

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

**ÚLTIMO Y PRESENTE INTERGLACIAL EN EL ÁREA DE
CONEXIÓN ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO (Sur de España).
VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR,
PALEOCLIMA Y PALEOAMBIENTES.**

Tesis Doctoral
JAVIER LARIO GÓMEZ
Madrid, 1996

Directores:

CARIDAD ZAZO CARDEÑA
*Departamento de Geología.
Museo Nacional de Ciencias Naturales.
Consejo Superior de Investigaciones Científicas.*

JOSE LUIS GOY Y GOY
*Departamento de Geología.
Facultad de Ciencias.
Universidad de Salamanca*

Ponente:

JAVIER DE PEDRAZA GILSANZ
*Departamento de Geodinámica.
Facultad de Ciencias Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid.*

Esta Tesis Doctoral fue defendida el 19 de diciembre de 1996 en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, obteniendo la calificación de Apto Cum Laude por unanimidad.

Premio Extraordinario de Doctorado de la Universidad Complutense de Madrid, 1997.

Galardonado en la **IV Convocatoria del Premio M^a Jesús Ibáñez**, otorgado por la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA), Sociedad Española de Geomorfología (SEG) y la Universidad de Zaragoza, a la Mejor Tesis Doctoral de esa temática presentada entre 1995 y 1999, Junio 1999.

Citar como:

LARIO, J. (1996). Último y Presente Interglacial en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo: variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes. *Tesis Doctoral*, UCM: 269pp.

Licencia CC-Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional (CC BY-NC-SA 4.0)

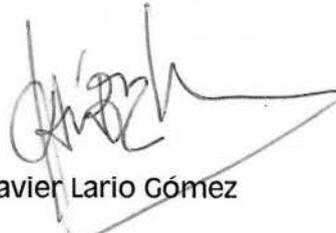


Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), y financiada por los Proyectos de Investigación de la DGICYT PB.89-0049 (Inv. Principal C. Zazo), PB.92-0023 (Inv. Principal C. Zazo) y de la CEE EV5V-CT94-5423 (Inv. Principal J. Lario). Igualmente se ha visto beneficiada por los Proyectos DGICYT PB.92-282 (Inv. Principal J.L. Goy) y CEE-EV5V-CT94-0445 (Responsable español C. Dabrio). La misma es una aportación al Proyecto IGCP 367.

Esta Memoria es presentada por Javier Lario Gómez para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Madrid, noviembre de 1996.

El Doctorando,

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Javier Lario Gómez', written over a diagonal line that extends from the bottom left towards the right.

Javier Lario Gómez

Los Directores,

Dr. Caridad Zazo Cardeña

Dr. Jose Luis Goy y Goy

AGRADECIMIENTOS

En la elaboración de esta Tesis Doctoral se ha contado con la colaboración de muchas personas, que con su aportación científica, técnica, económica e incluso con su apoyo moral, han hecho posible su realización.

En primer lugar quiero mostrar mi agradecimiento a mis Directores de Tesis, CARI ZAZO y JOSÉ LUIS GOY, por el tiempo que me han dedicado así como por su continuo ánimo, consejos y orientaciones. Con sus amplios conocimientos y experiencia científica han enriquecido este trabajo con aportaciones muy valiosas. Igual de valioso ha sido el soporte económico dado por los numerosos proyectos en los que son Coordinadores.

A CRISTINO DABRIO por sus sugerencias, consejos y enseñanzas sobre el terreno de los aspectos sedimentológicos de este trabajo, así como sus ideas sobre la evolución de los medios sedimentarios. Asimismo, su colaboración en la realización de algunos de los esquemas ha sido muy apreciada. La ayuda económica para la realización de muchas de las dataciones ^{14}C realizadas ha sido posible gracias al Proyecto de la Comunidad Europea del que era el Coordinador.

A ANDREW PLATER por su orientación en los estudios de diatomeas, magnetismo y análisis granulométrico, durante mi larga estancia en el Departamento de Geografía de la Universidad de Liverpool.

A MANUEL HOYOS, quien durante mi estancia en el Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales y en los distintos viajes de trabajo a mi zona de estudio, me ha ofrecido su gran conocimiento de la geología de campo, en especial sobre el desarrollo de los sistemas kársticos y su relación con las variaciones del nivel del mar. Especialmente es de agradecer la paciencia demostrada en las múltiples irrupciones que he hecho en su despacho.

