizada, atribuida al mínimo eustático del 18.000-15.000 BP, se localiza en el Bajo Segura a -18 m s.n.m. y se podría relacionar con la que se encuentra a -7,5 m s.n.m. en la parte litoral de la cuenca septentrional.

10.- BIBLIOGRAFÍA

- ABRIL, A.M. 1993. *Los foraminíferos bentónicos del litoral balear y su actividad biológica en el ecosistema posidonícola*. Tesis doctoral. Universitat de les Illes Balears, 700 p.
- ACOSTA & HERRANZ, 1981. Morfología y tectónica de la plataforma continental entre Gandía y Sagunto (Golfo de Valencia). *Actas IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Zaragoza, 1303-1322.
- AGIP Mineraria, 1982. *Foraminiferi Padani (Terziario e Quaternario)*, Milano, AGIP Mineraria, pl 1-52.
- AKPATI, B.N. 1975. Foraminiferal distribution and environmental variables in eastern Long Island sound, New York. *Journal of Foraminiferal Research*, 5: 127-144.
- ALBANI, A., FAVERO, V. & SERANDREI BARBERO, R., 1984. Aparati intertidali ai margini di canali lagunari. Studio morfológico, micropaleontológico e sedimentológico. *Instituto Veneto di Scienze, Lettere de Arti. Raporti e Studi*, IX: 137-162.
- ALBANI, A., FAVERO, V. & SERANDREI BARBERO, R. 1991. The distribution and ecological significance of recent foraminifera in the lagoon south of Venice (Italy). *Revista Española de Micropaleontología*, XXIII: 29-45.
- ALBANI, A. D. & SERRANDREI BARBERO, R. 1982. A foraminiferal fauna from the lagoon of Venice, Italy. *Journal of Foraminiferal Research*, 12 (3): 234-241.
- ALBEROLA, C. 1997. *Los foraminíferos de las Islas Columbretes (Castellón)*. Tesis doctoral, Universitat de València, 187 p.
- ALEJO, I., AUSTIN, W.E., FRANCÉS, G. & VILLAS, F. 1999. Preliminary Investigations of the Recent Foraminifera of Baiona Bay, NW Spain. *Journal of Coastal Research*, 15 (2): 413-427.
- ALFARO, P. 1995. *Neotectónica de la Cuenca del Bajo Segura (Extremo oriental de la Cordillera Bética)*. Tesis doctoral. Universidad de Alicante, 219 p.
- ALFARO, P., ESTÉVEZ, A., MORETTI, M. & SORIA, J.M. 1999. Structures sédimentaires de déformation interprétées comme séismites dans le Quaternaire du bassin du Bas Segura. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328: 17-22.
- ALOÏSI, J.C. 1986. *Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives*. Thèse Université de Perpignan, 162 p.
- ALTUNA, J., CEARRETA, A., EDESO, J.M., ELORZA, H., ISTURIZ, M.J., MARIEZKURRENA, K., MUJICA, J.A. & UGARTE, F. 1993. El yacimiento de Herriko-Barra (Zarautz, País Vasco) y su relación con las transgresiones marinas holocenas. In: *El Cuaternario en España y Portugal*, ITGE, vol. 2: 923-942.
- ANADÓN, P., De DECKER, P. & JULIÀ, R. 1986. The Pleistocene lake deposits of the NE Baza basin (Spain): salinity variations and ostracod sucesion. *Hidrobiologia*, 143: 199-208.

- ANADÓN, P. & JULIÀ, R. 1990. Hydrochemistry from Sr and Mg. contents of ostracodes in Pleistocene lacustrine deposits, Baza Basin (SE Spain). *Hidrobiologia*, 197: 291-303.
- ANADÓN, P., JULIÀ, R., De DECKER, P., ROSSO, J.C. & SOULIÉ-MÄRSCHÉ, I. 1987. Contribución a la Paleolimnología del Pleistoceno inferior de la cuenca de Baza (Sector Orce-Venta Micena). *Paleontologia i Evolució*. Memoria especial. 1: 35-72.
- ARNOLD, Z.M. 1954. Field and laboratory techniques for the study of living foraminifera. In: *Foraminifera* (Eds: R.H. Hedley & C.G. Adams), Academic Press, London, 1:153-206.
- AZEMA, J. 1977. *Étude géologique des Zones Externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)*. Thèse de Doctorat d'État ès Sciences Naturelles, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 393 p.
- BADAL, E., BERNABEU, J., BUXÓ, R., DUPRÉ, M., FUMANAL, M.P., GUILLEM, P., MARTÍNEZ, R., RODRÍGUEZ, M.J. & VILLAVERDE, V. 1991. LA COVA DE LES CENDRES (MORAIRA-TEULADA). *VIII REUNIÓN NACIONAL SOBRE CUATERNARIO. GUÍA DE LAS EXCURSIONES*, UNIVERSITAT DE VALÈNCIA-S.I.P., 23-29.
- BADAL, E., BERNABEU, J., DUPRÉ, M. & FUMANAL, M.P. 1989. El yacimiento neolítico de la Cova de les Cendres. *Libro-Guía de las Jornadas de Campo: Pleistoceno superior y Holoceno en el área valenciana*, València, Agència del Medi Ambient, 53-65.
- BADAL, E., BERNABEU, J., DUPRÉ, M. & FUMANAL, M.P. 1993. Secuencia cultural y paleoambiente en el yacimiento neolítico de la Cova de les Cendres (Moraira-Teulada, Alicante). *El Cuaternario en España y Portugal*, I.T.G.E., vol. 2: 943-953.
- BADIE, A., GAILLEDROT, É., MORET, P., ROUILLARD, P., SÁNCHEZ, M.J. & SILLIÈRES, P. 2000. *Le site antique de la Picola à Santa Pola (Alicante, Espagne)*. Éditions Recherche sur les civilisations Casa de Velásquez, 379 p.
- BALLOUCHE, A., LEFEVRE, D., CARRUESCO, C., RAYNAL, J. & TEIXIER, J. 1986. Holocene environments of coastal and continental Marocco. In: *Quaternary Climate in Western Mediterranean* (Ed. López Vera): 517-531.
- BANYULS, B. 1990. *El litoral Benissenc, un paisatge mediterrani*. XI Premis Abril, Benissa, 47 p.
- BARDAJÍ, T., GOY, J.L., MÖRNER, N.A., ZAZO, C., SILVA, P., SOMOZA, L., DABRIO, C. & BAENA, J. 1995. Towards a plio-pleistocene chronostratigraphy in the eastern Betic Basins (SE Spain). *Geodinamica Acta*, París, 8 (2): 112-126.
- BARKER, R. W. 1960. Taxonomic Notes on the Species Figured by H.B. Brady in his Report of the scientific results of the voyage of H.M.S. *Challenger*, 1873-1876, Zoology. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Special Publication, 9. 238 p.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1984. Taphonomy and the fossil record. *American Scientist*, 72: 558-566.

- BEHRENSMEYER, A.K. & HILL, A.P. (ED.). 1980. *FOSSILS IN THE MAKING. VERTEBRATE TAPHONOMY AND PALEOECOLOGY*. UNIVERSITY CHICAGO PRESS, 338 P.
- BEHRENSMEYER, A.K. & KIDWELL, S.M. 1985. Taphonomy's contributions to paleobiology. *Paleobiology*, 11 (1): 105-119.
- BERMÚDEZ, P.J. 1935. Foraminíferos de la costa norte de Cuba. In: *Memorias de la Sociedad Cubana de Historia Natural Felipe Poey*, 9 (3): 129-224.
- BERNAT, M., ÉCHALIER, J.CL. & BOUSQUET, J.C. 1982. Nouvelles datations I₀-U sur les *Strombus* du dernier Interglaciaire en Méditerranée (La Marina, Espagne) et implications géologiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 269: 1023-1026.
- BIGNOT, G. 1985. *Elements of Micropaleontology: microfossils. Their geological and Paleobiological applications*. Graham & Trotman, London, 5-18.
- BLANC-VERNET, L. 1977. Etudes préliminaires sur les foraminifères de l'herbier de *Posidonies*. *Raport C.N.E.X.O.* (76- 4043): 1-12
- BLANC-VERNET, L. 1984. Les foraminifères de l'herbier à *Posidonia oceanica* en Méditerranée: analyse des assemblages, aspects régionaux, aplicación aux microfaunes fossiles. *International Workshop on Posidonia oceanica Leds, G.I.S. Posidonie Publication*, 1: 3-14.
- BLANC-VERNET, M. T. 1969. Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée. Relations entre la microfaune et le sédiment, biocoenoses actuelles, thanatocoenoses pliocènes et quaternaires. *Recueil des Travaux de la Station Marina d' Endoume*, 48 (64): 1-315.
- BLÁZQUEZ, A.M. 1994. *Cartografía de las unidades geomorfológicas submarinas y distribución textural de los sedimentos en la plataforma interna del sector comprendido entre la Vila Joiosa y Alicante (Campaña La Nao'94)*. Dirección General de Producción Agraria y Pesquera. Consellería de Agricultura y Pesca. Inédita.
- BLÁZQUEZ, A.M. 1995. *Facies sedimentarias y foraminíferos bentónicos en la plataforma continental interna extendida entre la Marjal de Oliva-Pego y la Vila Joiosa*. Tesis de Licenciatura, Universitat de València, 150 p. Inédita.
- BLÁZQUEZ, A.M. 1996. Plataforma continental interna: Facies sedimentarias y foraminíferos bentónicos (entre la Marjal de Oliva-Pego y la Vila Joiosa). *Cuadernos de Geografía*, Valencia, 59: 3-26.
- BLÁZQUEZ, A.M. 1998. Factores morfogenéticos del litoral entre Valencia y Alicante: Algunas notas. *Cidaris*, 13-14: 4-16
- BLÁZQUEZ, A.M. 1999. Geomorfología continental y submarina del espacio litoral entre Dénia y Benidorm: notas bibliográficas. *Investigaciones Geográficas*, 22: 111-128.
- BLÁZQUEZ, A.M., FUMANAL, M.P. & OLMO, J. 1996. Rasgos sedimentológicos de la plataforma interna valenciana (Tramo Oliva-la Vila Joiosa) y su relación con la geomorfología continental. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21: 671-684.

- BLÁZQUEZ, A.M. & USERA, J. 1996a. Los foraminíferos cuaternarios de las dunas de Serra Gelada. *Cuadernos de Geografía*. Monográfico: "Las eolianitas cuaternarias de las Penyes de l'Albir (Serra Gelada)". Valencia, 60: 327-340.
- BLÁZQUEZ, A.M. & USERA, J. 1996b. Foraminíferos bentónicos holocenos de la bahía de Bayona (Pontevedra, Galicia). PALACIOS, T Y GOZALO, R. (Eds.): *Comunicaciones de la XII Jornadas de Paleontología*. Sociedad Española de Paleontología y Universidad de Extremadura, Badajoz, 21-23.
- BLÁZQUEZ, A.M. & USERA, J. 2000a. Interpretación paleoambiental de los datos obtenidos en un sondeo realizado en los depósitos distales del abanico del río Vinalopó (Alicante). *Geotema*, 1 (4): 113-117.
- BLÁZQUEZ, A.M. & USERA, J. 2000b. Nuevos datos sobre los foraminíferos del Cuaternario litoral del S de la provincia de Alicante. DíEZ, J.B. Y BALBINO A.C. (Eds.): *Paleontología en Portugal: Historia y colaboraciones España-Portugal. XVI Jornadas de Paleontología y I Congreso Ibérico de Paleontología*. Evora, 40-41.
- BLÁZQUEZ, A.M., USERA, J. & FERRER, C. 1999. Foraminíferos fósiles de un sondeo de la albufera cuaternaria de Elx-Santa Pola (Alicante, España): Paleoecología e interpretación paleoambiental. *Geoarqueología i Quaternari Litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*, Universitat de València, 309-320.
- BOLLI, H.M. 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 9 (1): 3-32.
- BOLTOWSKOY, E. 1965. *Los foraminíferos recientes (biología, métodos de estudio, aplicación oceanográfica)*. Eudeba, Buenos Aires, 510 p.
- BOLTOWSKOY, E. & HINCAPIÉ DE MARTÍNEZ, S. 1983. Foraminíferos del manglar de Tesca, Cartagena, Colombia. *Revista Española de Micropaleontología*, 15 (2): 205-220.
- BOLTOWSKOY, E., SCOTT, D.B. & MEDIOLI, F.S. 1991. Morphological variations of benthic foraminiferal test in response to changes in ecological parameters. *Review Journal of Paleontology*, 65: 175-185.
- BOLTOWSKOY, E. & VIDARTE, L.M. 1977. Foraminíferos de la zona de manglar de Guayaquil (Ecuador). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" e Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales*, 3 (5): 31-40.
- BOLTOWSKOY, E. & WRIGHT, R. 1976. *Recent Foraminifera*. Dr. W. Junk Publ., The Hague, 515 p.
- BORNEMANN, J. G. 1855. Die mikroskopische Fauna des Septarienthones von Hemsdorf bei Berlin. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 7: 307-371.
- BOUCOT, A.J. & CARNEY, R.S. 1981. *Principles of benthic marine Paleocology*. Academic Press, 463 p.
- BRADY, H. B. 1864. Contributionsto the knowledgeof the foraminifera. On the Rhizopodal fauna of the Shetlands. *Transactions of the Linnean Society of London*, 24: 463-475, pl 48.

- BRADY, H. B. 1884. *Report of the scientific results of the voyage of H.M.S. Challenger, 1873-1876, Zoology*, 9, 814 p.
- BRANDSHAW, J.S. 1957. Laboratory studies of the rate of growth of the Foraminifera *Streblus beccarii* (Linné) var. *tepida* Cushman. *Journal of Paleontology*, 31 (6): 1138-1147.
- BRANDSHAW, J.S. 1961. Laboratory experiments on the ecology of Foraminifera. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 12 (3): 87-106.
- BRIGGS, D.J. 1977. *Sources and methods in Geography: Sediments*. Ed. Butterworths, London, 190 p.
- BRU, C. 1983. El sinclinal de Benissa-Teulada. Estudio morfoestructural e hidrológico. *Investigaciones Geográficas*, 1: 147-178.
- BRÜCKNER, H. 1986. Stratigraphy, evolution and age of Quaternary marine terraces in Morocco and Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Supl. Bd.*, 62: 83-101.
- BRÜCKNER, H. & RADTKE, U. 1986. Paleoclimatic implications derived from profiles along the Spanish Mediterranean coast. In: *Quaternary climate in Western Mediterranean* (Ed. López Vera): Universidad Autónoma de Madrid, 467-486.
- BRUN, CHERICI, MEIJER & MONTEIL. 1984. *Benthos'83, 2nd International Symposium of Benthic Foraminifera*, 71-79.
- BURCKLE, LL.H. 1993. Late Quaternary Interglacial Stages warmer than present. *Quaternary Science Reviews*, 12: 825-831.
- BUTZER, W.K. & CUERDA, J. 1983. Pleistocene sea-level stratigraphy of Mallorca. *Rev. Geol. Medit.*, 20: 259-270.
- BUZAS, M. A. 1977. Vertical distribution of Foraminifera in the Indian River, Florida. *Journal of Foraminiferal Research*. 7 (3): 234-237.
- CALVO, A., DUPRÉ, M., FUMANAL, M.P., LA ROCA, N & PÉREZ CUEVA, A., 1986. Evolución holocena del paisaje en el País Valenciano (España). In: *Estudios sobre Geomorfología del Sur de España* (Eds: López Bermúdez & Thornes), Universidad de Murcia, 31-36.
- CALZADA, S. 1970. Una turbera parálida postwürmiense en Vilanova y La Geltrú (Barcelona). *Acta Geológica Hispánica*, V: 48-50.
- CANO, J., FUMANAL, M.P., FERRER, C., USERA, J., BLÁZQUEZ, A.M. & OLMO, J. 1997. Evolución de la costa meridional de Galicia durante el Cuaternario superior. In: *Cuaternario Ibérico* (Eds. J. Rodríguez Vidal), AEQUA, 33-46.
- CANO, J., FUMANAL, M.P., FERRER, C., USERA, J., BLÁZQUEZ, A.M. & OLMO, J. 1999. Evolution of the meridional coastal of Galicia during the Upper Quaternary. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 43: 521-540.
- CARALP, M.H. 1988. Late Glacial to Recent deep-sea benthic foraminifera from the northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and Western Mediterranean (Alboran Sea): paleoceanographic results. *Marine Micropaleontology*, 13: 265-289.

- CARMONA, P. 1990. *La formació de la plana al.luvial de València*. Ed. Alfons el Magnànim, IVEI, 175 p.
- CARMONA, P. 1995. Niveles morfogénicos cuaternarios en los sistemas fluviales de la depresión valenciana. *El Cuaternario del País Valenciano*, Universitat de València-AEQUA, 97-104.
- CATT, J.A. & WEIR, A.H. 1976. THE STUDY OF ARCHAEOLOGICALLY IMPORTANT SEDIMENTS BY PETROGRAPHIC TECHNIQUES. *GEOARCHAEOLOGY*. ED. DUCKWORTH, LONDON.
- CAUSSE, Ch., GOY, J.L., ZAZO, C., HILLAIRE-MARCEL., C. 1993. Potentiel chronologique (Th/U) de faunes Pléistocènes méditerranéennes: exemple des terrasses marines des régions de Murcie et Alicante (Sud-Est de l'Espagne). *Geodynamica Acta*, París, 6 (2): 121-134.
- CEARRETA, A. 1988a. Distribution and Ecology of Benthic Foraminifera in the Santoña Estuary, Spain. *Revista Española de Paleontología*, 3: 23-38
- CEARRETA, A. 1988b. Population dynamics of benthic foraminifera in the Santoña estuary, Spain. *Revue de Paleobiologie*, N° Extr. 2: 721-724.
- CEARRETA, A. 1989. Foraminiferal assemblages in the ría of San Vicente de la Barquera (Cantabria, Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, XXI (1): 67-80.
- CEARRETA, A. 1992. Ecostratigrafía (Foraminíferos bentónicos) del relleno estuarino holoceno en el litoral vasco (Golfo de Vizcaia). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 98 (2): 243-266
- CEARRETA, A. 1993. Paleoenvironmental interpretation of Holocene coastal sequences in the southern Bay of Biscay. *Geologische Rundschau*, 82: 234-240.
- CEARRETA, A. 1994. Analisis micropaleontológico e interpretación paleoecológica del relleno sedimentario holoceno en el estuario del Bidasoa (Golfo de Bizkaia). *Geobios*, 27 (3): 271-283.
- CEARRETA, A. 1998. Holocene sea-level change in the Bilbao estuary (north Spain): foraminiferal evidence. *Micropaleontology*, 44 (3): 265-276.
- CEARRETA, A., EDESO, J.M. & UGARTE, F.M. 1992. Cambios del nivel del mar durante el Cuaternario reciente en el Golfo de Bizkaia. In: *The late Quaternary in the W Pyrenean Region, País Vasco* (Eds: A. Cearreta, A. & F.M. Ugarte), 57-94.
- CEARRETA, A., EDESO, J.M., MERINO, A., UGALDE, TX & UGARTE, F.M. 1990. Las dunas litorales de Barrika (costa occidental de Bizcaia). *Kobie* (Serie CC Naturales), Bilbao, XIX: 77-83.
- CEARRETA, A., IRABIEN, M.J., LEORRI, E., YUSTA, I., CROUDACE, I.W. & CUNDY, A.B. 2000. Recent Anthropogenic Impacts on the Bilbao Estuary, Northern Spain: Geochemical and Microfaunal Evidence. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50: 571-592.
- CEARRETA, A., IRABIEN, M.J., ONAINDÍA, M., SÁIZ, J.L., AMEZAGA, I., GONZÁLEZ, J.A. & IRIARTE, M.J. 1997. Cambios ambientales en el litoral cantábrico oriental durante el Holoceno. *Cuaternario Ibérico*, Huelva, 47-54.