A CLAUDE HILLAIRE MARCEL por la realización de las dataciones Th/U y ^{14}C , su ayuda en el campo en la realización correcta de los muestreos, y su inestimables enseñanzas en el tratamiento de los datos.

A FRANCISCO BORJA, JOAQUÍN RODRÍGUEZ VIDAL, FERNANDO DÍAZ DEL OLMO y FRANCISCO GILES por sus sugerencias y críticas sobre el terreno, derivadas de un gran conocimiento de la zona de estudio, y por su agradable compañía y colaboración en las campañas de sondeos. Es de agradecer también la colaboración en campo de LUIS CÁCERES y ANTONIO RODRÍGUEZ.

A JUAN CUERDA por la clasificación de la macrofauna encontrada en los diferentes niveles tirrenienses y holocenos muestreados.

A GIORGIO BELLUOMINI por su colaboración en la realización de las dataciones ^{14}C de los sistemas de flechas litorales.

A ÁNGEL GONZÁLEZ y FRANCISCO SIERRA por sus estudios de micro y macrofauna, y por la realización de análisis isotópicos.

A JAVIER PEDRAZA, quien ha efectuado la labor de tutor de esta Tesis en el Departamento de Geodinámica de la Fac. de CC. Geológicas (UCM).

A LUIS SOMOZA por su colaboración en los trabajos de campo y sus enseñanzas en el campo de la oceanografía y sobre el tratamiento estadístico de las dataciones.

A JAVIER HERNÁNDEZ MOLINA por sus aportaciones en el campo de la oceanografía, especialmente en el de la circulación oceánica en el Estrecho de Gibraltar.

A A.M. LEZINE por la realización de los análisis polínicos.

A FRANK OLDFIELD, Director Ejecutivo del PAGES y JAN BLOEMENDAL, de la Universidad de Liverpool, por sus orientaciones en el campo del magnetismo ambiental y sus aplicaciones en los estudios oceanográficos y paleoclimáticos.

Especialmente entrañable ha sido la colaboración y ayuda de mis compañeros del grupo de investigación: TERESA BARDAJÍ, PABLO SILVA Y ELVIRA ROQUERO.

Quiero hacer mención a mis compañeros durante mis años de estancia en el Museo: SERGIO, ENRIQUE Y JUAN CARLOS con quienes he compartido enriquecedoras charlas de todo tipo y quienes han colaborado intensamente en los últimos días de la elaboración de esta Memoria. Igualmente agradezco la inapreciable colaboración de MANOLO en la elaboración final de esta Memoria.

Mención especial merecen mis amigos TERE, PAI, SSMILK, JONKO Y HERMI quienes me han soportado estoicamente durante estos años, además de ayudarme a pasar buenos momentos.

A ISIDRO, que también ha tenido que aguantar lo suyo.

También quiero expresar mi agradecimiento a mis compañeros de la Universidad de Liverpool, especialmente a CHRIS SPENCER, con quien he pasado muy buenos momentos.

A mi familia, y especialmente a mis padres, PABLO Y PEPI, quienes, aún sin saber muy bien que es lo que hacía, me han ofrecido, como siempre, todo su apoyo.

Por último quiero mostrar mi más cariñoso agradecimiento a YOLANDA, quien me ha dado todo su cariño y apoyo, fundamental en los momentos de desaliento, además de haber participado activamente en la elaboración de esta Memoria.

*A todos,
muchas gracias.*

INDICE

Capítulo 1.

OBJETIVOS, METODOLOGÍA Y MARCO AMBIENTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO	3
1.1. INTRODUCCIÓN	3
1.2 ELECCIÓN Y DELIMITACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO. OBJETIVOS	4
1.3 METODOLOGÍA	6
1.3.1. Estudios de campo	6
1.3.2. Estudios de laboratorio	8
1.3.2.1. Análisis granulométricos	8
1.3.2.2. Análisis de magnetismo ambiental	11
1.3.2.3 Análisis de Diatomeas	14
1.3.2.4 Dataciones isotópicas	15
1.3.2.5 Análisis Paleontológicos	16
1.3.2.6 Análisis auxiliares	16
1.3.3. Estudios de gabinete	17
1.3.3.1. Fotointerpretación y Cartografía	17
1.3.3.2 Tratamiento de dataciones isotópicas	18
1.4 MEDIO FÍSICO	20
1.4.1. Clima	20
1.4.1.1. Mediterráneo oceánico	21
1.4.1.2. Mediterráneo subtropical	21
1.4.2. Características Oceanográficas	21
1.4.2.1. Vientos	22
1.4.2.2. Régimen de oleaje	23
1.4.2.3. Régimen de Mareas	24
1.4.2.4. Dinámica actual de las masas de agua atlántica y mediterránea	25
1.4.2.5. Los giros anticiclónicos de agua atlántica entrante	27
1.5. MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE CONEXIÓN ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO	29
1.5.1. Cordilleras Béticas	29
1.5.1.1. Zonas Internas	30
1.5.1.2. Zonas Externas	31
1.5.2. Depresión del Guadalquivir	32
1.5.2.1. Substrato Hercínico	32
1.5.2.2. Los Materiales Neógenos	32
1.5.2.3. Evolución de la Cuenca desde el Neógeno	34
1.5.3. Historia Neotectónica de las Cordilleras Béticas	36

Capítulo 2.

CUATERNARIO Y CAMBIO CLIMÁTICO	43
2.1. CRONOLOGÍA DEL CUATERNARIO	43
2.1.1. Cronología y Terminología	43
2.1.2. Escala Paleomagnética	44
2.1.3. Escala de Isótopos del Oxígeno	45
2.2. CAMBIO CLIMÁTICO Y CUATERNARIO	48
2.2.1. Origen del Cambio Climático. Teoría de Milankovitch	48
2.2.2. Registro Geológico de los cambios climáticos desde el Último Interglacial. <i>Relación entre su ciclicidad y la Teoría de Milankovitch</i>	51
2.2.2.1. Estadio Isotópico 5	51
2.2.2.2. Estadio Isotópico 4	53
2.2.2.3. Estadio Isotópico 3	53
2.2.2.4. Estadio Isotópico 2	53
2.2.2.5. Estadio Isotópico 1	54
2.2.2.6. Consideraciones	54
2.2.3. Variaciones climáticas durante el Presente Interglacial	55
2.2.3.1. Última Oscilación Glacial (Late Glacial Climatic Oscillation)	56
2.2.3.2. Younger Dryas	56
2.2.3.3. Holoceno inferior (Early Holocene amelioration)	57
2.2.3.4. Óptimo Climático (Hypsitermal)	57
2.2.3.5. Deterioro del Holoceno superior (Late Holocene deterioration)	58
2.2.3.6. Pequeño Óptimo Climático (Fase Cálida Medieval)	58
2.2.3.7. Pequeña Edad del Hielo	58
2.2.4. Variaciones del nivel del mar en relación con el clima global desde el Último Interglacial	59
2.3. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA MEDITERRÁNEA Y ATLÁNTICA ADYACENTE: Los Estratotipos	61
2.3.1. Italia	61
2.3.2. Marruecos	62

Capítulo 3.

EL REGISTRO DE LAS VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL PLEISTOCENO. IMPORTANCIA DEL ÚLTIMO INTERGLACIAL	67
3.1. EL PLEISTOCENO DEL SUR PENINSULAR	67
3.1.1. El Tránsito Plio-Pleistoceno	67
3.1.1.1. Área Atántica: los depósitos plio-pleistocenos del Golfo de Cádiz	67
3.1.1.2. Área Mediterránea	70
3.1.2. Los episodios marinos pleistocenos de las áreas adyacentes	71