- CEARRETA, A. & MURRAY, J.W. 1996. Holocene paleoenvironmental and relative sea-level changes in the Santoña Estuary, Spain. *Journal of Foraminiferal Research*, 26 (4): 289-299.
- CEARRETA, A. & MURRAY, J.W. 2000. AMS 14C dating of holocene estuarine deposits: consequences of high-energy and reworked foraminifera. *The Holocene*, 10 (1): 155-159.
- CEARRETA, A. & PASCUAL, A. 1993. Estudio micropaleontológico de los depósitos cuaternarios litorales situados entre Laredo y Ibarangelua (Cantabria y Bizcaia). In: *El Cuaternario en España y Portugal*, ITGE, 1: 307-323.
- CIVIS, J. 1989. Microfauna (Foraminíferos y Ostrácodos) en el Neógeno y Cuaternario de la cuenca de Guadix-Baza y corredor Huercal-Overa. In: *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza. (Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario)* (Eds. M.T. Alberdi & F.P. Bonadona), 11: 119-125.
- COLOM, G. 1941. Foraminíferos de las costas vascas y de la ría de Marín. *Bolletí del Institut Oceanogràfic de les Balears*, 2 (96): 7-16.
- COLOM, G. 1950. Exploración oceanográfica del África Occidental. Estudio de los foraminíferos de muestras de fondo recogidas entre los cabos Juby y Bojador. *Bolletí del Institut Oceanogràfic de les Balears*, 28: 1-45, 10 lám.
- COLOM, G. 1959b. Notas micropaleontológicas y ecológicas sobre algunas formaciones continentales españolas. *Homenaje al Prof. M. San Miguel de la Cámara, Estudios Geológicos*, 15: 93-106.
- COLOM, G. 1961. Sur l'existence d'un Massif Tyrrhénien a l'Est de Minorque pendant le Terciari et les possibilites d'un peuplement oriental de Minorque-Majorque. *Colloq. Intern. C.N.R.S. Le peuplement des îles Méditerranéennes et le problème de l'insularité. Banyuls-sur Mer*, 64: 29-34.
- COLOM, G. 1964. La connaissance du Pleistocène baleare et l'origine de certains endemismes insulaires *Comptes Rendu des Séances de la Société de Biogéographie*, 8: 62-67.
- COLOM, G. 1965. Les Tourbières Flandriennes de san Antonio Abad (Ibiza) leur faune, climat et évolution. *Rap et Procès-Verb. Reunions de la C.I.E.S.M.*, 18: 490-502.
- COLOM, G. 1974. *Foraminíferos Ibéricos*. Investigación Pesquera. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Patronato Juan de la Cierva, Tomo 38 (1), 245 p.
- COLOM, G. 1975a. *Geología de Mallorca*. Diputación Provincial de Baleares. Inst Estudios Baleáricos. Patronato José María Quadrado. C.S.I.C., 2 vols, 519 p.
- COLOM, G. 1975b. Nuevas nociones generales sobre la evolución paleogeográfica y probablemente del archipiélago balear desde el Eoceno al Cuaternario. *Rev. Balear*, Palma, X: 38 y 39.
- COLOM, G. 1979. Estudio ecológico y sistemático de una asociación de organismos pertenecientes a un yacimiento superior de la albufera de Alcudia (Mallorca). *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural de Baleares*, XXIII: 25-53.

- COLOM, G. & ESCANDELL, B. 1964. Notas estratigráficas y paleontológicas sobre los depósitos flandrienses del Puerto de San Antonio Abad (Ibiza). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero*, Madrid, 75: 95-118.
- COLOM, G., MATEU, G. & CUERDA, J. 1979. Los foraminíferos Plio-Pleistocenos de la Isla de Cabrera (Baleares) y las condiciones paleoecológicas del antiguo mar balear. *Boletín de la Sociedad de Historia Natural de Baleares*, 23: 51-68.
- COLLADO, M.A. & ROBLES, F. 1983. Estudio de las asociaciones de moluscos de la Turbera de Torreblanca (Castellón). *Mediterranea. Serie Geológica*, 1: 105-142.
- CORTÉS, R. 1988. *Morfogénesis y evolución del litoral alicantino en la desembocadura de los ríos Vinalopó y Segura*. Tesis doctoral. U.P.V. vol. I y II, 657 p.
- COSTA, J. 1977. *El marquesat de Dénia. Estudio geográfico*. Universitat de València, 595 p.
- COSTAS, M., MARTÍNEZ, A. & PÉREZ ALBERTI, A. 1996. Tipo de depósitos costeros antiguos entre Cabo Fisterra e Cabo de Corrubedo. In: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios* (Eds. Pérez Alberti *et al.*), Santiago, 417-430.
- CRAIG, G.Y. & HALLAM, A. 1963. Size-frequency and growth-ring analyses of *Mytilus edulis* and *Cardium edule*, and their palaeoecological significance. *Paleontology*, 6 (4): 731-750.
- CUENCA, A. 1988. La terminación oriental del accidente Cádiz-Alicante. *Investigaciones Geográficas*, 6: 95-102.
- CUENCA, A., DELGADO, J., DOMÉNECH C. & TOMÁS, R. 2000. El Cuaternario reciente de la Vega Baja del Segura: Problemática Geotécnica. *Itinerarios Geológicos por la provincia de Alicante y limítrofes*. Excma Diputación Provincial de Alicante, 27-41.
- CUERDA, J. 1989. *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Dirección General de Cultura. Consellería de Cultura, Educació i Esports. Govern Balear, 310 p.
- CUERDA J. 1995. Significación climática y cronológica de algunos yacimientos del Pleistoceno superior marino de Alicante. *El Cuaternario del País Valenciano*, Universitat de València-AEQUA, 251-259.
- CUERDA, J. & SANJAUME, E. 1978. Datos paleontológicos y sedimentológicos del litoral pleistoceno de Santa Pola. *Cuadernos de Geografía*, 23: 19-62.
- CUSHMAN, J. A. 1911. A monograph of the foraminifera of the North Pacific Ocean. Part. 2- Textulariidae. *Bulletin of the United States National Museum*, 72 (2): 1-108.
- CUSHMAN, J. A. 1915. A monograph of the foraminifera of the North Pacific Ocean, Part. 4- Rotaliidae, *Bulletin United States National Museum*, 71 (6): 1-108.
- CUSHMAN, J. A. 1922a. Shallow-water Foraminifera of the Tortugas region. *Publications of Carnegie Institution of Washington, N.º. 311, Department of Marine Biology*, 17: 1-85.

- CUSHMAN, J. A. 1923. The foraminifera of the Atlantic Ocean. Part. 4- Lagenidae. *Bulletin United States National Museum*, 104 (4):1-228.
- CUSHMAN, J. A. 1930. The foraminifera of the Atlantic Ocean, Part 7- Nonionidae, Camerinidae, Peneroplidae and Alveolinellidae. *Bulletin of U.S. National Museum*, 104: 1-79, pl 1-18.
- CUSHMAN, J. A. 1931. The foraminiferal of the Atlantic Ocean. Part 14 - Lagenidae. *Bulletin United States National Museum*, 104 (4): 1-228.
- CUSHMAN, J. A. 1937. A monograph of the subfamily Virguliniinae of the foraminiferal family Buliminidae. *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research. Special Publication*, 9: 1-228.
- CUSHMAN, J. A. 1939. A monograph of the foraminiferal family Nonionidae. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 191: 1-100, pl 1-20.
- CUSHMAN, J. A. 1944. Foraminifera from the shallow water of the New England Coast. *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication*, 12: 1-37, pl 1-4.
- CUSHMAN, J. A. 1945. A foraminiferal fauna from the Twiggs clay of Georgia. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal research*, 21: 1-11.
- CUSHMAN, J. A. 1949. Recent Belgian Foraminifer. *Mémoires de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 111: 3-59, pl 1-10.
- CUSHMAN, J. A. & EDWARDS, P. G. 1937. *Astrononion* a new genus of the foraminifera, and its species, *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, 13: 29-36.
- CUSHMAN, J. A. & PARKER, F. L. 1946. *Bulimina* and related foraminiferal genera. *United States Professional Paper*, 210-D: 55-176.
- CZJZEK, J. 1848. Beitrag zur Kenntniss der fossilen Foraminiferen des Wiener Beckens, *Naturwissenschaftliche Abhandlungen, Wien*, 2 (1): 137-150.
- CHAPELL, J. & SHACKELTON, N.J. 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324: 137-140.
- CHAPMAN, F & PARR, W. J. 1932. In Parr W.J. Victorian and South Australian Shallow water foraminifera. Part. 2- *Proceeding of the Royal Society of Victoria*, 44: 218-234, pl 21-22.
- CHAPMAN, F & PARR, W. J. 1937. Foraminifera. Antarctic Exped: 1911-1914. *Science Report Series*, 1 (2): 1-190, 4 pls.
- CHAVE, E. H. 1987: Common Living benthic foraminifera in Mamala Bay, Hawaii, with descriptions of two new species. *Bishop Museum Occasional Papers*, 27: 25-72.
- CHAVE, K.E. 1964. Skeletal durability and preservation. In: *Approaches to Paleocology* (Eds. J. Imbrie & N.D. Newell), Wiley Ed., New York, 377-386.
- D'ORBIGNY, A. 1826. Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. *Annales Sciences Naturelles*, Paris, sér. 1, 7: 96-314.

- D'ORBIGNY, A. 1839a. Foraminifères, In: *Histoire physique, politique et naturelle de l'île de Cuba* 8. Ed. R. de la Sagra. Paris, 224 p.
- D'ORBIGNY, A. 1839b. Foraminifères des Iles Canaires, In: *Histoire Naturelle des Iles Canaires* 2. (Ed. P. Warker-Webb and S. Berthelot), Part. 2- Zoology, Paris, 119-146.
- D'ORBIGNY, A. 1839c. *Voyage dans l'America Méridionale-Foraminifères*. 5 (5). Paris et Strassburg, P. Bertrand, 1-86.
- D'ORBIGNY, A. 1846. *Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien*. XXXVII + 312 S. Paris (Guide et Cop.)
- DABRIO, C. 1992. PLAYAS E ISLA BARRERA-LAGOON. IN: *SEDIMENTOLOGÍA* (COORD. A. ARCHE), COLECCIÓN NUEVAS TENDENCIAS, C.S.I.C., VOL I Y II: 351-396.
- DABRIO, C., ZAZO, C., LARIO, J., GOY, J.L., SIERRA, F., BORJA, F., GONZÁLEZ, J.A. & FLORES, J.A. 1997. SEQUENCE STRATIGRAPHY OF HOLOCENE INCISED-VALLEY FILLS AND COASTAL EVOLUTION IN THE GULF OF CÁDIZ (SOUTHERN SPAIN). *GEOL. EN MIJNBOW*.
- DANIELS, C.H. 1970a. Jahreszeitliche ökologische Beobachtungen an Foraminiferen im Limski kanal bei Rovinj/Jugoslawien (nördliche Adria). *Geol. Rdsch.* 60, 1: 192-204.
- DANIELS, C.H. 1970b. Quantitative ökologische Analyse der zeitlichen und räumlichen Verteilung rezenter Foraminiferen im Limski kanal bei Rovinj (nördliche Adria). *Göttinger Arbeiten zur Geology und Paläontologie*, 8, 109 p.
- DAVIS, 1983. *A genetic aproach to sedimentary geology*. Ed. Prentice-Hall, Inc. New Jersey, 669.
- DE RENZI, M. 1978. La problemática de la fundamentación de la Paleoecología. *Estudios Geológicos*, 34: 559-570.
- DE RENZI, M. 1981. Some philosophical questions about paleontology and their practical consequences. *Acta Geológica Hispánica, Concept and method in Paleontology*, 16 (1/2): 7-23.
- DE RENZI, M. 1997. Información tafonómica e información paleobiológica: ¿Un falso dilema?. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 23: 183-208.
- DE RENZI, M., MARTINELL, J. & REGUANT, S. 1975. Bioestratigrafía, Tafonomía y Paleoecología. *Acta Geológica Hispánica*, 10 (2): 80-86.
- DE RUIG, M.J. 1990. Fold trends and stress deviation in the Alicante fold belt, southeastern Spain, *Tectonophysics*, 184: 393-403.
- DE RUIG, M.J. 1992. *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic Fold Belt of Alicante (SE Spain)*. Tesis doctoral, Vrije Universitet, 207 p.
- DE RUIG, M.J., MIER, R.M. & STEL, H. 1987. Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante region, SE Spain. *Geol. Mijnbown*, 66: 201-212.

- DEFRANCE, J. L. M. 1825. *Dictionnaire des Sciences Naturelles*. 35 nil-ojo. Paris: F. G. Levarault.
- DENTON, G.H. & KARLÉN, W. 1973. Holocene climatic variations, their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3: 155-205.
- DI NAPOLI, E. 1952. Nuove specie di foraminiferi nel Pliocene e nel Pleistocene della zona di Castel-l'Arquato (Piacenza). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 5: 95-109.
- DÍAZ DEL RÍO, V., REY, J. & VEGAS, R. 1986. The Gulf of Valencian continental shelf: extensional tectonics in Neogene and Quaternary sediments. *Marine Geology*, 73: 169-179.
- DOBLAS, M., LÓPEZ RUÍZ, J., HOYOS, M., MARTÍN, C. & CEBRIÁ, J.M. 1991. Late Cenozoic indentation/escape tectonics in the Eastern Betic Cordilleras and its consequences on the Iberian foreland. *Estudios Geológicos*, 47: 193-205.
- DODD, J.R. & STANTON, R.J. 1981. *Paleoecology, Concepts and Applications*. Jhon Wiley and Sons Inc. New York, 559 p.
- DUMAS, B. 1977a. *Le Levant Espagnol. La genèse du relief*. Tesis doctoral, Université de Paris, XII, 520 p.
- DUMAS, B. 1977b. Succession et âges radiométriques des terrasses marines du Levant Espagnol. *Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire*, 4: 82-85.
- DUMAS, B. 1981. La région d'Alicante. *Libro-Guía Excursión Mesa redonda sobre el Tirreniense del litoral mediterráneo español*. Madrid-Lyon, 45-65 p.
- DUPRAT, J. 1983. Les foraminifères planctoniques du Quaternaire d'un domaine péricontinental (Golfe de Gascogne, cotes Ouest-Ibériques, mer d'Alboran). Ecologie-Biostratigraphie. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 33: 71-150.
- DUPRÉ, M., FUMANAL, M.P., SANJAUME, E., SANTISTEBAN, C., USERA, J. & VIÑALS, M.J. 1988. Quaternary evolution of Pego coastal lagoon (Southern Valencia, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68: 291-299.
- ÉCHALIER, J.CL, GAUYAU, F., LACHAUD, J.C. & TALON, B. 1978. Première mise en évidence par sondages électriques d'accidents affectant les terrains quaternaires récents dans la province d'Alicante (Espagne *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 286: 1129-1131.
- EFREMOV, I.A. 1940. Taphonomy: new branch of Paleontology. *Pan-American Geologist*, 74: 81-93.
- EFREMOV, I.A. 1950. (Taphonomie et annales géologiques. Première partie). *Travaux de l'Institut paléontologique de l'Académie des Sciences de l'URSS (Annales du Centre d'Etudes et de Documentation Paléontologiques)*, 24: 1-177. (trad. Ann. Centre d'Etud. Doc. Paléont., 4 (1953): 1-164.
- EHERNBERG, C.G. 1839. Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen. *Physikalische Abhandlungen der Königl. Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 1838 (1840: separate 1839): 59-147.

- EHRENBERG, C. G. 1840a. Über noch Jetzt zahlreich lebende Thierarten der Kreidebildung und den Organismus der Polythalamien. *Physikalische Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, 1839* (1841: separate 1840): 81-174.
- EHRENBERG, C. G. 1840b. Eine weitere Erläuterung des Organismus mehrerer in Berlin lebend beobachteter Polythalamien der Nordsee. *Bericht über die zu Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königlichen Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin 1840*: 18-23.
- ELLWOOD, B.B., HARROL, F.B. & MARKS, A.E. 1994. Site identification and correlation using geoarchaeological methods at the Cabeço do Porto Marinho (CPM) locality, Rio Maior, Portugal. *Journal of Archaeological Science*, 21: 779-784.
- ELLWOOD, B.B., HROUDA, F. & WAGNER, J.J. 1988. Symposia on magnetic fabrics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51: 249-392.
- ESTEBAN, M. 1977. El arrecife de Santa Pola. *Primer seminario práctico de asociaciones arrecifales evaporíticas*. Universitat de Barcelona.
- ESTEBAN, V. 1987. *Procesos litorales en las costas valencianas al S del cabo de San Antonio*. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, vol I y II, 790 p.
- ESTEBAN, V. 1999. Dinámica litoral y sedimentación en las costas valencianas. *Geoarqueología i Quaternari litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*, Universitat de València, 331-342.
- ESTÉVEZ, A., PINA, J.A. & LÓPEZ GARRIDO, A.C. 1986. Aportación al conocimiento neotectónico y sismotectónico del SE de España (provincia de Alicante). *I Jornadas Est. Fen. Sísmico y su incidencia en Ordenación Urbanística*, M.O.P.U., I.G.N., 7: 285-300.
- FAGERSTROM, J.A. 1964. Fossil communities in Paleoecology: their recognition and significance. *Geological Society of America Bulletin*, 75: 1197-1216.
- FAIRBRIDGE, R.W. 1961. Eustatic changes in sea level. In: *Physics and Chemistry of the Earth* (Eds. L.H. Ahrens et al.), London, 4: 99-185.
- FAVERO, V. & SERANDREI, R. 1980. Origine ed evoluzione della laguna di Venecia-Bacino meridionale. *Societa Veneziana di Scienze Naturali Lavori*, 5: 49-71.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. 1981. La evolución tafonómica (un planteamiento neodarwinista). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.)*, 79: 243-254.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. 1984. Nuevas perspectivas de la Tafonomía evolutiva: tafosistemas y asociaciones conservadas. *Estudios Geológicos*, 40: 215-224.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. 1986-1987. La Tafonomía: un subsistema conceptual de la Paleontología. *Coloquios de Paleontología*, 41: 9-34.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. 1989. La materia fósil. Una concepción dinamicista de los fósiles. In: *Paleontología* (Coord. E. Aguirre), C.S.I.C., Colección Nuevas Tendencias, 10: 25-45.

- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. 1990. El significado de la autoctonía/aloctonía tafonómica. *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización*, Madrid, 1990: 115-124.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. 1991a. Taphonomic concepts for a theoretical biochronology. *Revista Española de Paleontología*, 6 (1): 37-49.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. 1991b. Sistemas tafonómicos: función y evolución. *Revista Española de Paleontología*, Nº Extr.: 21-34.
- FERRER, C. 1993. *EL LITORAL DE DÉNIA: EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DURANTE EL HOLOCENO RECIENTE*. TESIS DE LICENCIATURA, DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA, 194 P, INÉDITA.
- FERRER, C. 1997. CAMBIOS COSTEROS HISTÓRICOS EN DÉNIA (PAÍS VALENCIÀ). *CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA*, 11 (3-4): 125-142.
- FERRER, C. & BLÁZQUEZ, A.M. 1999a. Algunos aspectos de la dinámica sedimentaria durante el Holoceno superior de un sector del Baix Vinalopó (Alicante, España). In: *Avances en el Estudio del Cuaternario Español* (Eds. L. Pallí & C. Roqué), 99-105.
- FERRER, C. & BLÁZQUEZ, A.M. 1999b. El abanico del Vinalopó a lo largo del Holoceno superior: Una aproximación geoarqueológica. *Cuadernos de Geografía*, 65-66: 347-358.
- FERRER, C. & GISBERT, J. 1991. El Holoceno reciente: secuencia geoarqueológica de l'Almadrava. *VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Libro de excursiones*. Valencia, 69-70.
- FICHTEL, L. von & MOLL, J. P. C. von. 1798. *Testacea microscopica aliaque minuta ex generibus Argonauta et Nautilus ad naturam delineata et descripta*. Anton Pichler, Wien, 123 p.
- FISHER, J.J. 1978. Barrier island. In: *The Encyclopedia of Sedimentology* (Eds. Fairbridge & Bourgeois), Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 124-133.
- FISHER, R.A., CORVET, A.S. & WILLIAMS, C.B. 1943. The relation between the number of species and the number of individuals in a random sampel of an animal population. *Journal Animal Ecology*, 12: 42-58.
- FISHER, W.L. & MACGOWER, J.H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Transaction-Gulf Coast Association of Geological Societies*, 17: 105-125.
- FOLK, R.L. 1966. A review of grain size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93.
- FOLK, R.L. y WARD, W. 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- FONTBOTÉ, J.M. & VERA, J.A. 1983. La Cordillera Bética. Introducción. In: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (Ed. J.A. Comba):, T II. I.T.G.E., 205-218.
- FORSKÅL, P. 1775. *Descriptiones animalium Copenhagen, Hauniae, Carsten Niebuhr*.
- FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. 1978. *Principles of Sedimentology*. Ed. John Wiley and Sons, New York, 792 p.