3.1.2.1. Almería	71
3.1.2.2. Alicante - Murcia	72
3.2. LOS NIVELES MARINOS PLEISTOCENOS EN EL ÁREA DE CONEXIÓN ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO: DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS Y CRONOLOGÍA	73
3.2.1. Área Mediterránea	74
3.2.1.1. Descripción de los depósitos marinos	74
3.2.1.2. Cronología	82
3.2.2. Área de conexión Atlántico - Mediterráneo: Estrecho de Gibraltar	85
3.2.2.1. Descripción de los depósitos marinos	85
3.2.2.2. Cronología	91
3.2.3. Área Atlántica: Golfo de Cádiz	94
3.2.3.1. Descripción de los depósitos marinos	94
3.2.3.2. Cronología	101
3.3. INFLUENCIA DE LA NEOTECTÓNICA EN LA DISPOSICIÓN DE LOS DEPÓSITOS MARINOS	103
3.3.1. Contexto Sismotectónico	103
3.3.2. Análisis Neotectónico de la distribución espacial de los episodios marinos cuaternarios	104
3.3.2.1. Evaluación de las tasas de movimientos verticales para los últimos 100ka	105
3.3.2.2. Distribución espacial de los episodios marinos	107
3.3.3. Comportamiento Neotectónico de la Zona de Estudio: Modelo Geodinámico	109
3.3.4. Discusión de los resultados	110
3.4. VARIACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR EN EL ÚLTIMO INTERGLACIAL. RELACIÓN CON EL PENÚLTIMO INTERGLACIAL	112
3.4.1. Tratamiento de las Dataciones Isotópicas	112
3.4.2. Altas paradas del nivel del mar en el Área de Conexión Atlántico - Mediterráneo y Zonas cercanas de la Península Ibérica en el Último Interglacial	116
3.4.2.1. Pre-Estadio Isotópico 7	117
3.4.2.2. Estadio Isotópico 7: Penúltimo Interglacial	117
3.4.2.3. Tránsito Estadio Isotópico 6/5e	120
3.4.2.4. Estadio Isotópico 5; Último Interglacial	120
3.4.3. Relación con el Registro Global	121
3.4.4. Conclusiones Paleoclimáticas	125
 Capítulo 4.	
EL PRESENTE INTERGLACIAR EN EL ÁREA DE CONEXIÓN ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO	133
4.1 EL CONTROL DE LAS DIFERENTES UNIDADES MORFOSEDIMENTARIAS LITORALES	133
4.1.1. Factores globales	133

4.1.2. Factores regionales	135
4.2 LAS UNIDADES MORFOSEDIMENTARIAS COSTERAS. SU EVOLUCIÓN TEMPORAL	137
4.3 CLASIFICACIÓN DE COSTAS Y ESTUARIOS	138
4.4 SISTEMAS DE FLECHAS LITORALES	139
4.4.1. Características de los sistemas de flechas litorales	141
4.4.2. Resultados y tratamiento de las dataciones ¹⁴ C	142
4.4.3. Sistemas de flechas litorales en el Área Mediterránea	148
4.4.3.1. Sistema de Roquetas	148
4.4.3.2. Sistema de Calahonda	150
4.4.3.3. Sistema de la Atunara-Tómbolo de Gibraltar	150
4.4.4. Sistemas de flechas litorales en el Área Atlántica	152
4.4.4.1. Sistema de Ayamonte	152
4.4.4.2. Sistema de el Rompido	154
4.4.4.3. Sistema de Punta Umbría	156
4.4.4.4. Sistema de Doñana	160
4.4.4.5. Sistema de Valdelagrana	164
4.4.5. Conclusiones	166
4.5 SISTEMAS DE LLANURAS DELTÁICAS: EVOLUCIÓN DE ESTUARIOS - DELTA	168
4.5.1. Período entre ca. 6.000 y 2.500 yr BP	168
4.5.2. Período entre ca. 2.500 y 500 yr BP	168
4.5.3. Período entre ca. 500 yr BP y la actualidad	169
4.6. SISTEMAS DE MARISMAS: EVOLUCIÓN DE ESTUARIOS - DELTA/ESTUARIOS ISLA BARRERA - LAGOON/MARISMA	170
4.6.1. Marismas del Guadalete (Bahía del Puerto de Santa María, Cádiz)	171
4.6.1.1. Columna sedimentológica	173
4.6.1.2. Análisis granulométricos	174
4.6.1.3. Análisis de magnetismo ambiental	178
4.6.1.4. Análisis paleontológico e isotópico	180
4.6.1.5. Evolución ambiental	182
4.6.2. Marismas del Guadalquivir	190
4.6.2.1. Columna sedimentológica y análisis granulométrico	191
4.6.2.2. Análisis de magnetismo ambiental	196
4.6.2.3. Análisis paleontológicos	199
4.6.2.4. Interpretación ambiental	202
4.6.3. Marismas del Odiel	206
4.7. SISTEMAS EÓLICOS	209
4.7.1. Los depósitos eólicos de El Asperillo - Doñana	209
4.7.1.1. Cronología de los depósitos	213
4.7.1.2. Conclusiones paleoambientales	213
4.8. LAGUNAS LITORALES	215

4.8.1. Laguna de las Madres	215
4.8.1.1. Análisis polínicos	216
4.8.1.2. Conclusiones paleomambientales	218
4.9. TERRAZAS, SOCAVES Y PLATAFORMAS	219
4.10. CONCLUSIONES: VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL PRESENTE INTERGLACIAL	220
 Capítulo 5.	
CONCLUSIONES: VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL ULTIMO Y PRESENTE INTERGLACIAL. IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS	231
5.1. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS EN RELACIÓN A LOS REGISTROS OCEANOGRÁFICOS DE ÁREAS PRÓXIMAS	231
5.2. CONCLUSIONES EN RELACIÓN A NUESTROS REGISTROS	234
 BIBLIOGRAFÍA	 243

Capítulo 1

Capítulo 1

OBJETIVOS, METODOLOGÍA Y MARCO GEOAMBIENTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.1. INTRODUCCIÓN

La presente Tesis se ha desarrollado dentro de varios proyectos de investigación, tanto nacionales como internacionales, de carácter pluridisciplinar en los que se perseguían unos objetivos más amplios que los del presente trabajo.

Nuestra investigación se ha visto por consiguiente beneficiada gracias a distintas fuentes de financiación. El autor ha disfrutado de una Beca de Formación de Personal Investigador (Programa Promoción General del Conocimiento) del Ministerio de Educación y Ciencia, durante el período 1991-94. Esta beca ha estado asociada al Proyecto de la DGICYT PB89-0049 *Geomorfología, paleoclimatología y paleoambientes de los depósitos cuaternarios marinos y continentales del litoral de Cádiz y Málaga (Guadalquivir-Guadalhorce). Relaciones entre el Tirreniense (SE Peninsular), Ouljiense (SW Peninsular) y Jandiense (Islas Canarias)*, y a su continuación, Proyecto DGICYT PB92-0023 *Geología, paleoclimatología y paleoambiente del inicio y fin de un Interglacial: Últimos 120.000 años. Datos para una predicción fiable en el litoral atlántico (Estrecho de Gibraltar-Islas Canarias)*, ambos dirigidos por la Dra.C.Zazo, desarrollándose en el Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). También se ha visto beneficiada, en particular para la costa Mediterránea, del Proyecto DGICYT PB92-282 *Líneas de Costa Cuaternarias, geomorfología y neotectónica en el litoral Balear-Levante español*, dirigido por el Dr. José Luis Goy.

Durante este período se ha participado además en el Convenio Universidad de Salamanca-SECEGSA (Sociedad Española para la Comunicación de Estrecho del Gibraltar) *Estudio del Cuaternario, Geomorfología y Neotectónica del Estrecho de Gibraltar*, coordinado por el Dr.J.L.Goy y la Dra.C.Zazo.

La participación del autor en el Proyecto de la CEE *Recent climate change and coastal evolution in southern Spain: Forecast for future coastal changes and hazards* (UCM-CSIC, 1993-95. Responsable español C.J.Dabrio), integrado dentro del Proyecto CEE EV5V-CT94-0445 *Climate change and coastal evolution in Europe*, ha permitido complementar las investigaciones realizadas dentro de los proyectos anteriores.

Finalmente, el desarrollo por parte del autor del Proyecto EV5V-CT94-5243 *Climate Change, sea-level changes and coastal evolution during the Holocene in the Atlantic-Mediterranean linkage area*, en el Departamento de Geografía de la Universidad de Liverpool (UK) durante 1995-96, disfrutando de una Research Fellowship de la Comisión de las Comunidades Europeas, dentro del Programa Medio Ambiente y Riesgos, ha permitido el uso de unas técnicas necesarias para la finalización del presente trabajo.

Esta Tesis es también una aportación al Proyecto IGCP 367 *Late Quaternary coastal records of rapid change: Application to Present and Future conditions*.

1.2. ELECCIÓN Y DELIMITACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO. OBJETIVOS

La delimitación de la zona de trabajo, enmarcada dentro de los proyectos de investigación anteriormente mencionados, se ha basado en la situación de tránsito entre dos áreas litorales con características oceanográficas diferentes pero interdependientes.

El área peninsular de conexión entre el Atlántico y Mediterráneo presenta un interés indudable para el estudio de los depósitos marinos cuaternarios.

Por un lado, la actividad neotectónica durante el Cuaternario en todo el área hace posible distinguir un gran número de episodios marinos, permitiendo realizar secuencias cronológicas de los mismos. Del mismo modo, los complejos sedimentarios holocenos permiten obtener a su vez un completo registro del final del Cuaternario.