- FRIEDMAN, G.M. 1961. Distinction between dune beach and river sands from their textural characteristic. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31: 514-529.
- FRIEDMAN, G.M. 1967. Dynamic processes and stadistical parameters compared for size frecuency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 327-354.
- FUMANAL, M.P. 1983. Informe preliminar sobre el estudio sedimentológico del sector K en la cova de l'Or. *Noticuario Arqueológico Hispánico*, 16: 39-42.
- FUMANAL, M.P. 1986. *Sedimentología y clima en el País Valenciano*. Diputación Provincial de Valencia, 207 p.
- FUMANAL, M.P. 1991-1992. El litoral valenciano: Nuevos datos sobre su estudio. *Notes de Geografía Física*, 20-21: 79-87.
- FUMANAL, M.P. 1994. Paleoclima y registro geológico de la Comunidad Valenciana. In: *Atlas climático de la Comunidad Valenciana* (Ed. A. Pérez Cueva), Valencia. Conselleria d'Obres Publiques, Urbanisme i Transport, 18-20.
- FUMANAL, M.P. 1995. El valle del Gorgos. Litoral de Xàbia: un transecto en el dominio Bético del País Valenciano. *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València-AEQUA, 169-176.
- FUMANAL, M.P., BLÁZQUEZ, A.M., USERA, J., MARTÍNEZ GALLEGO, J. & FERRER, C. 1998. Resultados preliminares del estudio de los sondeos realizados en la albufera cuaternaria de Elx-Santa Pola (Mediterráneo Occidental, España). In: *Investigaciones recientes de la geomorfología española* (Eds. A. Gómez Ortíz & F. Salvador Franch), 721-724.
- FUMANAL, M.P., DUPRÉ, M & VIÑALS, M.J. 1989. EVOLUCIÓN CUATERNARIA DE LA ALBUFERA DE PEGO. *JORNADAS DE CAMPO, PLEISTOCENO SUPERIOR Y HOLOCENO EN EL ÁREA DE VALENCIA*. AGÈNCIA DEL MEDI AMBIENT-AEQUA, 53-65.
- FUMANAL, M.P. & FERRER, C. 1998. El yacimiento arqueológico de La Picola (Litoral de Santa Pola, España). Estudio geomorfológico y sedimentológico. *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 12 (1-2): 77-93.
- FUMANAL, M.P., FERRER, C. & BLÁZQUEZ, A.M. 1997. Geomorphological evolution of the Valencian coastline during Upper Quaternary (Spain, Western Mediterranean). *Libro de comunicaciones de la Fourth International Conference on Geomorphology*. Bolonia, 172-172.
- FUMANAL, M.P., HERNÁNDEZ-MOLINA, J., REY, J., BLÁZQUEZ, A.M. & SOMOZA, L. 1995. Evolución morfosedimentaria de la plataforma continental y el dominio costero entre Villajoyosa y el cabo de Santa Pola (Alicante) durante el Cuaternario terminal. *Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales*. C.S.I.C. Madrid, 3: 27-41.
- FUMANAL, M.P., MARTÍNEZ, J. & REY, J. 1994. Marine/Continental Quaternary and Neotectonics in the Valencian littoral (Spain). *Mediterranean and Black Seas Shoreline Subcommission, Newsletter*, INQUA., 16, s.p.
- FUMANAL, M.P., MATEU, G. & VIÑALS 1990b. Quaternary evolution of some coastal lagoons on the Spanish Mediterranean littoral (Valencia, Alicante,

- Mallorca). *Condensés des Travaux presentes lors du XXXII Congrès-Assemblée plénière de la C.I.E.S.M.* Perpignan, 32 (1).
- FUMANAL, M.P., MATEU, G., REY, J., SOMOZA, L. & VIÑALS, M.J. 1993a. Las unidades morfosedimentarias cuaternarias del litoral del Cap de la Nau (Valencia-Alicante) y su correlación con la plataforma continental. In: *Estudios sobre Cuaternario* (Eds. M.P. Fumanal & J. Bernabeu), Universitat de València, 53-64.
- FUMANAL, M.P., REY, J., USERA, J., MARTÍNEZ, J., MATEU, G., BLÁZQUEZ, A.M. & FERRER, C. 1997. El Proyecto La Nao: evolución cuaternaria del litoral meridional valenciano. In: *Cuaternario Ibérico* (Ed. J. Rodríguez Vidal), AEQUA, 98-112.
- FUMANAL, M.P., SANJAUME, E & PÉREZ CUEVA, A. 1985. Una playa flandriense en la marjal de Pego. *Actas de la I Reunión de Cuaternario Ibérico*. Lisboa, vol. I: 407-418.
- FUMANAL, M.P., SANTISTEBAN, C. & VIÑALS, M.J. 1990a. Implicaciones geomofológicas de las formaciones de restinga en el sector prebético externo (Alicante). *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, 341-349.
- FUMANAL, M.P., USERA, J., VIÑALS, M.J., MATEU, G., BELLUOMINI, G., MANFRA, L. & PROSZYNSKA-BORDAS, H. 1993b. Evolución cuaternaria de la Bahía de Xàbia (Alicante). In: *Estudios sobre Cuaternario* (Eds. M.P. Fumanal & J. Bernabeu, Universitat de València, 17-26.
- FUMANAL, M.P. & VIÑALS, M.J. 1989a. Albufera residual de Moraira (Alicante). Evolución geomorfológica. *Actas XI Congreso Nacional de Geografía*, vol. 2: 391-400.
- FUMANAL, M.P. & VIÑALS, M.J. 1989b. El litoral de Xàbia: contrastes morfológicos y genéticos. *Xàbiga*, 5: 7-16.
- FUMANAL, M.P. & VIÑALS, M.J. 1989c. Evolución de la costa Pleistocena de la Cala de la Granadella (Alicante-España). *Geolis*, vol. III (1-2): 96-104.
- FUMANAL, M.P. & VIÑALS, M.J. 1989d. Los acantilados marinos de Moraira: su evolución pleistocena. *Cuaternario y Geomorfología*, 2 (1-4): 23-31.
- FUMANAL, M.P. & VIÑALS, M.J. 1991. Oscillations of the sea level in the Central sector of the Spanish Mediterranean Coast (Valencia-Alicante). *Mediterranean and Black Sea Shoreline Subcommisions. Newsletter*, 13: 56-60.
- FUMANAL, M.P., VIÑALS, M.J., BELLUOMINI, G., USERA, J., MATEU, G. & DUPRE, M. 1991. Evolución cuaternaria de la Bahía de Xàbia: registro sedimentario, rasgos biológicos y cronoestratigráficos. *VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Libro de excursiones*, Valencia, 58-63.
- FUMANAL, M.P., VIÑALS, M.J., FERRER, C., AURA, C., BERNABEU, J., CASABÒ, J., GISBERT, J. & SENTÍ, M.A. 1993c. Litoral y poblamiento en el litoral valenciano durante el Cuaternario reciente: Cap de Cullera-Puntal de Moraira. In: *Estudios sobre Cuaternario* (Eds. M.P. Fumanal & J. Bernabeu), Universitat de València, 249-259.
- FUMANAL, M.P., VIÑALS, M.J., REY, J., SOMOZA, L. & MATEU, G. 1992. Continental and marine sedimentary sequences of the northern littoral of

- Alicante (Spain) during the Quaternary. In: *Subcomission on Mediterranean and Black Sea shorelines, Newsletter* (Eds. C. Zazo & T. Bardají), 14, s.p.
- FUMANAL, M.P. & YÉBENES, A. 1996. Los depósitos cuaternarios de les Penyes de l'Albir en el contexto sedimentario litoral valenciano. *Cuadernos de Geografía*, 60: 259-294.
- GAIBAR, C. 1972. Los movimientos recientes del litoral alicantino en el segmento septentrional hasta el Peñón de Ifach. *Revista del Instituto de Estudios de Alicante*, 7: 21-66.
- GAIBAR, C. 1974. Los movimientos recientes del litoral Alicantino. II: el segmento extendido entre la Punta de Ifach y Cabo Huertas. *Revista del Instituto de Estudios de Alicante*, 11: 43-106.
- GAIBAR, C. & CUERDA, J. 1969. Las playas del Cuaternario marino levantadas en el Cabo de Santa Pola (Alicante). *Boetín Geológico y Minero*, 70-2: 105-123.
- GARAY, P. 1995. Marco geológico estructural y neotectónica del País Valenciano. *El Cuaternario del País Valenciano*, Universitat de València-AEQUA, 31-42.
- GARCÍA-FORNER, A. 1997. *FORAMINÍFEROS CUATERNARIOS DE LAS MARJALES DE OLIVA-PEGO Y XÀBIA (VALENCIA-ALICANTE). PALEOECOLOGÍA Y EVOLUCIÓN*. TESIS DOCTORAL. UNIVERSITAT DE VALÈNCIA, 201 P.
- GARCIA-FORNER, A., DOMINGO, C., FAURA, M. & USERA, J. 1993. Posibles estrategias poblacionales de algunas especies de foraminíferos bentónicos en las cuencas atalásicas cuaternarias de la Comunidad Valenciana. In: *Estudios sobre Cuaternario* (Eds. M.P. Fumanal & J. Bernabeu), Universitat de València, 75-82.
- GASSE, F., FONTES, F.C., PLAZIAT, J. C., CARBONEL, P., KACZMARSKA, I., DE DECKKER, P., SOULIE-MARSHE, I., CALLOT, Y. & DUPEUBLE, P. A. 1987. Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environment and hidrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 60: 1-46.
- GAUYAU, F. 1977. *Étude géophysique dans Le Levant Espagnol (entre Alicante et Totana): Le problème du prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia*. Thèse d'Etat, Univ. Sc. Tech. Langedoc, Acad. Montpellier, Francia, 97 p.
- GIRO, S & MALDONADO, A. 1983. Definición de facies y procesos sedimentarios en la plataforma continental de Valencia (Mediterráneo occidental). In: *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española*. (Ed. J. Castellví), Seminario Científico, Cádiz, 75-96.
- GONZÁLEZ PRAT, A. 2000. La Fonteta: la colonia fenicia de la desembocadura del río Segura. Sapanu, Publicaciones en Internet: <http://www.labherm.filol.csic.es/sapanu2000/alicante/fonteta.htm>.
- GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., GONZÁLEZ PADILLA, I.M. & PALMQVIST, P. 1991. Contribución al conocimiento de la paleoceanografía del Mar de Alborán (Mediterráneo Occidental) mediante el estudio de los foraminíferos planctónicos de un testigo de sondeo. *Revista Española de Paleontología*, 6 (2): 191-205.

- GOY, J.L. 1977. *ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DEL CUATERNARIO LITORAL VALENCIANO*. TESIS DOCTORAL. UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID.
- GOY, J.L. 1994. Los cambios del nivel del mar y procesos inducidos por el hombre en litorales. In: *Seminario sobre territorio litoral y su ordenación* (Eds. J. Martínez Martínez & D. Casas Ripio), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Servicio de Publicaciones, Las Palmas, 61-84.
- GOY, J., REY, J., DÍAZ DEL RÍO, V. & ZAZO, C. 1987A. RELACIÓN ENTRE LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS CUATERNARIAS DEL LITORAL Y DE LA PLATAFORMA INTERNA-MEDIA DE VALENCIA (ESPAÑA): IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS. *ACTAS III REUNIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA AMBIENTAL Y ORDENACIÓN DEL TERRITORIO*, VOL. 2: 1369-1381.
- GOY, J.L., SOMOZA, L., BARDAJÍ, T., & ZAZO, C. 1987b. Shoreline mapping models in areas with different morphosedimentary behaviour (Almería-Murcia-Alicante, Spain). In: *Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain, Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario* (Ed. C. Zazo), 10: 35-47.
- GOY, J.L. & ZAZO, 1986. SÍNTESIS OF THE QUATERNARY IN THE ALMERÍA LITTORAL NEOTECTONIC ACTIVITY AND ITS MORPHOLOGIC FEATURES, WESTERN BETICS, SPAIN. *TECTONOPHYSICS*, 130: 259-270.
- GOY, J.L. & ZAZO, C. 1987. Quaternary shorelines: their disposition related to the continental deposits and neotectonics in the Elche Depression (Alicante, Spain). *Abs. 12th INQUA*, Congress Ottawa, Canadá, 176 p.
- GOY, J.L. & ZAZO, C. 1988. Sequences of Quaternary marine levels in Elche Basin (Eastern Betic Cordillera, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68: 301-310.
- GOY, J.L. & ZAZO, C. 1989. The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, southeast Spain. *Tectonophysics*, 163: 219-225.
- GOY, J.L., ZAZO, C., BARDAJÍ & SOMOZA, L. 1986b. Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España): El control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas. *Estudios Geológicos*, 42: 439-443.
- GOY, J.L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L., CAUSSE, C. & HILLAIRE-MARCELL, C. 1993. Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcie, Sud-Est de l'Espagne. *Geodinamica Acta*, París, 6 (2): 104-119.
- GOY, J.L., ZAZO, C., DABRIO, C., & HILLAIRE-MARCEL, Cl. 1986a. Evolutions des Systèmes de lagoons-î barrière du Tyrrhenien à l'actualité à Campo de Dalías (Almería, Espagne). *Édition de l'Orstom (Travaux et Documents)*, 197: 169-171.
- GOY, J.L., ZAZO, C., DABRIO, C., LARIO, J., BORJA, F., SIERRA, F.J. & FLORES, J.A. 1996. Global and regional factor controlling changes of

- coastlines in Southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 15 (8-9): 773-780.
- GOY, J.L., ZAZO, C., SOMOZA, L. & DABRIO, C. 1989. The neotectonic behavior of the Lower Segura River Basin during the Quaternary. Palaeogeographical meaning of the "Conglomerates of the Segura". *Bulletin INQUA Neotectonics Commission*, 12: 14-17.
- GOY, J.L., ZAZO, C., SOMOZA, L. & DABRIO, C.J. 1990. Evolución paleogeográfica de la Depresión de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno. *Estudios Geológicos*, 46: 237-244.
- GOY, J.L., ZAZO, C., SOMOZA, L., DABRIO, C., BARDAJÍ, T. 1989. Litoral Béticas Orientales (Alicante, Murcia, Almería). In: *Libro Guía Excursión B-1, Litoral Mediterráneo. II Reunión del Cuaternario Ibérico* (Eds. C. Zazo et al.), 37-99.
- GOZÁLVEZ, V. 1975. *La industria de esteras y alfombras de Crevillente, Alicante*, Circulo de Economía, 41 p.
- GOZÁLVEZ, V. 1977. *El Bajo Vinalopó. Geografía agraria*, Valencia. Departamento de Geografía, 270 p.
- GOZALVEZ, V. & ROSSELLO, V.M. 1978. La Serra del Molar y sus yacimientos pleistocenos. *Cuadernos de Geografía*, 23: 107-122.
- GRIFFITHS, J.C. 1967. *Scientific Method in Analysis of Sediments*. Ed. McGraw-Hill, New York, 508 p.
- GUILLEM, J., BRITO, J. M. & USERA, J. 1996. Estudio de la variación anual de la fauna de foraminíferos bentónicos de la marjal de Torreblanca. *XII Jornadas de Paleontología*. Sociedad Española de Paleontología, 65-67.
- GUILLEM, J. & USERA, J. 1999. Notas sobre algunos microforaminíferos de la marjal de Torreblanca (Castellón, España). *Temas Geológico-Mineros, Instituto Tecnológico y Geominero de España*, 26 (2): 244-247.**
- GUIMERÀ, J. (Coord.) 1992. *Geología II. Història Natural dels Països Catalans*, vol. II, Enciclopèdia Catalana, 548 p.
- HAKANSON, L. & JANSSON, M. 1983. *Principles of lake sedimentology*. Ed. Springer-Verlag, Berlín, 316 p.
- HAMAN, D. 1971. Foraminiferal assemblages in Tremadoc Bay, North Wales, U.K. *Journal of Foraminiferal Research*, 1: 126-143.
- HAYNES, J. R. 1973. Cardigan Bay Recent Foraminifera (Cruises of the R.V. Antur, 1962-1964). *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, Zoology. Supl. 4, 1-245.
- HAYNES, J. R. 1981. *Foraminifera*. MacMillan, London, 433 p.
- HEARTY, P.J., MILLER, G.H., STEARNS, Ch.E. & SZABO, B.J. 1986. Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean Basin. *Geological Society American Bulletin*, 97: 850-858.

- HEDLEY *et al.*, 1967. A foraminiferal fauna from the western continental shelf off North Island, New Zealand. *Bulletin of the New Zealand Department of Scientific and Industrial Research*, 163: 1-46, pl 1-7, 9 tfs.
- HELLER, F. & LIU, T.S. 1984. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophysical Journal*, 77: 125-141.
- HEMLEBEN, Ch., SPINDLER, M. & ANDERSON, O.R. 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer Verlag, New York, 363 p.
- HENNINGSSEN D., KELLETAT, D. & HAGN, 1981. Die quartären Aeolianite von Ibiza und Formentera (Balearen, Mittelmeer) ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der Inseln. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31: 109-133.
- HERNÁNDEZ MOLINA, F.J., SOMOZA, L., REY, J. & DÍAZ DEL RÍO, V. 1992. Symposium Sequence Stratigraphy of European Basin. *Symposium on Sequence Stratigraphy of European Basin*. Dijon. Abstract, 452-453.
- HERNÁNDEZ MOLINA, F.J., SOMOZA, L., REY, J. & POMAR, L. 1994. Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy. *Marine Geology*, 120: 1-20.
- HERON-ALLEN, E. & EARLAND, A. 1913a. On some foraminifera from the North Sea, dredged by the Fisheries Cruiser "Goldseeker" (International North Sea Investigations- Scotland), Part 2- On the distribution of *Sacamina sphaerica* (M. Sars) and *Psammosphaera fusca* (Schulze) in the North Sea, particularly with reference to the suggested identity of the two species. *Jl. R. microsc. Soc.* I-26, pl 1-4.
- HERON-ALLEN, E. & EARLAND, A. 1913b. The foraminifera of the Clare Island District County Mayo, Ireland. Clare Island Survey, part 64, *Proceeding of the Royal Irish Academy*. 31: 1-188, pl 1-13.
- HERON-ALLEN & EARLAND, 1930. The Foraminifera of the Plymouth district. *Journal of the Royal Microscopical Society of London*, serie 3, 50: 46-84.
- HILLAIRE-MARCELL, C, CARRO, O., CAUSSE, C., GOY, J.L. & ZAZO, C. 1986. Th/U dating on *Strombus bubonius* bearing marine terraces in Southern Spain. *Geology*, 14: 613-616.
- HOFFMAN, G. 1988. *Berichte aus dem Fachbereich der Geowissenschaften*. Universität Bremen, 2, 173 p.
- HÖGLUND, H. 1947. Foraminifera in the Gullmar Fjord and Skagerak. *Zool. Bidr. Uppsala*, 26: 1-328.
- I.G.M.E. 1975. *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. Javea.
- I.T.G.E. 1973a. *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. Elche.
- I.T.G.E. 1973b. *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. Cabo de Santa Pola.
- I.T.G.E. 1978. *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. Guardamar del Segura.
- I.T.G.E. 1994. *Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes*. Escala 1:200 000. Elche-Alicante. Ministerio de Industria y Energía.
- IBARRA y RUIZ, P. (1895): *Historia de Elche*. Edición Facsímil, 1982, 329 p.

- ISSEL, A. 1914. Lembi fossiliferi quaternari e recente osservati nella Sardegna meridionale. *Rendiconti della Accademia dei Lincei*, XXIII: 759-770.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D. 1929. Las terrazas del Cuaternario marino del cabo de Santa Pola. *Asociación Española Progreso de las Ciencias. Congreso de Barcelona*, T. 4, s.p.
- JOHNSON, R.G. 1960. Models and methods for analysis of the mode of formation of fossil assemblages. *Geological Society of America Bulletin*, 71: 1075-1085.
- KARRER, F. 1868. Die Miocene Foraminiferen fauna von kostej im Banat. *Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 58 (1): 121-193.
- KÖSTER, E & LESSER, H. 1976. *Trabajos prácticos de geomorfología*. Ed. no venal, Dpto de Geografía. Universitat de València, 133 p.
- KRUMBEIN, W.C. 1934. Size Frequency Distributions of Sediment, *Journal of Sedimentary Petrology*, 4: 65-77.
- KRUMBEIN, W.C. 1938. Size Frequency Distributions of Sediment and the normal phi curve. *Journal of Sedimentary Petrology*, 8: 84-90.
- KUKLA, G. 1987. Loess stratigraphy in Central China. *Quaternary Science Reviews*, 6: 191-219.
- KUKLA, G., HELLER, F., LIU, X.M., XU, T.C., LIU, T.S., & AN, Z.S. 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 16: 811-814.
- LAMARCK, J. B. 1804. Suite des mémoires sur les fossiles des environs de Paris. *Annales Muséum National d'Histoire Naturelle*, 5: 237-245.
- LAMARCK, J. B. 1822. *Histoire naturelle des animaux sans vertèbres*, L'auteur, Paris, vol. 7, 711 p.
- LAMBIASE, J.J. 1980. Hydraulic control of grain-size distribution in a macrotidal estuary. *Sedimentology*, 27: 433-446.
- LANGER, M. R. 1988. Recent epiphytic foraminifera from Volcano (Mediterranean Sea). *Revue de Paléobiologie*, vol. esp. 2: 827-832.
- LANGER, M.R. 1993. EPIPHYTIC FORAMINIFERA. *MARINE MICROPALAEONTOLOGY*, 20: 235-265.
- LARIO, J., ZAZO, C., SOMOZA, L., GOY, J.L., HOYOS, M., SILVA, P., HERNÁNDEZ MOLINA, F.J. 1993. LOS EPISODIOS MARINOS CUATERNARIOS DE LA COSTA DE MÁLAGA (ESPAÑA). *REVISTA DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA*, 6: 41-46.
- LAWRENCE, D.R. 1971. The nature and structure of Paleoecology. *Journal of Paleontology*, 45 (4): 593-607.
- LE CALVEZ, Y. 1974. Révision des foraminifères de la collection D'Orbigny. I-Foraminifères des Iles Canaires. *Cahiers de Micropaléontologie*, 2, 1-108.
- LE CALVEZ, Y. 1977a. Révision des foraminifères de la collection D'Orbigny. II-Foraminifères de l'Île de Cuba- Tome 1. *Caheirs de Micropaléontologie*. 1: 1-128.