Por otra parte, la situación de los depósitos en áreas oceanográficas distintas, pero claramente interrelacionadas, permite comparar los diferentes registros obtenidos en ambas áreas a partir de situaciones paleoclimáticas y paleoambientales interdependientes.

La zona de trabajo (figura 1.1) permite diferenciar tres áreas de características diferentes: el **Área Mediterránea**, que abarca parte de la provincia de Granada y Málaga, el **Área de Conexión Atlántico-Mediterráneo** (Estrecho de Gibraltar) y el **Área Atlántica**, que engloba el Golfo de Cádiz (provincias de Huelva y Cádiz).

Dentro de este contexto, el objetivo principal del trabajo ha sido el estudio de las variaciones del nivel del mar y su relación con las condiciones climáticas y ambientales, centrándonos en particular en el Último y Presente Interglacial. Dicho objetivo integra seis apartados fundamentales:

- Elaboración de esquemas y cartografías parciales que engloben los datos existentes y los adquiridos, sobre los niveles marinos en el área de estudio.
- Estudio de las características sedimentarias de los depósitos y su relación con cambios del nivel del mar y ambientales.
- Reconocimiento de diferentes unidades morfosedimentarias y su evolución en relación con los procesos de erosión/progradación costera.
- Estudio y evaluación de la actividad neotectónica en función del dispositivo geométrico y espacial de los depósitos marinos.
- Establecimiento de secuencias temporales de los episodios marinos, que, junto con la adquisición de un importante conjunto de dataciones isotópicas, permita establecer una cronología relativa y absoluta de las variaciones del nivel del mar, fundamentalmente en los últimos 200 Ka.
- Correlación de las variaciones del nivel del mar con las variaciones climáticas y ambientales ocurridas durante el Último y Presente Interglacial.