- LE CALVEZ, Y. 1977b Révision des foraminifères de la collection D'Orbigny. II-Foraminifères de l'Île de Cuba- Tome 2. *Cahiers de Micropaléontologi.*, 2: 1-131.
- LE CALVEZ, J & LE CALVEZ, Y. 1958. Repartition des foraminifères dans la baie de Villefranche. 1 Miliolidae. *Annales Institut Oceanographique Monaco*, 25: 159-234.
- LEE, J.J. 1974. TOWARDS UNDERSTANDING THE NICHE OF THE FORAMINIFERA. IN: *FORAMINIFERA* (EDS. R.H. HEDKEY & C.G. ADAMS), ACADEMIC PRESS, LONDON, VOL. 1: 207-260.
- LEE, J. J. & ROGER, A (EDS.) 1999. *BIOLOGY OF FORAMINIFERA*. ACADEMIC PRESS, TORONTO, 368 P.
- LEEUWEN, R. J. W. van. 1986. The distribution of *Uvigerina* in the late Quaternary sediments of the deep eastern south Atlantic. In: *Atlantic-European Oligocene to Recent Uvigerina. Taxonomy, Paleoecology and Paleobiogeography. Utrecht Micropaleontological Bulletins* (Eds. G.J. Van der Zwaan, F.J. Jorisen, P.J.J.M. Verhallen & C.H. Von Daniels), 35: 47-65.
- LEVY, A. 1982. Sur la survie de certains Foraminefères dans les eaux continentales et sur ses conséquences. *Mémoires Société Géologique de France, N.S.*, 144: 161-171.
- LEVY, A. 1989. Lacs quaternaires à faunes margino-littorales. *Bulletin de la Société géologique de France, Paris, V* (1): 63-71.
- LÉVY *et al.*, 1969. Les représentants de la famille des Elphidiidae (foraminifères) dans les sables des plages des environs de Dunkerque. Remarques sur les espèces de *Polystomella* signalées par O. Terquem. *Revue Micropaléontologie*, 12 (2): 92-98, 2 pl.
- LÉVY, A., MATHIEU, R., MOMENI, I., POIGNANT, A., ROSSET-MOULINIER, M., ROUVILLOIS, A. & UBALDO, M. 1973. Les représentants des Discorbacea, Spirillinacea, Rotaliacea (pars), Orbitoidacea, Cassidulinacea, Robertinacea (Foraminifères) dans les sables des plages de Dunkerque. Remarques sur les espèces signalées par O. Terquem. *Revue de Micropaléontologie*, 15 (4): 259-271.
- LEVY, A., MATHIEU, R & POIGNANT, A. 2000. Sur un mode de speciation induit chez les foraminifères par l'environnement margino-litoral en baie de Floride (U.S.A.). *Revista Española de Micropaleontología*, 32 (1): 115-122.
- LÉVY, A., MATHIEU, R., POIGNANT, A., ROSSET-MOULINIER, M. & ROUVILLOIS, A. 1979. Révision de quelques genres de la famille Discorbidae (Foraminiferida) fondée sur l'observation de leur architecture interne. *Revue de Micropaléontologie*, 22 (2): 66-88.
- LINNÉ, C. 1758. *Systema naturae per regna, tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis*, 10 (1): 1-824.
- LINNÉ, C. 1767. *Systema Naturae* Ed. 12. Holmiae, Stockholm, impensis I. Salvii, 1: 1-1327.

- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. 1964. Sarcodina chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C- Protista 2*. Lawrence, Geological Society of America and University of Kansas Press, 900 p.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. 1988. *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 p.
- LONGUINELLI, A. & TONGIORGI, E. 1960. Frecuencia degli individui destrogiri in diverse popolazioni di *Rotalia beccarii* Linneo. *Bulletino della Società Paleontológica Italiana*, 1: 5-16.
- LÓPEZ CASADO, C., ESTÉVEZ, A., PINA, J.A. & SANZ DE GALDEANO, C. 1987. Alineaciones sismotectónicas en el sureste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas. *Mediterránea, Ser. Est. Geol.* 6: 5-39.
- LÓPEZ, N. & TRUYOLS, J. 1994. *PALEONTOLOGÍA*. ED. SÍNTESIS. CC DE LA VIDA, 19: 334 P.
- LUQUE, L., ZAZO, C., RECIO, J.M., DUEÑAS, M.A., GOY, J.L., LARIO J., GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ, F., DABRIO, C. & GONZÁLEZ DELGADO, A. 1999. Evolución sedimentaria de la laguna de la Janda (Cádiz) durante el Holoceno. *Cuaternario y Geomorfología*, 13 (3-4): 43-50.
- MACFADYEN, W.A. 1930. Miocene foraminifera from the Clysmic area of Egipto and Sinai. *Egyptian Geological Survey*, Cairo, 149 pl, 1-4 map.
- MALDONADO, A. 1975. Sedimentation, stratigraphy and development of the Ebro Delta, Spain. In: *Delta Models for Exploitation*. Houston Geological Society (Ed. L. Broussard), Texas, 311-338.
- MALDONADO, A. 1980. La evolución del mar Mediterráneo y modelos de sedimentación reciente en el margen occidental. *I Curso de Geomorfología litoral Aplicada*. Valencia, E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, 133: 55-64.
- MALDONADO, A. 1989. Evolución de las cuencas mediterráneas y reconstrucción detallada de la Paleooceanografía Cenozoica. Malgalef, R. (Ed.): *El Mediterráneo Occidental*, 375 p.
- MALDONADO, A. & MURRAY, J. W. 1975. The Ebro Delta. Sedimentary environments and development, with comments on the Foraminifers. *IXth International Congress of Sedimentology, Field Guide to Trip*, Nice, 16: the Ebro Delta: 19-58.
- MALDONADO, A. & NELSON, C. H. 1988. Dos ejemplos de márgenes continentales de la Península Ibérica: El margen del Ebro y el Golfo de Cádiz. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, (3-4): 317-325.
- MALDONADO, A., SWIFT, D.P., YOUNG, R.A., HAN, G., NITROUER, C.A., DE MASTER, D.J., REY, J., PALOMO, C., ACOSTA, J., BALLESTER, A. & CASTELLVI, V. 1983. Sedimentation on the Valencia Continental Shelf: preliminary results. *Continental Shelf Research*, 2 (2/3): 195-211.
- MALDONADO, A. & ZAMARREÑO, I. 1983. Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterraneo español: factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo. In: *Estudio Oceanográfico de la*

- Plataforma Continental Española* (Ed. J. Castellví), Seminario Científico, Cádiz, 15-52.
- MARGALEF, R. 1981. Asimetrías introducidas por la operación de la energía externa en secuencias de sedimentos y de poblaciones. *Acta Geológica Hispánica., Concept and method in Paleontology*, 16 (1/2): 35-38.
- MARGALEF, R. 1982. *Ecología*. Ed. Omega, 4ª Edición, 951 p.
- MARTINELL, J., DOMENECH, R., MARQUINA, M.J. 1980. Premisas para el análisis paleoecológico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.)*, 78: 133-140.
- MARTÍNEZ DÍAZ, J. J., HERNÁNDEZ ENRILE, L., ALFARO, P & ESTÉVEZ, A. 2000. *Itinerarios Geológicos por la provincia de Alicante y limítrofes*. Excma Diputación Provincial de Alicante, 75-88.
- MARTINEZ GALLEGO, J., FUMANAL, M.P., VIÑALS, M.J., REY, J. & SOMOZA, L. 1992. Geomorfología y Neotectónica de la Bahía de Xàbia (Alicante). In: *Estudios de Geomorfología de España* (Eds. F. López Bermúdez; C. Conesa García & M.A. Romero Díaz), Murcia.
- MARTINEZ GALLEGO, J., REY, J., FUMANAL, M.P. & SOMOZA, L. 1995. Evolución cuaternaria del dominio marinocontinental situado entre el Puntal de Moraira y la Serra de Bèrnia (Alicante, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 9: 75-85.
- MARY, G. 1992. La evolución del litoral cantábrico durante el Holoceno. In: *The late Quaternary in the W. Pyrenean Region* (Eds. A. Cearreta & F. Ugarte, F.), Universidad del País Vasco, 161-170.
- MATEU, G. 1970. Estudio sistemático y bioecológico de los foraminíferos vivientes de los litorales de Cataluña y Baleares. *Trabajos del Instituto Español de Oceanografía*, 38: 1-84.
- MATEU, G. 1972. Les foraminifères du Tyrrhénien de la baie de Palma de Majorque et les conditions bioécologiques de l'ancienne mer des Baléars. *Rap. Comm. int. Mer Medit*, 20 (4): 539-540.
- MATEU, G. 1974. Foraminíferos recientes de la isla de Menorca (Baleares) y su aplicación como indicadores biológicos de contaminación litoral. *Boletín de la Sociedad de Historia Natural de Baleares*. 19: 90-110.
- MATEU, G. 1981. Los foraminíferos pliopleistocénicos de las formaciones litorales del mar Menor (Murcia) y las condiciones paleoecológicas del Mediterráneo. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, Tomo VI: 274-304.
- MATEU, G. 1982. El Neógeno-Pleistoceno de Mallorca: Biocronoestratigrafía y Paleooceanografía en base a los Foraminíferos Planctónicos. *Bolletín de la Sociedad de Historia Natural de Baleares*, 26: 75-133.
- MATEU, G. 1985a. Nannoplankton calcáreo pliocuaternario del mar balear (Mediterráneo Occidental): Implicaciones cronoestratigráficas y paleobiogeográficas. *Revista Española de Micropaleontología*, XVII (2): 167-200.
- MATEU, G. 1985b. Nuevos datos micropaleontológicos para interpretar el glacioteconoeustatismo del PlioPleistoceno de Baleares (Mediterráneo

- Occidental). In: *Pleistoceno y Geomorfología Litoral*. Universitat de Palma de Mallorca, 61-76.
- MATEU, G. 1989. Sondeo de l'Albufera de Pegó (Valencia): Micropaleontología y biofacies. *Cuadernos de Geografía*, 45: 1-9.
- MATEU, G., COLOM, G. & CUERDA, J. 1979. Los foraminíferos Plio-Pleistocenos de la isla de Cabrera (Baleares) y las condiciones paleoecológicas del antiguo mar balear (contribución a su conocimiento). *Bolletín de la Sociedad de Historia Natural de Baleares*, XXIII: 51-68.
- MATEU, J. & CUERDA, J. 1978. Morfología cuaternaria de la costa entre l'Altet y el Cap de Santa Pola. *Cuadernos de Geografía*, 23: 63-82.
- MATEU, G., FLORIT, L. & GAZA, M. 1984a. Los foraminíferos bentónicos del Mar Balear y su papel indicador de contaminación litoral y de alteración del medio posidonícola. *Estudis Baleàrics. Institut d'Estudis Baleàrics*. Conselleria d'Educació i Cultura de les Illes Balears, 15: 9-36.
- MATEU, G. & VIÑALS, M.J. 1990. Biofacies margino-littorales du Méditerranée Occidentale (Baleares, Valencia, Alicante y Murcia, Espagne). *XXX Congrès C.I.E.S.M.* Perpignan, 15-20.
- MEDIOLI, F.S., SCHAFER, C.T. & SCOTT, D.B. 1986. Distribution of recent benthonic foraminifera near Sable Island, Nova Scotia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23 (7): 985-1000.
- MILLER, A., SCOTT, D. & MEDIOLI 1982. *Elphidium excavatum* (Terquem): Ecophenotypic versus subspecific variation. *Journal of Foraminiferal Research*, 12: 116-144.
- MITCHELL, J.M. 1976. An overview of climatic variability and its causal mechanisms, *Quaternary Research*, 6: 481-493.
- MONTAGU, G. 1803. *Testacea Britannica, or natural history of British shells marine, land and fresh-water, including the most minute*. Romsey, England, 606 p.
- MONTAGU, G. 1808. *Testacea Britannica*, Supplement. Exeter., England, S. Woolmer.
- MONTENAT, C. 1973. *Les formations néogènes et quaternaires du Levant Espagnol*. Tesis doctoral, París, Orsay, 1170 p.
- MONTENAT, C. 1977. Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcia (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, Paléontologie et évolution dynamique. *Documents des Laboratoires de Géologie de l'Université de Lyon*, 69: 345 p.
- MONTENAT, C. OTT D'ESTEVOU, P. & COPIER, G. 1990. Les bassins néogènes entre Alicante et Cartagena. In: *Les bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne)* (Ed. I.G.A.L.), Documents et Travaux IGAL, 12-13: 313-368.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. & MASSE, P. 1987. Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production of Aquitania*, 11: 1-22.

- MONTOYA, P. 1994. *Los macromamíferos del Mioceno superior del área de Crevillente (Alicante)*. Tesis doctoral. Universitat de València, 421 p.
- MOSS A.J. 1962. The physical nature of common sandy and pebbly deposits. *American Journal of Science*, 260: 337-373.
- MURRAY, J. W. 1965. Two species of British Recent Foraminiferida. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 16 (4): 148-150.
- MURRAY, J. W. 1968. The living Foraminiferida of Christchurch Harbour, England. *Micropaleontology*, 14 (1): 83-96.
- MURRAY, J. W. 1971. *An Atlas of British Recent Foraminiferids*. Heinemann Educational Books. London, 244 p.
- MURRAY, J. W. 1973. *Distribution and Ecology of living Benthic Foraminiferids*. Heinemann Educational Books, 274 p.
- MURRAY, J. W. 1991. *Ecology and Paleoecology of Benthic Foraminifera*. Longman Scientific and Technical, 397 p.
- Nichols, M.M. & Allen, G. 1981. SEDIMENTARY PROCESSES IN COASTAL LAGOON. IN: *COASTAL LAGOON RESEARCH, PRESENT AND FUTURE*. UNESCO, *TECH. BULL. MAR. SCI.*, 33: 27-80.
- NORVÄNG, A. 1945. Foraminifera. *The Zoology of Iceland*. E. Munksgard, Copenhagen and Reykjavik, 2 (2): 1-79.
- OLIVARES, A. 1998. *Guía de macrófilos dulceacuícolas de la Comunidad Valenciana*. Consellería de Medio Ambiente. Generalitat Valenciana, 97 p.
- OTVOS, E. G. 1978. Calcareous benthic foraminiferal fauna in a very low salinity setting, Lake Pontchartrain, Louisiana. *Journal of Foraminiferal Research*, 8: 262-269.
- PAPP, A. & SCHMID, M. E. 1985. Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. Revision der Monographie von Alcide d'Orbigny (1846). *Abhandlungen der Geologische Bundesanstalt*, 37: 1-311.
- PARKER, F. L. 1952. Foraminifera species off Portsmouth, New Hampshire. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, Harvard, 106 (9): 391-423, 6 pl.
- PARKER, W., JONES, T. R. & BRADY, H. B. 1871. On the nomenclature of the foraminifera, pt. 4. The species enumerated by D'Orbigny in the *Annales des Sciences Naturelles*, vol. 7, 1826. *Ann. Mag. Nat. Hist. Ser.* 4 (8): 145-179; 238-266, pl 8-12.
- PARKER, W., PHLEGER, F. B. & PIERSON, J. F. 1953. Ecology of foraminifera from San Antonio Bay and environs, SouthWest Texas. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Spec. Pub.* 2: 1-75, pl 1-4, tfs 1-48, tabs 1-7.
- PARR, W. J. 1950. Foraminifera. *Reports B. A. N. Z. Antarctic Research Expedition 1929-1931*, Ser. B (Zoology, Botany), 5 (6): 232-392.
- PASCUAL, A. 1984. Los foraminíferos actuales del litoral vizcaino. *Kobie*, 14: 341-350.

- PERCONIG, E. 1952. Faune di transizione da ambienti lacunari-salmastri ad ambienti marini nel Neogene della Pianura Padana. *Atti VII. Conv. Naz. Me Petr. Taormina*, I: 117-133, 5 tav.
- PÉREZ CUEVA, A. 1994. *Atlas climático de la Comunidad Valenciana (1961-1990)*. Conselleria d'Obres Publiques, Urbanisme i Transport, Generalitat Valenciana, 205 p.
- PHLEGER, F. B. 1967. Marsh foraminiferal patterns, Pacific coast of North America. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Biología Anales* 38, serie Ciencia del Mar y Limnología, 1: 11-38.
- PHLEGER, F. B. & LANKFORD, R.R. 1978. Foraminiferal and ecological processes in the Alvarado Lagoon area, México. *Journal of Foraminiferal Research*, 8: 127-131.
- PIRAZZOLI, P. 1996. *Sea-Level Changes. The Last 20.000 years*. Ed Wiley, 211 p.
- PLANELLES, P. 1996. *Foraminíferos bentónicos actuales de sustratos blandos intermareales de la Ría de Ferrol (Galicia)*. Tesis doctoral. Universidad de Santiago de Compostela, 683 p.
- POAG, C. W. 1978. *Paired foraminiferal ecophenotypes in Gulf Coast*. Association of Geological Societies, XXVIII: 395-421.
- POSTUMA 1971. *Manual of Planktonic Foraminifera*. Elsevier Publishing Company. Royal Dutch/Shell Group, The Hague, The Netherlands, 419 p.
- PUJOL, C. & VERGNAUD GRAZZINI, C. 1989. Paleooceanography of the last deglaciation in the Alboran Sea (western Mediterranean). Stable isotopes and planktonic foraminiferal records. *Marine Micropaleontology*, 15: 153-179.
- PUJOS, M. 1976. *Écologie des foraminifères benthiques et des Thecamoebiens de La Gironde et du plateau continental sud-Gascogne. Application à la connaissance du Quaternaire Terminal de la région Ouest-Gironde*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Bourdeaux, I, 274 p.
- RANDRIANASOLO, A. 1973. *Etude des foraminifères du Pliocene du Mont Boron et du Quaternaire de la region de Nice (Alpes maritimes)*. These d'Etat. Université de Provence, 182 p.
- RAUP, D. 1975. Taxonomic diversity estimation using rarefaction. *Paleobiology*, 1: 333-342.
- RAUP, D.M. & STANLEY, S. M. 1978. *Principios de Paleontología*. Ed. Ariel, Barcelona, 456 p.
- REINECK, H.E. & SINGH, I. B. 1975. *DEPOSITIONAL SEDIMENTARY ENVIRONMENTS*. SPRINGER-VERLAG. BERLÍN, 439 P.
- RESIG, J. M. 1974. Recent foraminiferal from and landlocked Hawaiian Lake. *Journal of Foraminiferal Research*, 4: 69-76.
- REUSS, A. E. 1850. Neues Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens. *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe* 1: 365-390.
- REY, J., ACOSTA, J., DÍAZ DEL RÍO, V., HERRANZ, P., SAN GIL, C., SANZ, J.L. & YOUNG, R. 1982. Resultados preliminares de la campaña de Geología

- Marina GATIÑO-81, realizada en la plataforma continental de las provincias de Valencia, Alicante y Murcia. *Informe Técnico del Instituto Español de Oceanografía*, ITG-82-3, 37 p.
- REY, J. & DÍAZ DEL RÍO, V. 1983. Aspectos geológicos sobre la estructura poco profunda de la plataforma del Levante Español. In: *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española* (Ed. J. Castellví), Seminario científico, 25-83.
- REY, J. & DÍAZ DEL RÍO, V.M. 1984. Algunos aspectos morfoestructurales del Cuaternario submarino en la plataforma continental del Mediterráneo Español. *Thalassa*, 2 (1): 23-29.
- REY, J., FERNÁNDEZ, L.M. & BLÁZQUEZ, A.M. 1999. Identificación de las unidades morfosedimentarias cuaternarias en la plataforma interna del litoral del País Valenciano: El rol de los factores morfoestructurales y eustáticos. *Geoarqueología i Quaternari Litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*, Universitat de València, 403-418.
- REY, J. & FUMANAL, M.P. 1996a. The Valencian coast (Western Mediterranean): Neotectonic and geomorphology. *Quaternary Science Review*, 15: 789-802.
- REY, J. & FUMANAL, M.P. 1996b. Cuaternario submarino frente a la Serra Gelada (Alicante) y sus implicaciones eustático-paleogeográficas. *Cuadernos de Geografía*, 60: 243-258.
- REY J., FUMANAL, M.P., FERRER, C., VIÑALS, M.J., YÉBENES, A. 1993. Correlación de las unidades morfológicas cuaternarias (Dominio continental y plataforma submarina) del sector Altea-la Vila Joiosa, País Valenciano, (España). *Cuadernos de Geografía*, 54: 249-267.
- REY, J. & MEDIALDEA, T. 1989. Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español. *Instituto Español de Oceanografía*. Publicaciones especiales, 3, 29 p.
- RHUMBLER, L. 1906. Foraminiferen von Laysau und den Cahtham-Inseln. *Zool. Jb*, 24: 21-80, pl 2-5
- RIBES, T., GRACIA, M. P. & ROMERO, J. 1992. Sobre los foraminíferos de las Islas Medas. *Historia Natural*'91: 321-328.
- ROBLES, F., COLLADO, M.A. & BORREDÁ, V. 1985. Variaciones de la fauna de moluscos en la Albufera de Valencia: implicaciones paleogeográficas. In: *Geomorfología Litoral y Cuaternario. Homenajea Juan Cuerda*. Universitat de València, Eidgenössische Technische Hochschule, Zurich, 123-133.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. 1977a. Síntesis geológica del Prebético de la Provincia de Alicante. I Estratigrafía, *Boletín Geológico y Minero*, 88 (III): 183-214.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. 1977b. Síntesis geológica del Prebético de la Provincia de Alicante. *Boletín Geológico y Minero*, T. 88 (IV): 272-299.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. 1977c. Los grandes accidentes tectónicos de la provincia de Alicante. *Tecniterrae*, 17: 8-17.

- RÖGL, F. & HANSEN, H. J. 1984. *Foraminifera described by Fichtel & Moll in 1798. A revision of Testacea Microscopica*. Neue Denk-Schriften des Naturhistorischen Museums in Wien. Band, 3, 143 p.
- ROLFE, W.D.I. & BRETT, D.W. 1969. Fossilization processes. In: *Organic Geochemistry: methods and results* (Eds. G. Eglinton y M.T.J. Murphy), Springer-verlag, Berlín, 213-244.
- ROSSELLÓ, V.M. 1971. Notas sobre la Geomorfología litoral del sur de Valencia (España). *Quaternaria*, 14: 102-123.
- ROSSELLÓ, V.M. 1977. Restos de marismas en el litoral de Xàbia (País Valencià). Transformaciones antrópicas. *V Coloquio de Geografía*. Granada, 187-192.
- ROSSELLÓ, V.M. 1979. Una duna fósil pleistocena en la restinga de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 25: 111-126.
- ROSSELLÓ, V.M. 1980. Los promontorios de la Nau. *I Curso de Geomorfología litoral Aplicada*. E.T.S. Ing. Caminos Canales y Puertos. Valencia, 87-94.
- ROSSELLÓ, V.M. 1982. Albuferas mediterráneas. *Grupo Español de Trabajo de Cuaternario, V Reunión*. Sevilla, 43-78.
- ROSSELLÓ, V.M. 1985. El Pleistocè marí valencià. Història de la seva coneixença. *Pleistoceno y Geomorfología litoral*. Homenaje a Juan Cuerda. Universitat de Palma de Mallorca, 135-174.
- ROSSELLÓ, V.M. 1989. La defensa del litoral. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 7: 13-28.
- ROSSELLÓ, V.M. 1991. Valoración científica del litoral alicantino. *Investigaciones Geográficas*, Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante, 9: 47-54.
- ROSSELLÓ, V.M. 1993. Albuferas mediterráneas. *Cuadernos de Geografía*, 53: 35-64
- ROSSELLÓ, V.M. 1996. Les Penyes de l'Albir (litoral prebètic valencià). Variació del nivell marí: repercussions geomòrfiques. *Cuadernos de Geografía*, 60: 295-326.
- ROSSELLÓ, V.M. 1999. La Illeta dels Banyets del Campello: nivells marins i arqueologia al migjorn valencià. *Geoarqueologia i Quaternari litoral. Memorial M.P. Fumanal*, Universitat de València, 229-243.
- ROSSELLÓ, V.M., ESTEBAN, V., YÉBENES, A. & FUMANAL, M.P. 1995. Penyes de l'Albir: Geomorfología litoral y Cuaternario. In: *Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales* (Ed. T. Aleixandre & A. Pérez González), C.S.I.C., 3: 3-15.
- ROSSELLÓ, V.M. & FUMANAL, M.P. 1996. Les eolianites de les Penyes de l'Albir. Introducció. *Cuadernos de Geografía*, 60: 179-199.
- ROSSELLÓ, V.M. & FUMANAL, M.P. 1999. Climbing dunes and interbedded rubble fans. Quaternary patterns of Serra Gelada (Spanish Mediterranean Littoral). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 43: 235-254.

- ROSSELLÓ, V.M. & MATEU, J. 1978. El litoral cuaternario de Santa Pola. Consideraciones generales. *Cuadernos de Geografía*, 23: 1-18.
- ROUSSEAU, D.D. & KUKLA, G. 1994. Late Pleistocene climate record in the Eustis loess section, Nebraska. USA, based on land snail assemblages and magnetic susceptibility. *Quaternary Research*, 42: 176-187.
- ROUSSEAU, D.D., ZÖLLER, L. & VALET, J.P. 1998. Late Pleistocene Climatic Variations at Achenheim, France, Based on a Magnetic Susceptibility and TL Chronology of Loess. *Quaternary Research*, 49: 255-263.
- RZEHAK, A. 1988. Die Foraminiferen der Nummuliten-schichten des Waschberges und Michelsberges bei Stockeran in Nieder-Osterreich. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1888: 226-229.
- SAAVEDRA, J.L. 1960. Los foraminíferos del Terciario superior y Cuaternario del valle del Guadalquivir. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 72: 349-468.
- SALAS, L., REMONDO, J. & MARTÍNEZ, P. 1996. Cambios del nivel del mar durante el Holoceno en el Cantábrico a partir del estudio de la turbera de Trengandín. In: *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* (Eds. A. Granda & L. Pagés), O Castro, 21: 237-248
- SÁNCHEZ LIZASO, J.L. 1991. Problemática del mar Mediterráneo *El Mar Mediterráneo, situación y perspectivas*. Extracto de las Conferencias de las Terceras Jornadas de Ecología de la Vila Joiosa. Ayto. de la Vila Joiosa, 39-53.
- SANDERS, H.L. 1960. BENTHIC STUDIES IN BUZZARDS BAY III. THE STRUCTURES OF THE SOFT-BOTTOM COMMUNITY. *LIMNOLOGY AND OCEANOGRAPHY*, 5: 138-153.
- SANJAUME, E. 1985. *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología*. Universitat de València, Valencia, 505 p.
- SANJAUME, E. & CARMONA, P. 1995. L'ALBUFERA DE VALÈNCIA: RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y EVOLUCIÓN CUATERNARIA. *EL CUATERNARIO DEL PAÍS VALENCIANO*, UNIVERSITAT DE VALÈNCIA-AEQUA, 155-162
- SANJAUME, E. & GOZÁLVEZ, V. 1978. L'Albufera d'Elx y su litoral. *Cuadernos de Geografía*, 23: 83-106.
- SANJAUME, E., ROSSELLÓ, V.M., PARDO, J.E., CARMONA, P., SEGURA, F & LÓPEZ, M.J. 1996. Recent coastal changes in the Gulf of Valencia (Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 102: 95-118.
- SANTOS FIDALGO, L., BAO CASALS, R. & JALUT, G. 1993. Estudio micropaleontológico de una turbera holocena en la ria de Ares (La Coruña, España). *Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18: 175-188.
- SANZ DE GALDEANO, C. 1983a. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39: 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. 1983b. La neotectónica de las Cordilleras Béticas In: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos* (Ed. J.A. Comba), T II, ITGE, 469-485.

- SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J.A. 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.
- SCOTT, D. B. 1976. Brackish-water foraminifera from southern California and description of *Polysaccamina ipohalina* n.g., n. sp. *Journal of Foraminiferal Research*, 6: 312-321.
- SCOTT, D.B. & MEDIOLI, F.S. 1980. Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia. Implications for sea level studies. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication*, 7: 58 p.
- SCOTT, D.B., MUDIE, P.J. & PANAGOS, A. G. 1979. Recent salt marsh and intertidal mudflat foraminifera from the western coast of Greece. *Revista Italiana de Paleontologia e Stratigrafia*, 85: 243-266.
- SCOTT, D.B., SCHNACK, E., FERRERO, L., ESPINOSA, M., BARBOSA, C. 1989. Recent marsh foraminifera from the east coast of South America. Comparison to the Northern Hemisphere. In: *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera* (Eds. Hemleben *et al.*), 327: 717-736.
- SCHLUMBERGER, C. 1886. NOTE SUR LE GENRE ADELISINA. *BULLETIN DE LA SOCIETE ZOOLOGIQUE, FRANCIA*, 11: 544-557, PL 16.
- SCHNITKER, D. 1974. Ecotypic variation in *Ammonia beccarii* (Linné). *Journal of Foraminiferal Research*, 4: 217-223.
- SEGUENZA, G. 1862. *Dei terreni Terziarii del distretto di Messina; Parte II- Descrizione dei foraminiferi monotalamici delle marne Mioceniche del distretto di Messina*. Messina: T. Capra, 84 p.
- SEGURA, F. 1990. *Las ramblas valencianas*. Universitat de València, 229 p.
- SEIGLIE, G. A. 1973. Pyritization in living foraminifers. *Journal of Foraminiferal Research*, 3: 1-6.
- SEILACHER, A. 1992. Dynamic Taphonomy: the process-related view of Fossil-Lagerstätten. In: *Conferencias de la reunión de Tafonomía y Fosilización S.* (Coord. Fernández López), Madrid, 109-125.
- SEN GUPTA, B. K. & SCHAFER, C. F. 1973. Holocene benthonic foraminifera in Leeward bays of St. Luis, West Indies. *Micropaleontology*, 19 (3): 341-365.
- SHACKLETON, N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volumes and sea level. *Quaternary Reviews*, 6: 183-190.
- SHANNON, C. E. & WIENER, W. 1949. *The mathematical theory of communication*. University of Illinois Press, Urbana, 117 p.
- SHEPARD, F.P. 1963. *Submarine Geology*. New York, Harper and Row, 557 p.
- SILVESTRI, A. 1950. Foraminifera della Laguna Veneta. *Boletino di Pesca, Piscicoltura e Idrobiologia*, XXVI, 5, n. s. 1: 42-43.
- SIMÓN, J.L. 1999. La ocupación del territorio durante la edad del Bronce en el *Sinus Illicitanus*: cambios en el litoral y su influencia en el hábitat. *Geoarqueología i Quaternari Litoral. Memorial María Pilar Fumanal*, Universitat de València, 257-268 p.

- SOMOZA, L. 1989. *El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 352 p.
- SOMOZA, L. 1994. Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico. *Instituto Español de Oceanografía*, Publicaciones especiales, 12: 237 p.
- SOMOZA, L., GOY, J.L., BARDAJÍ, T., DABRIO, C., SILVA, P. & LARIO, J. 1991. HOLOCENE SEA-LEVEL HIGSTANDS IN THE WESTERN MEDITERRANEAN (SE SPAIN). A COMPUTER-STATISTICAL ANÁLISIS OF RADIOCARBON DATING. *MBSS NEWSLETTER*, AEQUA, 13: 61-64.
- SOMOZA, L. & REY, J. 1991. EL SECTOR DE PLATAFORMA EN EL TRAMO MERIDIONAL DEL GOLFO DE VALENCIA. *LIBRO GUÍA VIII REUNIÓN NACIONAL SOBRE CUATERNARIO*. UNIVERSITAT DE VALÈNCIA/SIP, DIPUTACIÓ DE VALÈNCIA, 70-73 P.
- SOMOZA, L., ZAZO, C., GOY, J.L. & MORNER, N.A. 1989. Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales cuaternarios (Alicante-Murcia, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4): 73-82.
- SORIA, J.M., ALFARO, P., ESTÉVEZ, A., DELGADO, J., DURÁN, J. 1999. THE HOLOCENE SEDIMENTATION RATES IN THE LOWER SEGURA BASIN (EASTERN BETIC CORDILLERA, SPAIN): EUSTATIC IMPLICATIONS. *BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE*, FRANCE, 170, 3: 349-354.
- SORIA, J.M., ALFARO, P., RUIZ BUSTOS, A. & SERRANO, F. 1996. Organización estratigráfica y biostratigrafía del Plioceno en el borde sur de la Cuenca del Bajo Segura (sector de Rojales, Alicante), Cordillera Bética Oriental. *Estudios Geológicos*, 52: 137-145.
- SPENCER, D.W. 1963. The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33: 180-190.
- STEARNS, C. & THURBER, D. 1965. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Quaternaria*, 7: 29-42.
- STURROCK, S. & MURRAY, J. W. 1981. Comparison of low energy and high energy marine middle shelf foraminiferal faunas; Celtic Sea and western English Chanel. In: *Recent and fossil shelf seas* (Eds. J.W. Neale, & M.D. Brasier), British Micropaleontology Society Series, 250-260.
- SUGUIO K. 1982. *Rochas Sedimentares*. Edgar Blücher Itda. Sao Paulo, 500 p.
- SWARTZENDRUBER, L.J. 1992. Properties, units and constants in magnetism, *Journal of Magnetic Materials*, 100: 573-575.
- TERQUEM, O. 1875. *ESSAI SUR LE CLASSEMENT DES ANIMAUX QUI VIVENT SUR LA PLAGE ET DANS LES ENVIRONS DE DUNQUERQUE*, 1: 1-54.
- TOOD, R., LOW, D. & MELLO, J. F. 1965. Smaller foraminifers. In: *Handbook of Paleontological Techniques* (Eds. G. Kummel & D.M. Raup), W.H. Freeman & Company. San Francisco, 14-20.

- TORRES, T., GARCÍA ALONSO, P., CANOIRA, L., LLAMAS, J.F. & ORTIZ, E. 2000. Aminostratigraphy of two Pleistocene marine sequences from the Mediterranean coast of Spain: Cabo Huertas (Alicante) and Garrucha (Almería). In: *Perspectives in Amino Acids and Protein Geochemistry* (Eds. G.A. Goodfriend, M.J. Collins, M.L. Fogel, S.A. Macko & J.F. Wehmiller), Editorial Oxford University, 263-278.
- TUFESCU, M. 1968. *Ammonia tepida* (Cushman) (Orden Foraminifera). Some features of its variability in the Black Sea Basin. *Rev. Roum. Biol. Sert. Zool.* 13 (3): 169-177.
- TUFESCU, M. 1969. Sur la présence de *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez) dans la Mer Noire. *Revue de Micropaléontologie*, 12: 46-52.
- UCHUPI, E. 1998. The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia. A tectonic link between Africa and Europe. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4): 255-294.
- UJIÉ, H. 1962. Introduction to statistical foraminiferal zonation. *Journal Geological Society Japan*. 68, 803: 431-450.
- USERA, J., ALBEROLA, C., GARCÍA FORNER, A. & GUILLEM, J. 1996. Proceso de colonización y evolución en la composición de las asociaciones de foraminíferos fósiles, en la turbera cuaternaria de Torreblanca (Castellón). *Coloquios de Paleontología*, 48: 147-159.
- USERA J. & BLÁZQUEZ, A.M. 1997. Influencia del sustrato en la distribución y ecología de los foraminíferos bentónicos de la plataforma continental interna entre Valencia y Alicante (España). *Revista Española de Micropaleontología*, vol. XXIX (2): 85-104.
- USERA, J. & BLÁZQUEZ, A.M. 1998. Interpretación de la dinámica poblacional de *Ammonia beccarii* (Linné, 1758) (Foraminifera, Protoctista) en el Cuaternario continental de la laguna de Villena (Alicante, España). *Coloquios de Paleontología*, 49: 145-167.
- USERA, J. & BLÁZQUEZ, A.M. 1999. Aplicación del método de rarefacción (Hurlbert, 1971) para determinar el número mínimo representativo de foraminíferos en diferentes paleoambientes en la antigua albufera de Elche-Santa Pola (Alicante, España). *Temas Geológico-Mineros*. I.T.G.E., 26: 362-367.
- USERA, J., BLÁZQUEZ, A.M., GUILLEM, J. & ALBEROLA, C. 2002. Biochronological interest of foraminifera lived in restricted environments: Application to the study of the Western Mediterranean Holocene. *Quaternary International*, 93-94: 139-147.
- USERA, J., DOMINGO, C. & GARCÍA-FORNER, A. 1990a. Dinámica poblacional y foraminíferos en un sondeo de la albufera cuaternaria de Javea (Alicante). *Libro de Comunicaciones de la VI Jornadas de Paleontología*, Granada, 60-60.
- USERA, J., FAURA, M. & ARCO, Y. 1990b. Foraminíferos cuaternarios de las fases de colmatación de la Albufera de Valencia. *Libro de resúmenes V Jornadas de Paleontología*, Granada, 61-61.

- USERA, J., MARTÍNEZ-LÓPEZ, F. PUJANTE, A & FAURA, M. 1990c. Gasterópodos y foraminíferos del manantial de los “Morenos”, Requena, Valencia. *Iberus*, 9: 507-513.
- USERA, J. & MATEU, G. 1995. Foraminíferos cuaternarios del País Valenciano. *El Cuaternario del País Valenciano*, Universitat de València-AEQUA, 245-250.
- USERA, J., ROBLES, F., MARTÍNEZ -LÓPEZ, F. & ARCO, Y. 1990d. Fauna actual de gasterópodos y foraminíferos de la marjal de Torreblanca (Castellón). *Iberus*. 9: 515-526.
- USERA, J., SÁNCHEZ, E.J. & FAURA, M. 1991. El género *Aubignyna*, Margerel, 1970 (Foraminiferida) en el Mioceno, Plioceno, Cuaternario y Actual, de algunas localidades del Mediterraneo occidental. *Revista Española de Paleontología*, N° Extr.: 165-171.
- VÁZQUEZ, A., ZAMARREÑO, I., REYES, E. & LINARES, J. 1991. Late quaternary climate changes on the southwestern Balearic slope (western Mediterranean): isotopic, faunal and mineralogical relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 81: 215-217.
- VERA, J.A. 1983. La Cordillera Bética. Las Zonas Externas. In: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (Ed. J.A. Comba), T II. I.T.G.E., 219-251.
- VERA REBOLLO, J. 1991. El proceso de urbanización de la franja litoral valenciana. *El Mar Mediterráneo, situación y perspectivas*. Extracto de las Conferencias de las Terceras Jornadas de Ecología de la Vila Joiosa. Ayto. de la Vila Joiosa, 53-77.
- VERGNAUD GRAZZINI, C., GLAÇON, G., PUJOL, C. & URRUTIAGUER, M.J. 1986. Foraminifères planctoniques de Méditerranée en fin d’été. Relations avec les structures hydrologiques. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 36: 175-188.
- VEROSUB, K.L., FINE, P., SINGER, M.J. & TENPAS, J. 1993. Pedogenesis and paleoclimate: Interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequence. *Geology*, 21: 1011-1014.
- VILAS, F. SOPEÑA, A., REY, L., RAMOS, A., NOMBELA, M.A. & ARCHE, A. 1991. The Corrubedo beach-lagoon complex, Galicia, Spain: Dynamics, sediments and recent evolution of a mesotidal coastal embayment. *Marine Geology*, 97: 391-404.
- VILLAVERDE, V. (Ed.). 2001. *De Neardentales a Cromañones. El inicio del poblamiento humano en las tierras valencianas*. Universitat de València, 463 p.
- VIÑALS, M.J. 1995. Secuencias estratigráficas y evolución morfológica del extremo meridional del Golfo de Valencia (Cullera-Dénia). *El Cuaternario del País Valenciano*, Universitat de València-AEQUA, 163-168.
- VIÑALS, M.J. 1996. *La marjal de Oliva-Pego. Evolución geomorfológica*. Consellería de Agricultura y Medio Ambiente, Generalitat Valenciana, 352 p.
- VIÑALS, M.J., BELLUOMINI, G., FUMANAL, M.P., DUPRE, M., USERA, J., MESTRES, J. & MANFRA, L. 1993. Rasgos paleoambientales holocenos en la Bahía de Xàbia (Alicante). In: *Estudios sobre Cuaternario* (Eds. M.P. Fumanal & J. Bernabeu), Universitat de València, 107-114.

- VIÑALS, M.J. & FUMANAL, M.P. 1990. Modelo de evolución de una costa acantilada durante el Cuaternario: Cap de la Nau-Punta de Moraira. In: *El Cuaternario de España y Portugal* (Eds. T. Aleixandre & A. Pérez González), II Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid, ITGE, vol. 1: 25-32.
- VIÑALS, M.J. & FUMANAL, M.P. 1991. El Cuaternario reciente de la rada de Moraira: El complejo relicto de restinga-albufera. *VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Libro de excursiones*. Valencia, 55-58.
- VIÑALS, M.J. & MATEU, G. 1999. Reconstrucción ambiental de la secuencia holocena en S'Albufera d'Alcúdia (Allorca, España). *Geoarqueología i Quaternari litoral. Memorial María Pilar Fumanal*, Universitat de València, 447-456.
- VIÑALS, M.J., MATEU, G., FUMANAL, M.P., USERA, J. & FAVERO, V. 1989. Aportación al conocimiento de las facies lagunares y litorales de la Marjal de Oliva-Pego (Valencia). *Cuaternario y Geomorfología*, 3: 93-104.
- VISHER G.S. 1969. Grain size distribution and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39 (3): 1074-1106.
- VOORTHUYSEN, J. H. 1960. Die foraminiferen des Dollart-Ems Estuarium, *Verh. K. Ned. Geol. Mijnb. Genoot*, 19: 237-269, pl 10-11.
- VV.AA. 1989. *Apéndice a la Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana. Parques y Parajes Naturales*. Agencia de Medio Ambiente. Generalitat Valenciana y Levante, Valencia, 158 p.
- VV.AA. 1990. *Estudio sobre las dunas y playas del Pinet y la Marina. Término Municipal de Elche (Alicante)*. D.G.P.C., L.P.C., U.P.V. y M.O.P.U., Memoria y Anejos, 178 p.
- VV.AA. 1991a. *Plan Rector de Uso y Gestión del Paraje Natural de las Salinas de Santa Pola*, vol. I. Memoria Informativa. Conselleria de Medi Ambient. Generalitat Valenciana.
- VV.AA. 1991b. *Plan Rector de Uso y Gestión del Paraje Natural de El Hondo*, vol. I. Memoria Informativa. Conselleria de Medi Ambient. Generalitat Valenciana.
- VV.AA. 1999. *Itinerarios geológicos por el litoral de la provincia de Alicante*. Universidad de Alicante, 86 p.
- WALKER, G. & JACOB, E. 1798. In: *Adam's Essays on the microscope* (Ed. Kanmacher), Ed. 2^a, London.
- WATTS, W.A., ALLEN, J.R.M. & HUNTLEY, B. 2000. Palaeoecology of three interstadial events during oxygen-isotope Stages 3 and 4: a lacustrine record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 83-93.
- WILSON, M.V.H. 1988. Taphonomic processes: information loss and information gain. *Geoscience*, 15 (2): 131-148.
- WILLIAMSON, W. C. 1858. *On the Recent Foraminifera of Great Britain*. Ray Society, 107 p.

- YÉBENES, A. 1996. Estratigrafía y estructura de la Serra Gelada. *Cuadernos de Geografía*. Monográfico: *Las eolianitas cuaternarias de las Penyes de l'Albir (Serra Gelada)*, 60: 201-222.
- YÉBENES, A. 2000. Itinerario geológico litoral entre Benidorm, Altea y Calpe (Alicante). *Itinerarios geológicos por la provincia de Alicante y limítrofes*. Excma Diputación Provincial de Alicante, 59-73 p.
- ZAMARREÑO, I., VAZQUEZ, A. & MALDONADO A. 1983. Sedimentación en la plataforma de Almería: un ejemplo de sedimentación mixta silícico-carbonatada en clima templado. In: *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española* (Ed. J. Castellví), Seminario Científico, Cádiz, 95-119.
- ZANINETTI, L. 1982. Les Foraminifères des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France): milieu de vie et transport dans le salin, comparaison avec les microfaunes marines. *Géologie Méditerranéenne*, IX: 447-470.
- ZANINETTI, L. 1984a. Les Foraminifères des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France): milieu de vie et transport dans le salin. Comparaison avec les microfaunes marines. In: *Etudes hydrochimiques, biologiques, sédimentologiques et diagénétiques d'un grand marais salant* (Salin-de-Giraud, Bouches du Rhône, France).
- ZANINETTI, L. 1984b. Les Foraminifères du salin de Bras del Port (Santa Pola, Espagne), avec remarques sur la distribution des ostracodes. *Rev. Inv. Geol.* 38/39: 123-138.
- ZAZO, C., DABRIO, C., GOY, J.L., BARDAJÍ, T., GHALEB, B., LARIO, J., HOLLOS, M., HILLAIRES-MARCEL, CL., SIERRA, S., FLORES, J.A., SILVA, P.G. & BORJA, F. 1996. Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta*, 20 (7): 1679-1682.
- ZAZO, C. & GOY, J.L. 1989. Sea level changes in the Iberian Peninsula during the last 200.000 years. In: *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications* (Ed. D. Scott). Kluwer Academic Publishers, 27-39.
- ZAZO, C., GOY, J.L., DABRIO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L. & SILVA, P. 1993. The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 7: 109-117.
- ZAZO, C., GOY, J.L., HILLAIRES-MARCEL, C., DABRIO, C., HOYOS, M., LARIO, J., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L. & SILVA, P.G. 1994. Variaciones del nivel del mar: Estadios isotópicos 7, 5 y 1 en las costas peninsulares (S y SE) e insulares españolas. *Gibraltar during the Quaternary, AEQUA, Monografías*, 2: 26-35.
- ZAZO, C., GOY, J.L., HILLAIRES-MARCEL, C., HOYOS, M., CUERDA, J., GHALEB, B., BARDAJÍ, T., DABRIO, C.J., LARIO, J., SILVA, P.G., GONZÁLEZ, A., GONZÁLEZ, F. & SOLER, V. 1997b. El nivel del mar y los interglaciares cuaternarios: Su registro en las costas peninsular e insulares españolas. *Cuaternario Ibérico*, 23-32.
- ZAZO, C., GOY, J.L., HILLAIRES-MARCEL, C., HOYOS, M., CUERDA, J., GHALEB, B., DABRIO, C.J., BARDAJÍ, T. & LARIO, J. 1997a. The records

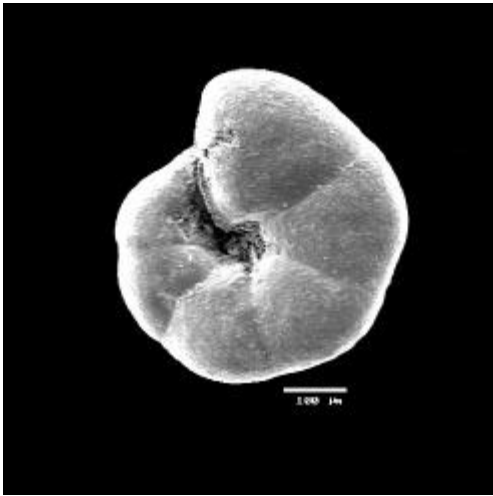
- of sea level variations in Spanish littoral during the Quaternary interglacials. *INQUA Mediterranean and Black Sea Shorelines*, 19, s.p.
- ZAZO, C., GOY, C., HOYOS, M., DUMAS, B., PORTA, J., MARTINELL, J., BAENA, J. & AGUIRRE, E. 1981. Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español. *Estudios Geológicos*, 37: 257-262.
- ZAZO, C., GOY, J.L., SOMOZA, L. & DABRIO, C. 1990. Evolution of barrier island-lagoon system from 200 ka ago to the present in the littoral zone of Alicante (Spain). Impact of a probable sea level rise. In: *Greenhouse Effect Sea Level and Drought* (Eds. Paepe *et al*), Netherlands, 439-446.
- ZENKOVICH, V.P. 1967. *Processes of coastal development*, Edinburgh, Oliver and Boyd, 738 p.
- ZENKOVICH, V.P. 1969. Origin of barrier and lagoon coast. In: *Lagunas costeras* (Ed. Phleger), Simposio. Universidad Autónoma de México, 27-37.
- ZIEGLER, B. 1983. *Introduction to Palaeobiology: General Palaeontology*. Ellis Horwood Ltd., 225 p.

LÁMINAS

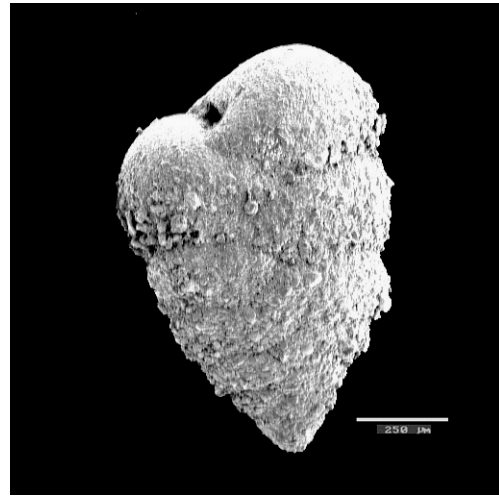
LÁMINA I

- 1.- *Trochammina inflata* (Montagu). Sondeo Mórtoles
- 2.- *Textularia agglutinans* D'Orbigny. Sondeo Pinet
- 3.- *Textularia pseudogramen* Chapman & Parr. Sondeo Pinet
- 4.- *Spirillina vivipara* Ehrenberg. Sondeo Mórtoles
- 5.- *Turrispirillina* sp. Sondeo Mórtoles
- 6.- *Cornuspira involvens* (Reuss). Sondeo Mórtoles

Lámina I



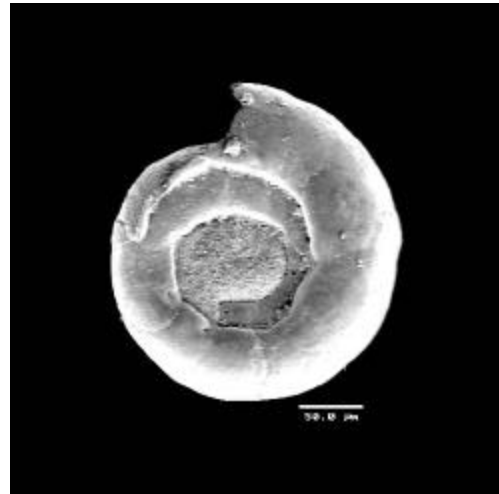
1



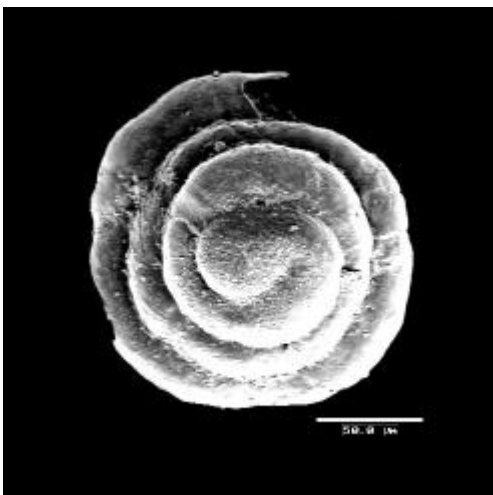
2



3



4



5

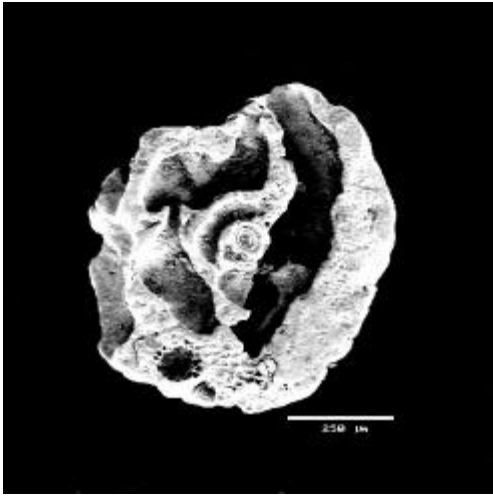


6

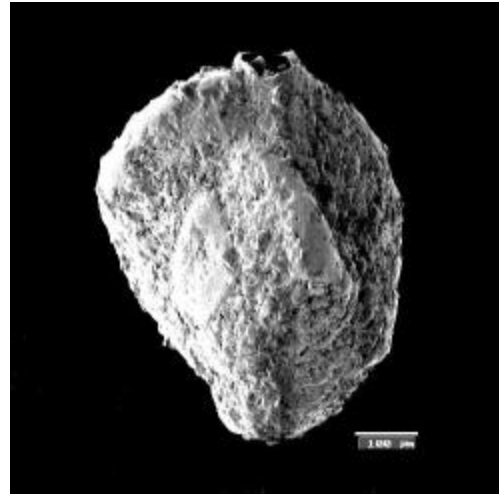
LÁMINA II

- 1.- *Nubecularia lucifuga* Defrance. Sondeo Picola
- 2.- *Adelosina duthiersi* Schlumberger. Sondeo Pinet
- 3.- *Adelosina laevigata* D'Orbigny. Sondeo Picola
- 4.- *Adelosina mediterraneensis* (Le Calvez & Le Calvez). Sondeo Picola
- 5.- *Adelosina* cf. *pulchella* D'Orbigny. Sondeo Picola
- 6.- *Spiroloculina excavata* D'Orbigny. Sondeo Pinet

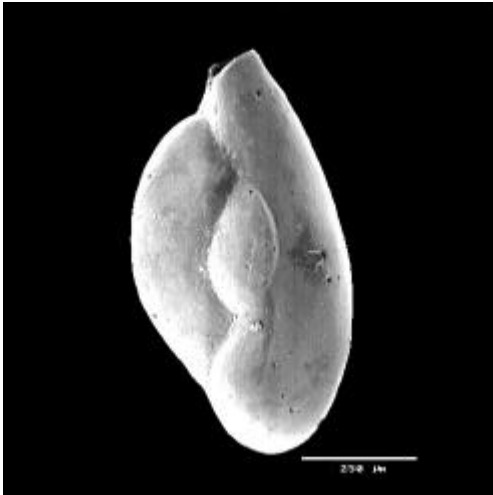
Lámina II



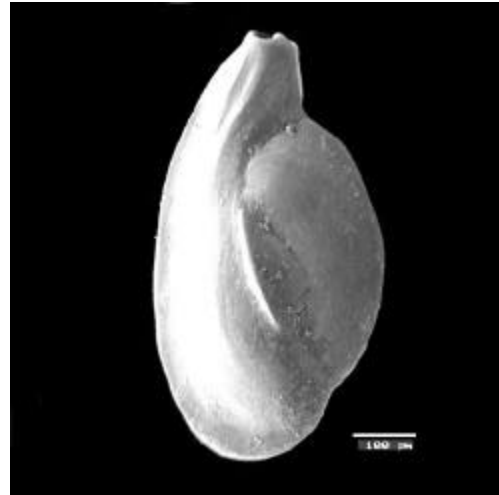
1



2



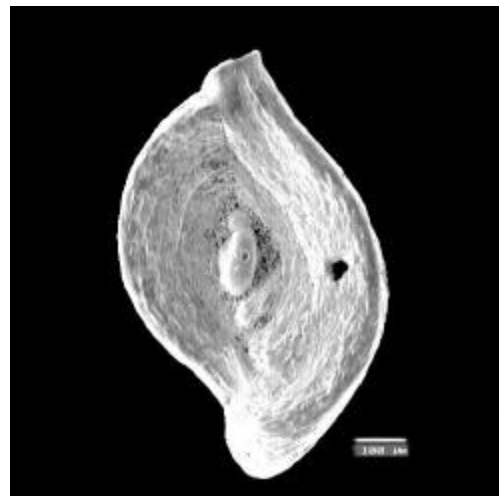
3



4



5



6

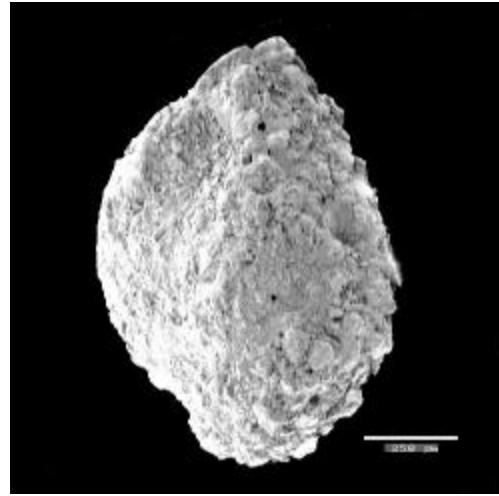
LÁMINA III

- 1.- *Massilina secans* (D'Orbigny). Sondeo Pinet
- 2.- *Quinqueloculina agglutinans* D'Orbigny. Sondeo Salinas
- 3.- *Quinqueloculina agglutinans* D'Orbigny. Sondeo Picola
- 4.- *Quinqueloculina aspera* D'Orbigny. Sondeo Picola
- 5.- *Quinqueloculina berthelotiana* D'Orbigny. Sondeo Picola
- 6.- *Quinqueloculina bicornis* (Walker & Jacob). Sondeo Salinas

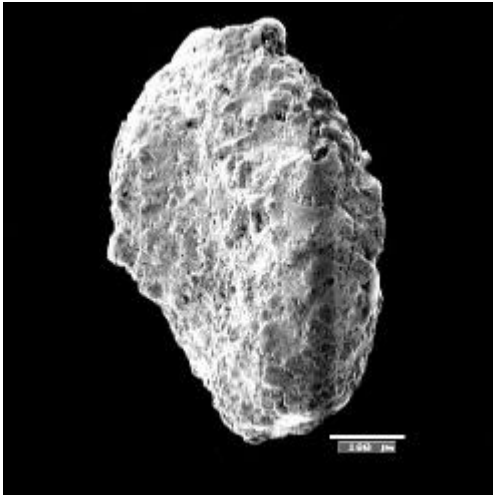
Lámina III



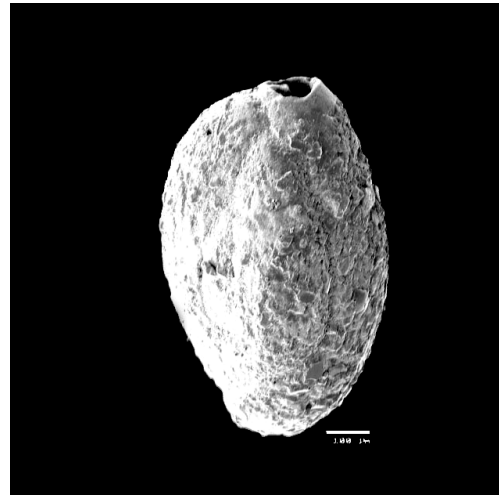
1



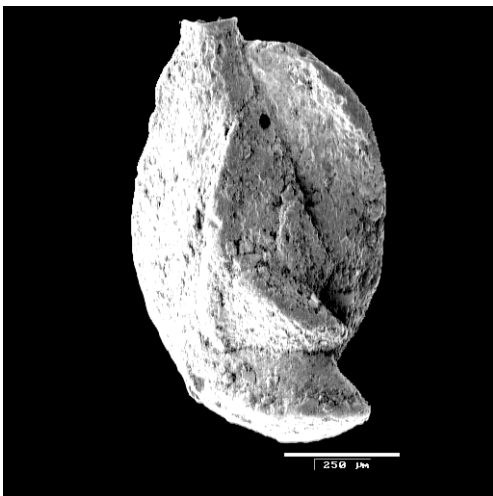
2



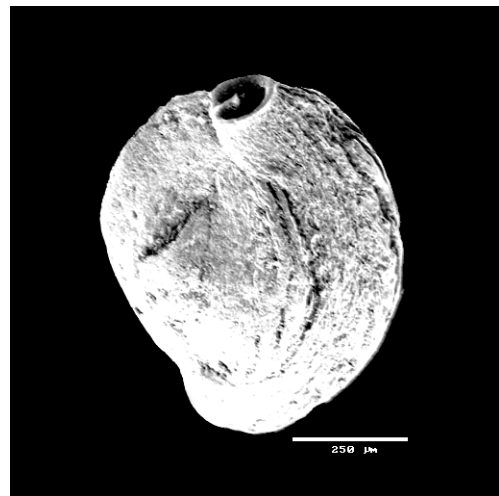
3



4



5



6

LÁMINA IV

- 1.- *Quinqueloculina lucida* Karrer. Sondeo Picola
- 2.- *Quinqueloculina seminula* (Linné). Sondeo Pinet
- 3.- *Quinqueloculina undulata* D'Orbigny. Sondeo Picola
- 4.- *Quinqueloculina vulgaris* D'Orbigny. Sondeo Picola
- 5.- *Miliolinella circularis* (Bornemann). Sondeo Salinas
- 6.- *Miliolinella eburnea* (D'Orbigny). Sondeo Mórtoles

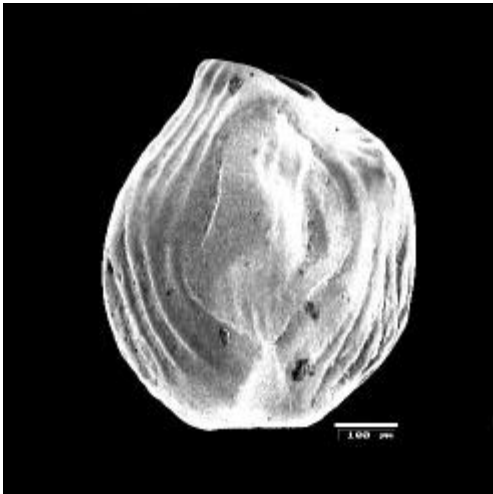
Lámina IV



1



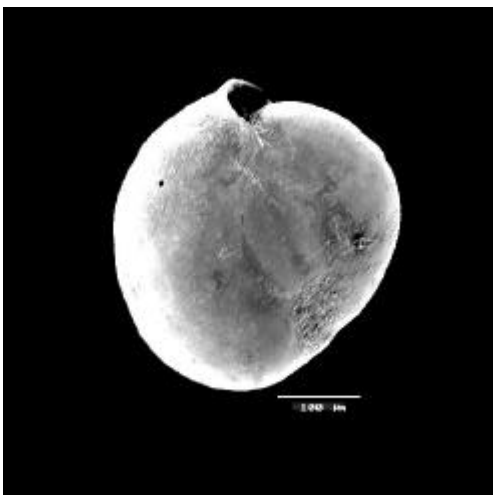
2



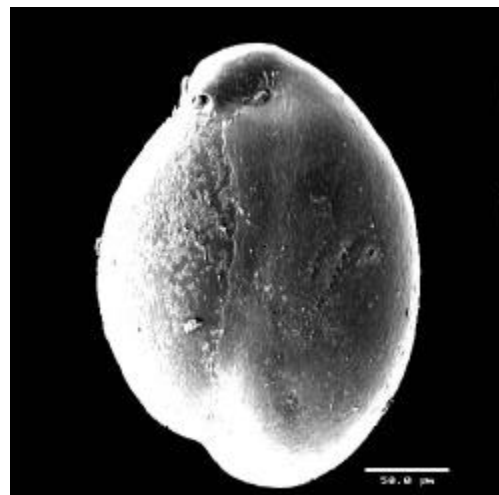
3



4



5

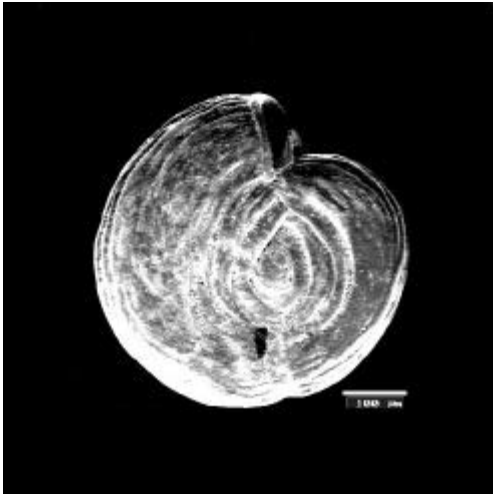


6

LÁMINA V

- 1.- *Miliolinella webbiana* (D'Orbigny). Sondeo Mórtoles
- 2.- *Triloculina oblonga* (Montagu). Sondeo Pinet
- 3.- *Triloculina trigonula* (Lamarck). Sondeo Salinas
- 4.- *Peneroplis pertusus* (Forskäl). Sondeo Picola
- 5.- *Peneroplis planatus* (Fichtel & Moll). Sondeo Picola
- 6.- *Amphisorus hemprichii* Ehrenberg. Sondeo Picola

Lámina V



1



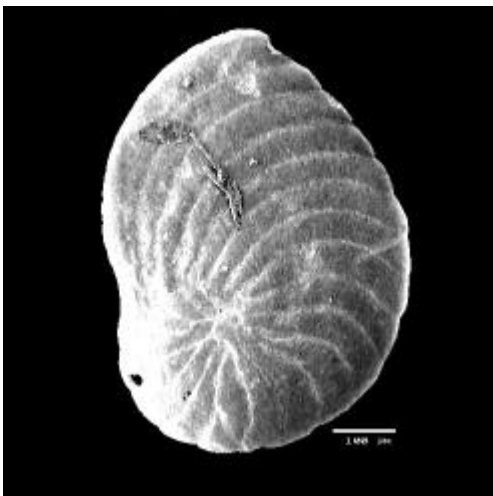
2



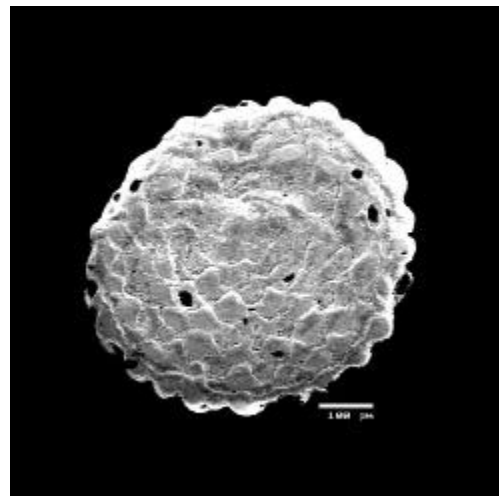
3



4



5

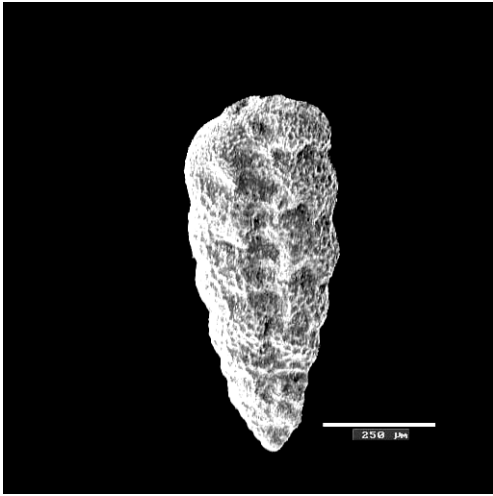


6

LÁMINA VI

- 1.- *Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen & Earland. Sondeo Pinet
- 2.- *Bolivina punctata* D'Orbigny. Sondeo Pinet
- 3.- *Brizalina arta* (Macfadyen). Sondeo Pinet
- 4.- *Brizalina striatula* (Cushman). Sondeo Pinet
- 5.- *Bulimina aculeata* D'Orbigny. Sondeo Pinet
- 6.- *Bulimina elongata* D'Orbigny. Sondeo Pinet

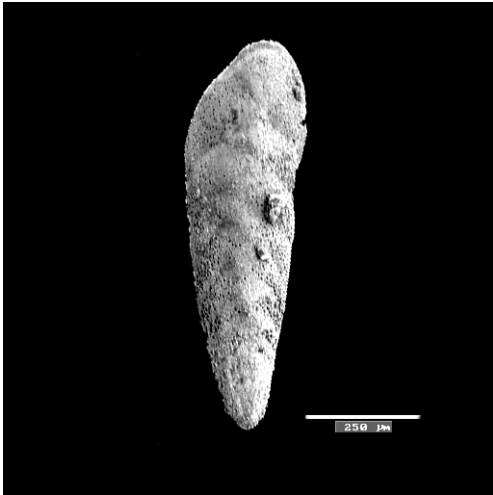
Lámina VI



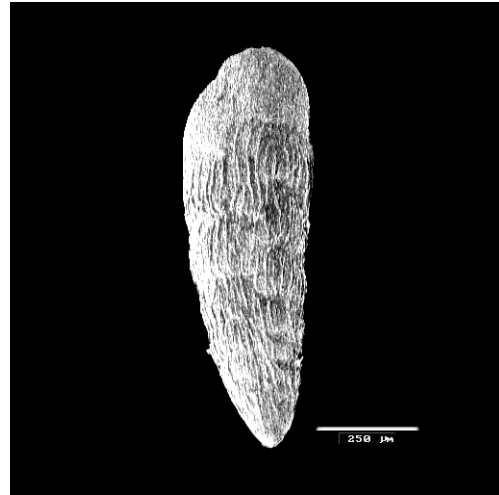
1



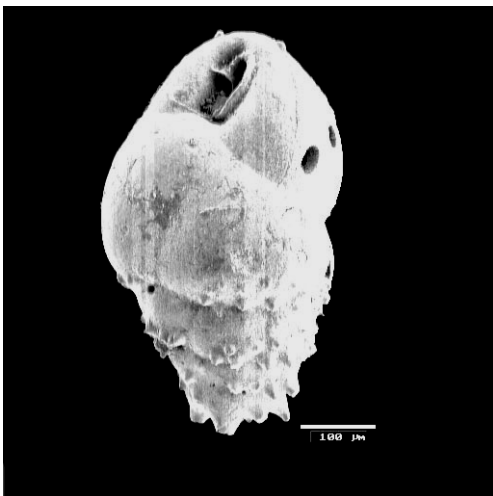
2



3



4



5

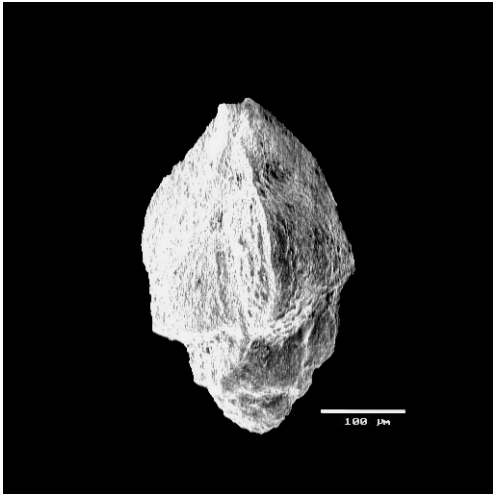


6

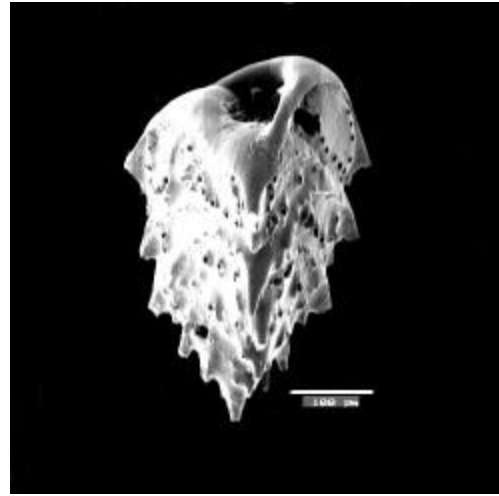
LÁMINA VII

- 1.- *Angulogerina angulosa* (Williamson). Sondeo Pinet
- 2.- *Reussella spinulosa* (Reuss). Sondeo Salinas
- 3.- *Fursenkoina schreibersiana* (Czjzek). Sondeo Pinet
- 4.- *Neoeponides auberi* (D'Orbigny). Sondeo Picola
- 5.- *Gavelinopsis praegeri* (Heron-Allen & Earland). Sondeo Salinas
- 6.- *Neoconorbina terquemi* (Rzehak). Sondeo Pinet. Lado umbilical

Lámina VII



1



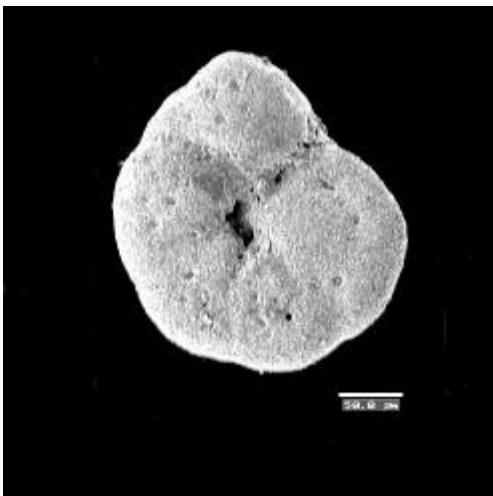
2



3



4



5



6

LÁMINA VIII

1.- *Neoconorbina terquemi* (Rzehak). Sondeo Pinet. Lado espiral

2.- *Rosalina globularis* D'Orbigny. Sondeo Pinet

3.- *Rosalina globularis* D'Orbigny. Sondeo Picola

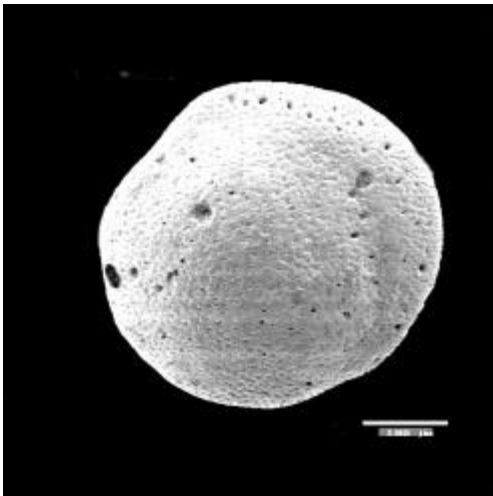
4.- *Rosalina globularis bradyi* (Cushman). Sondeo Picola.

Lado umbilical

5.- *Rosalina globularis bradyi* (Cushman).Sondeo Salinas. Lado espiral

6.- *Rosalina* sp.1. Sondeo Pinet

Lámina VIII



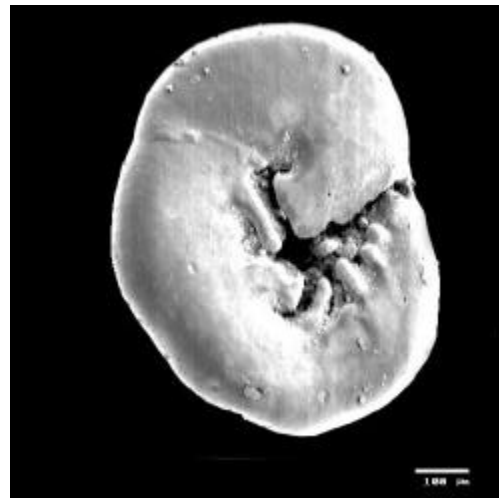
1



2



3



4



5

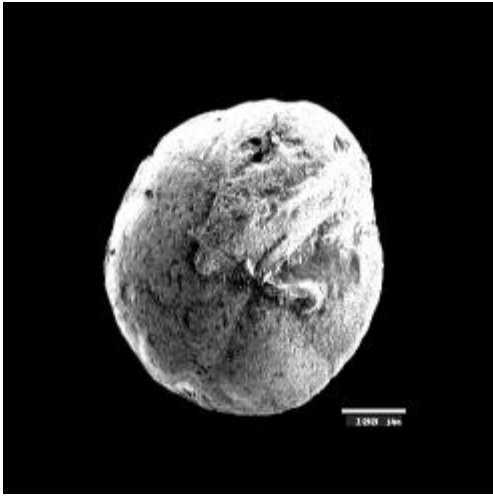


6

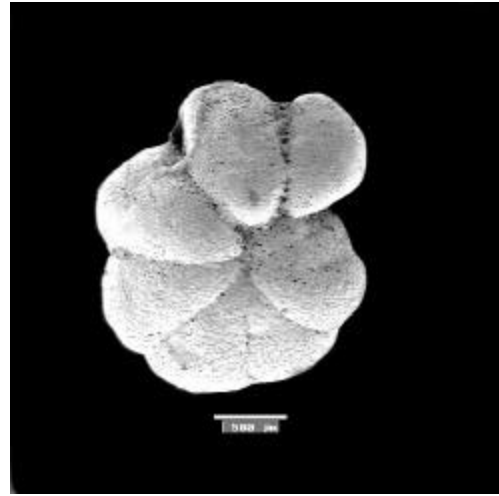
LÁMINA IX

- 1.- *Cibicides subhaidingerii* Parr. Sondeo Picola
- 2.- *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob). Sondeo Pinet
- 3.- *Planorbulina mediterraneensis* D'Orbigny. Sondeo Salinas
- 4.- *Asterigerinata mamilla* (Williamson). Sondeo Pinet
- 5.- *Haynesina depressula* (Walker & Jacob). Sondeo Salinas.
- 6.- *Haynesina germanica* (Ehrenberg). Sondeo Mórtoles

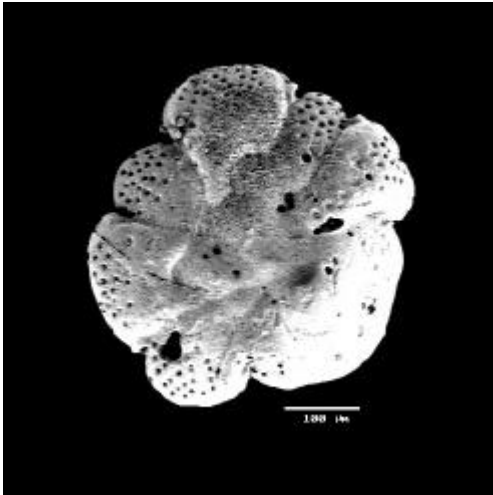
Lámina IX



1



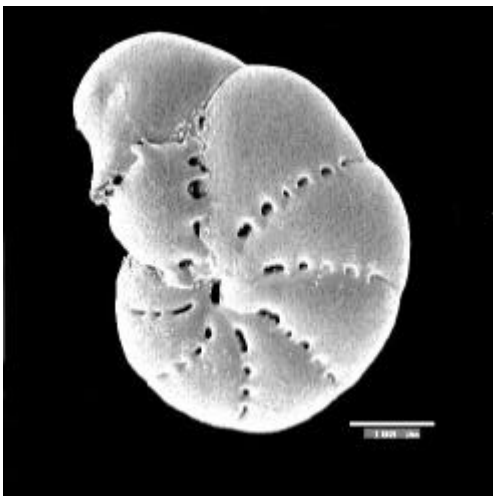
2



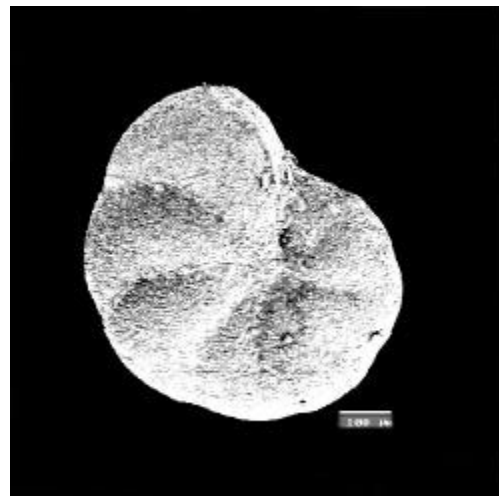
3



4



5

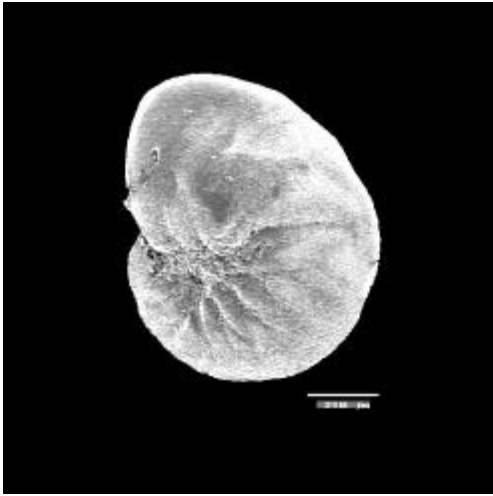


6

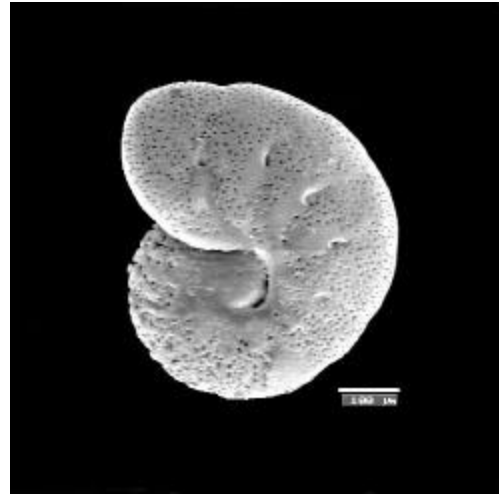
LÁMINA X

- 1.- *Nonion commune* (D'Orbigny). Sondeo Pinet.
- 2.- *Melonis padanum* (Perconig). Sondeo Pinet
- 3.- *Hanzawaia boueana* (D'Orbigny). Sondeo Salinas
- 4.- *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen & Earland). Sondeo Pinet
- 5.- *Buccella granulata* (Di Napoli). Sondeo Pinet
- 6.- *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez). Sondeo Mórtoles. Lado umbilical

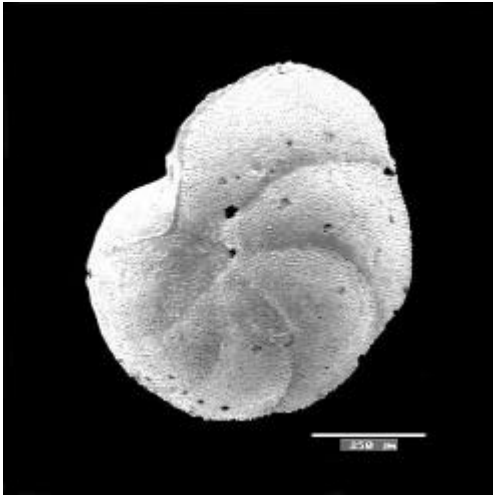
Lámina X



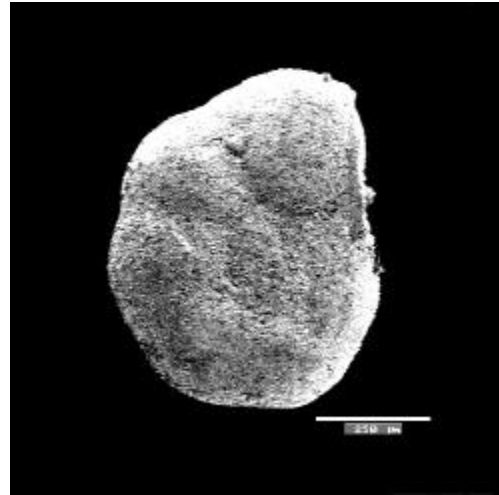
1



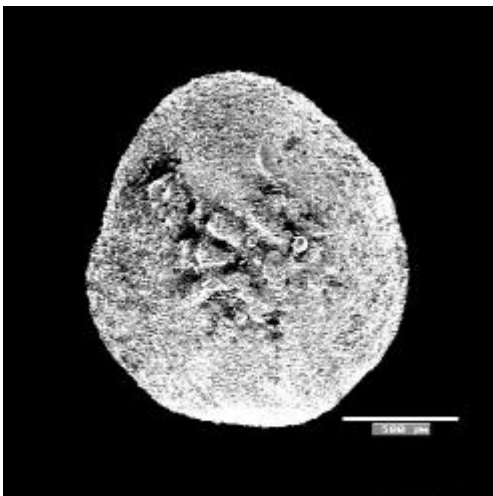
2



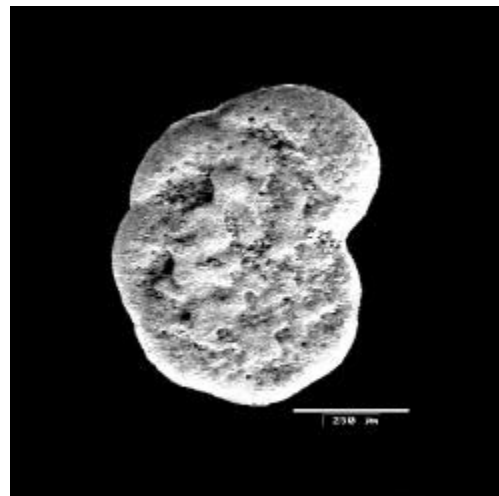
3



4



5

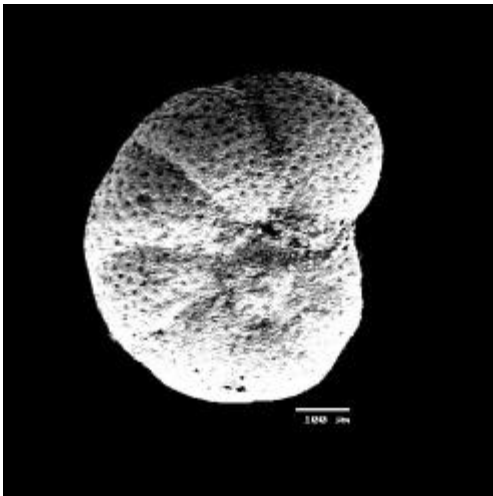


6

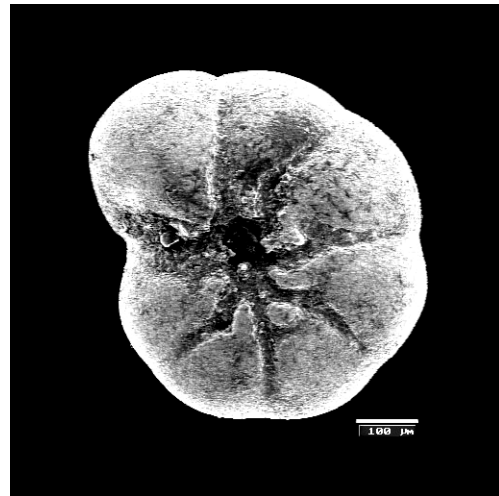
LÁMINA XI

- 1.- *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez). Sondeo Mórtoles. Lado espiral
- 2.- *Ammonia beccarii tepida* (Cushman). Sondeo Pinet
- 3.- *Ammonia beccarii beccarii* (Linné). Sondeo Salinas
- 4.- *Elphidium aculeatum* (D'Orbigny). Sondeo Pinet
- 5.- *Elphidium advenum* (Cushman). Sondeo Pinet
- 6.- *Elphidium complanatum* (D'Orbigny). Sondeo Salinas

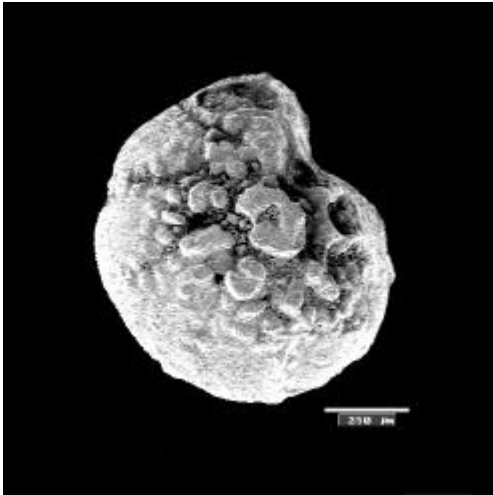
Lámina XI



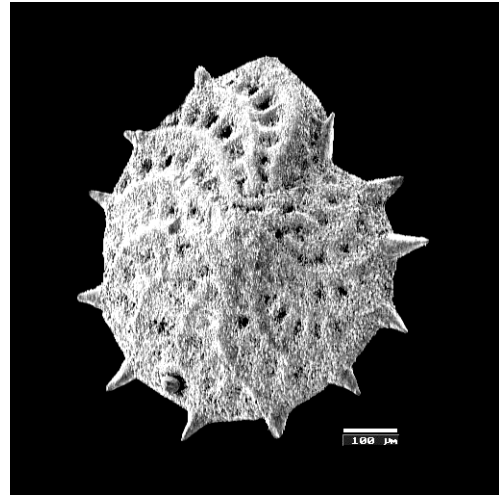
1



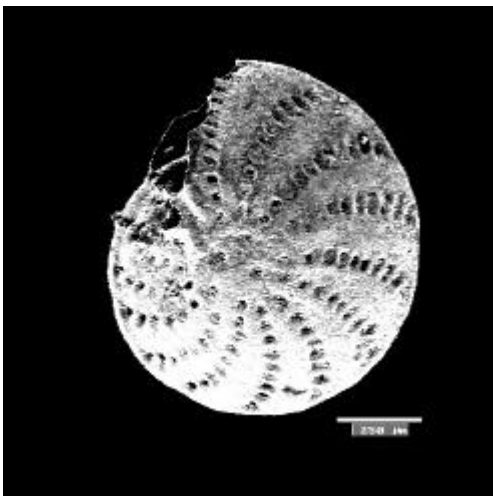
2



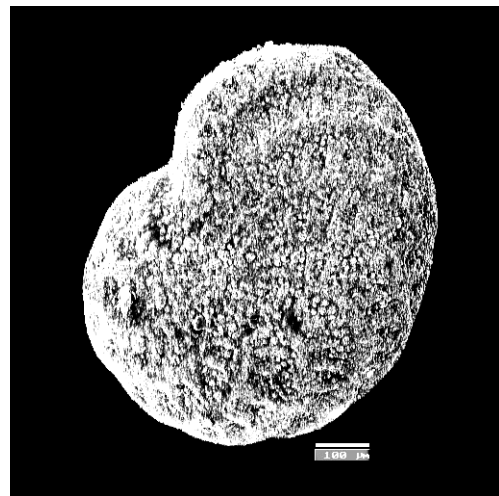
3



4



5

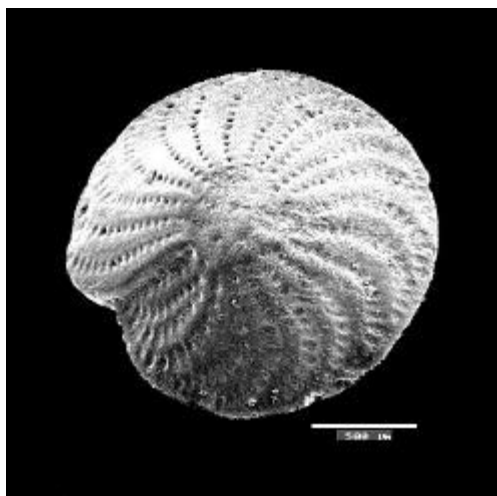


6

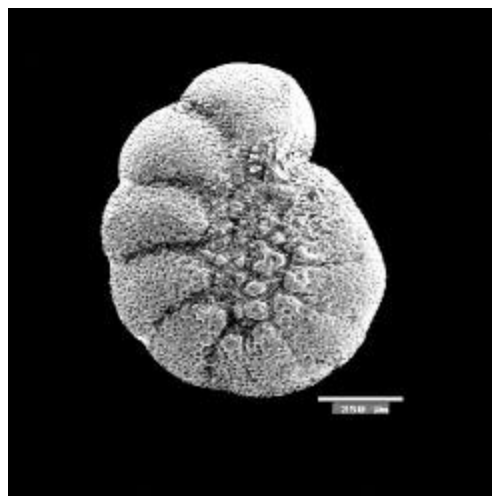
LÁMINA XII

- 1.- *Elphidium crispum* (Linné). Sondeo Salinas
- 2.- *Elphidium excavatum* (Terquem). Sondeo Pinet
- 3.- *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll). Sondeo Salinas
- 4.- *Globigerinoides obliquus* Bolli. Sondeo Salinas
- 5.- *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny). Sondeo Salinas
- 6.- *Globigerinoides conglobatus* (Brady). Sondeo Salinas

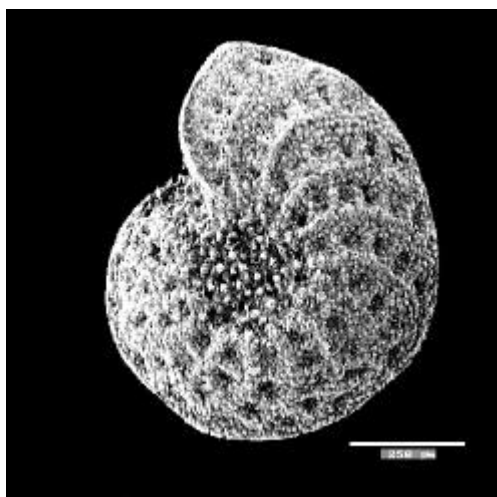
Lámina XII



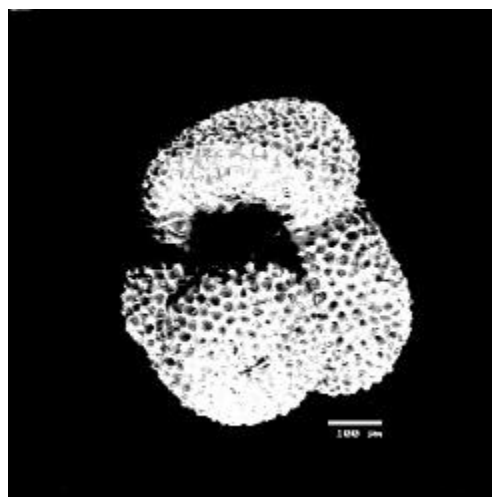
1



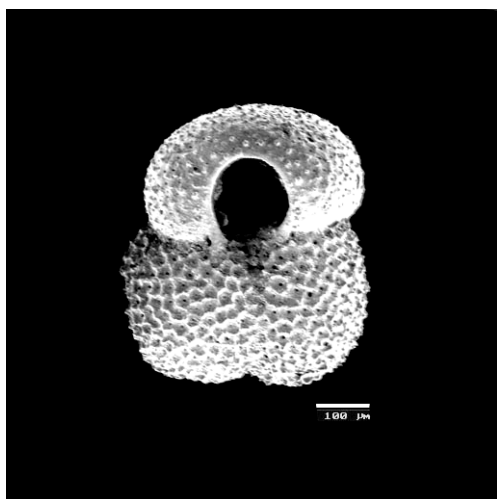
2



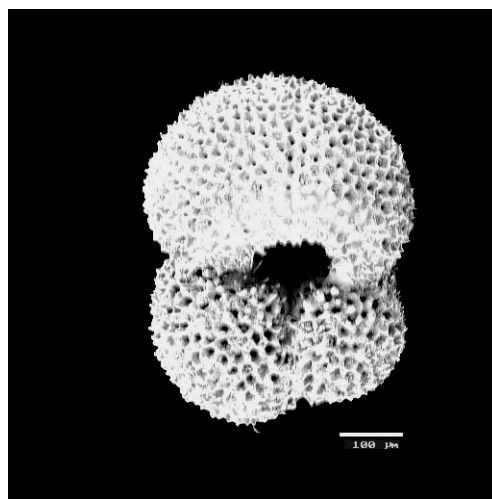
3



4



5

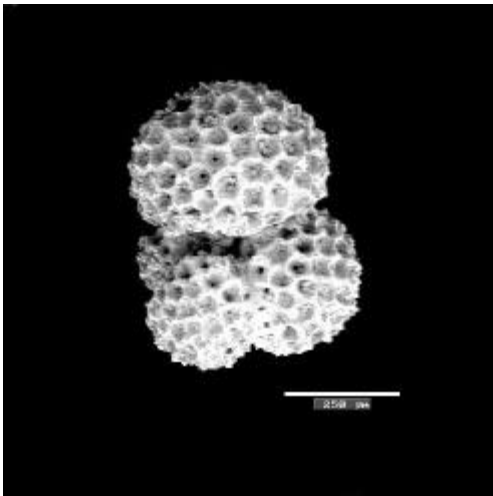


6

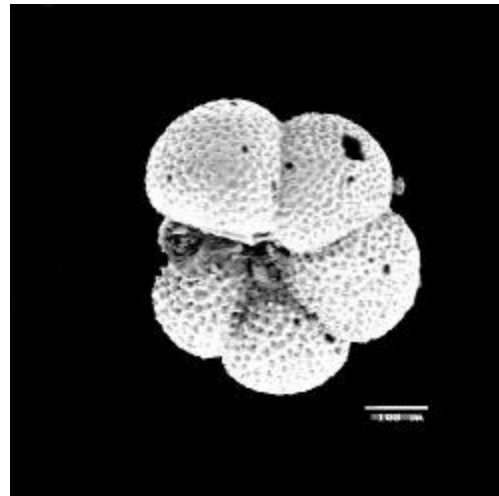
LÁMINA XIII

- 1.- *Globigerinoides sacculifer* (Brady). Sondeo Salinas
- 2.- *Turborotalia quinqueloba* (Natland). Sondeo Salinas
- 3.- *Globigerina bulloides* D'Orbigny. Sondeo Salinas
- 4.- *Globigerina falconensis* Blow. Sondeo Salinas
- 5.- *Globigerina apertura* Cushman. Sondeo Salinas
- 6.- *Globigerina* sp. Sondeo Salinas

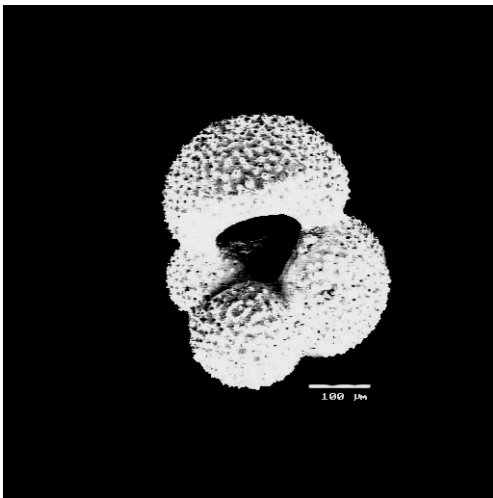
Lámina XIII



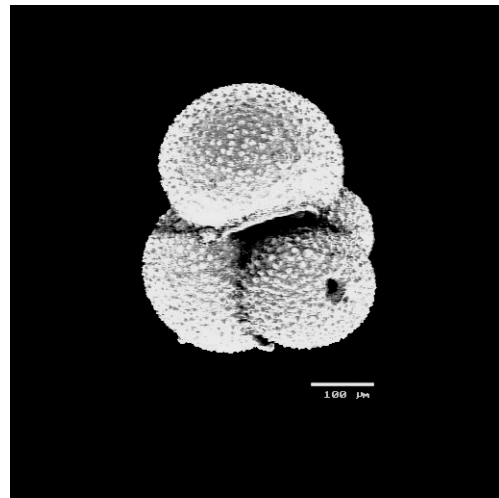
1



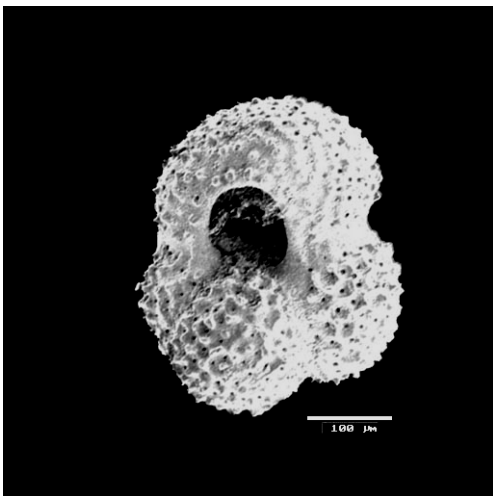
2



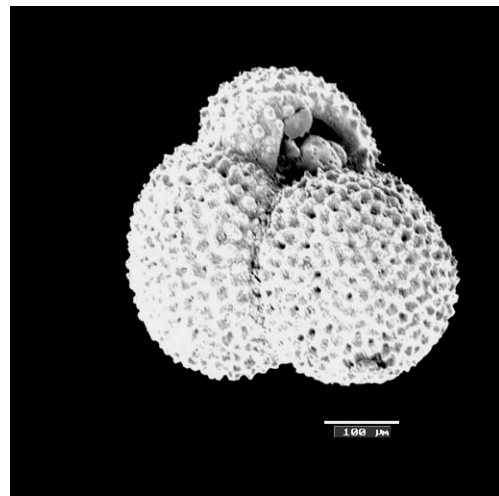
3



4



5



6

INDICE DE LÁMINAS

<i>Adelosina cf. pulchella</i> D'Orbigny	Lám. II, Fig. 5
<i>Adelosina duthiersi</i> Schlumberger	Lám II, Fig. 2
<i>Adelosina laevigata</i> D'Orbigny	Lám II, Fig. 3
<i>Adelosina mediterraneensis</i> (Le Calvez & Le Calvez)	Lám. II, Fig. 4
<i>Ammonia beccarii beccarii</i> (Linné)	Lám XI, Fig. 3
<i>Ammonia beccarii tepida</i> (Cushman)	Lám. XI, Fig. 2
<i>Amphisorus hemprichii</i> Ehrenberg	Lám. V, Fig. 6
<i>Angulogerina angulosa</i> (Williamson)	Lám. VII, Fig. 1
<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson)	Lám. IX, Fig. 4
<i>Aubignyna perlucida</i> (Heron-Allen & Earland).	Lám. X, Fig. 4
<i>Bolivina pseudoplicata</i> Heron-Allen & Earland	Lám. VI, Fig. 1
<i>Bolivina punctata</i> D'Orbigny	Lám. VI, Fig. 2
<i>Brizalina arta</i> (Macfadyen)	Lám. VI, Fig. 3
<i>Brizalina striatula</i> (Cushman)	Lám. VI, Fig. 4
<i>Buccella granulata</i> (Di Napoli)	Lám. X, Fig. 5
<i>Bulimina aculeata</i> D'Orbigny	Lám. VI, Fig. 5
<i>Bulimina elongata</i> D'Orbigny	Lám. VI, Fig. 6
<i>Cibicides subhaidingerii</i> Parr	Lám. IX, Fig. 1
<i>Cornuspira involvens</i> (Reuss)	Lám I, Fig. 6
<i>Elphidium aculeatum</i> (D'Orbigny)	Lám. XI, Fig. 4
<i>Elphidium advenum</i> (Cushman)	Lám. XI, Fig. 5
<i>Elphidium complanatum</i> (D'Orbigny)	Lám. XI, Fig. 6
<i>Elphidium crispum</i> (Linné)	Lám. XII, Fig. 1
<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem)	Lám. XII, Fig. 2
<i>Elphidium macellum</i> (Fichtel & Moll)	Lám. XII, Fig. 3
<i>Fursenkoina schreibersiana</i> (Czjzek)	Lám. VII, Fig. 3
<i>Gavelinopsis praegeri</i> (Heron-Allen & Earland)	Lám. VII, Fig. 5
<i>Globigerina apertura</i> Cushman	Lám. XIII, Fig. 5
<i>Globigerina bulloides</i> D'Orbigny	Lám. XIII, Fig. 3
<i>Globigerina falconensis</i> Blow	Lám. XIII, Fig. 4
<i>Globigerina</i> sp.	Lám. XIII, Fig. 6

<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady)	Lám. XII, Fig. 6
<i>Globigerinoides obliquus</i> Bolli	Lám. XII, Fig. 4
<i>Globigerinoides ruber</i> (D'Orbigny)	Lám. XII, Fig. 5
<i>Globigerinoides sacculifer</i> (Brady)	Lám. XIII, Fig. 1
<i>Hanzawaia boueana</i> (D'Orbigny)	Lám. X, Fig. 3
<i>Haynesina depressula</i> (Walker & Jacob)	Lám. IX, Fig. 5
<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg)	Lám. IX, Fig. 6
<i>Lobatula lobatula</i> (Walker & Jacob)	Lám. IX, Fig. 2
<i>Massilina secans</i> (D'Orbigny)	Lám III, Fig. 1
<i>Melonis padanum</i> (Perconig)	Lám X, Fig. 2
<i>Miliolinella circularis</i> (Bornemann)	Lám. IV, Fig. 5
<i>Miliolinella eburnea</i> (D'Orbigny)	Lám. IV, Fig. 6
<i>Miliolinella webbiana</i> (D'Orbigny)	Lám V, Fig. 1
<i>Neoconorbina terquemi</i> (Rzehak)	Lám. VII, Fig. 6
<i>Neoconorbina terquemi</i> (Rzehak)	Lám. VIII, Fig. 1
<i>Neoeponides auberi</i> (D'Orbigny)	Lám. VII, Fig. 4
<i>Nonion commune</i> (D'Orbigny)	Lám X, Fig. 1
<i>Nubecularia lucifuga</i> Defrance	Lám. II, Fig. 1
<i>Peneroplis pertusus</i> (Forskäl)	Lám V, Fig. 4
<i>Peneroplis planatus</i> (Fichtel & Moll)	Lám V, Fig. 5
<i>Planorbulina mediterraneensis</i> D'Orbigny	Lám. IX, Fig. 3
<i>Quinqueloculina agglutinans</i> D'Orbigny	Lám. III, Fig. 2
<i>Quinqueloculina agglutinans</i> D'Orbigny	Lám. III, Fig. 3
<i>Quinqueloculina aspera</i> D'Orbigny	Lám. III, Fig. 4
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i> D'Orbigny	Lám. III, Fig. 5
<i>Quinqueloculina bicornis</i> (Walker & Jacob)	Lám. III, Fig. 6
<i>Quinqueloculina lucida</i> Karrer	Lám. IV, Fig. 1
<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné)	Lám. IV, Fig. 2
<i>Quinqueloculina undulata</i> D'Orbigny	Lám IV, Fig. 3
<i>Quinqueloculina vulgaris</i> D'Orbigny	Lám. IV, Fig. 4
<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss)	Lám. VII, Fig. 2
<i>Rosalina globularis bradyi</i> (Cushman)	Lám. VIII, Fig. 4
<i>Rosalina globularis bradyi</i> (Cushman)	Lám. VIII, Fig. 5
<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny	Lám VIII, Fig. 3

<i>Rosalina globularis</i> D'Orbigny	Lám. VIII, Fig. 2
<i>Rosalina</i> sp.1	Lám. VIII, Fig. 6
<i>Spirillina vivipara</i> Ehrenberg	Lám. I, Fig. 4
<i>Spiroloculina excavata</i> D'Orbigny	Lám. II, Fig. 6
<i>Textularia agglutinans</i> D'Orbigny	Lám. I, Fig. 2
<i>Textularia pseudogramen</i> Chapman & Parr	Lám. I, Fig. 3
<i>Trichohyalus aguayoi</i> (Bermúdez). Lado espiral	Lám. XI, Fig. 1
<i>Trichohyalus aguayoi</i> (Bermúdez). Lado umbilical	Lám. X, Fig. 6
<i>Triloculina oblonga</i> (Montagu)	Lám V, Fig. 2
<i>Triloculina trigonula</i> (Lamarck)	Lám V, Fig. 3
<i>Trochammina inflata</i> (Montagu)	Lám. I, Fig. 1
<i>Turborotalia quinqueloba</i> (Natland)	Lám. XIII, Fig. 2
<i>Turrispirillina</i> sp.	Lam. I, Fig. 5