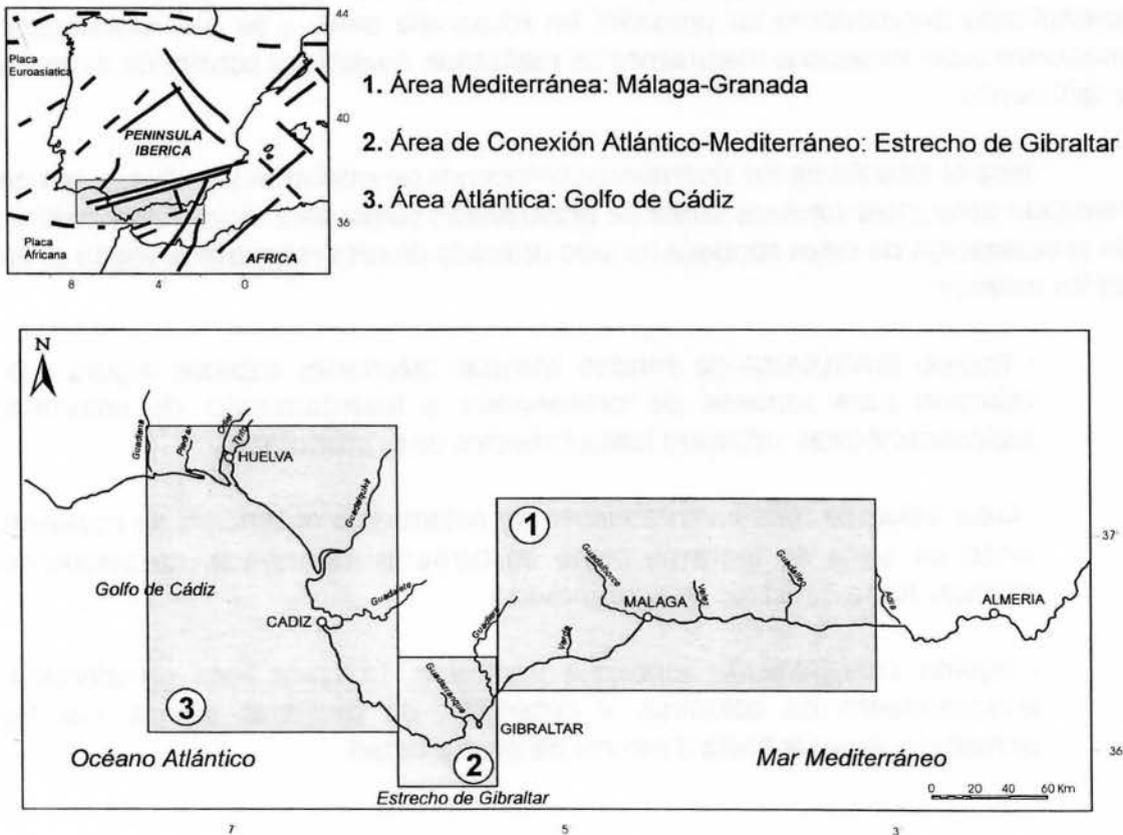


Figura 1.1. Zona de trabajo con las áreas que la comprenden.

1.3. METODOLOGÍA

1.3.1. ESTUDIOS DE CAMPO

Se han localizado e identificado diferentes depósitos marinos encuadrándolos en distintas Unidades Morfosedimentarias. En cada depósito se han identificado las estructuras sedimentarias y las facies. Se ha realizado un levantamiento de corte (en afloramientos) y de columnas (en sondeos), para posteriormente realizar un muestreo selectivo para futuros análisis.

Para el análisis neotectónico, se han medido las alturas de los depósitos con altímetro ALTIPLUS AL (error $\pm 0,5$ m.), con un mínimo de cinco medidas por depósito, teniendo de referencia el nivel medio de pleamar. Siempre se ha tomado de referencia la altura alcanzada por el máximo transgresivo.

Un muestreo sistemático de las distintas unidades ha sido llevado a cabo para la realización de diferentes análisis. En el caso de depósitos marinos cementados, se ha muestreado directamente, obteniendo muestras de fauna y petrológicas para posteriores estudios. En el caso de flechas litorales, se han identificado previamente las unidades en fotografía aérea y se han muestreado mediante catas excavadas manualmente, realizando muestreos continuos de fauna y sedimento.

Para el estudio de los sedimentos holocenos de marismas y turberas, se han realizado diferentes sondeos tanto de prospección como para muestreo y análisis. En la realización de estos sondeos ha sido utilizada diversa maquinaria según el fin de los mismos:

- Equipo EIJKELKAMP de sondeo manual. Diferentes cabezas (figura 1.2). Utilizado para sondeos de prospección y levantamiento de columnas sedimentológicas. Utilizado hasta 6 metros de profundidad.
- Rusa. Utilizada para levantamiento de columnas y obtención de muestras tanto en áreas de marisma como en turberas (figura 1.3). Ha permitido alcanzar hasta 8 metros de profundidad.
- Equipo EIJKELKAMP de sondeo a percusión. Utilizada para prospección, levantamiento de columnas y obtención de muestras (figura 1.4). Ha permitido alcanzar hasta 8 metros de profundidad.

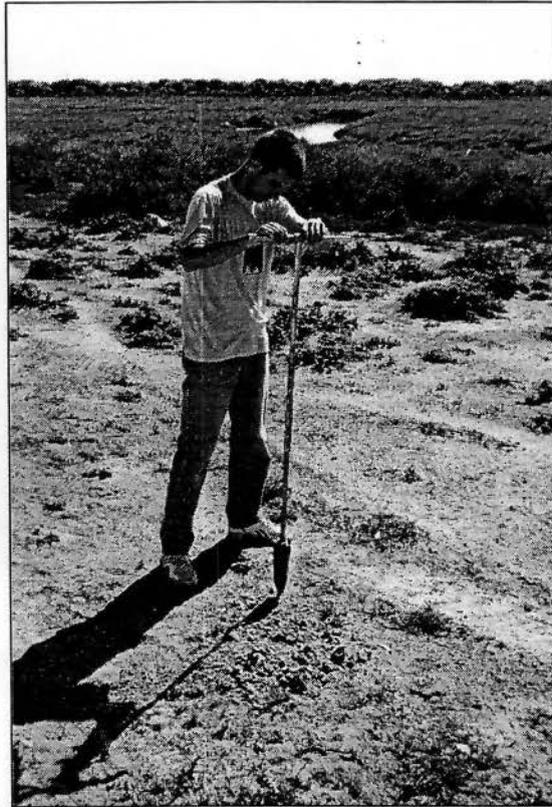


Figura 1.2. Máquina de perforación manual EIJKELKAMP.



Figura 1.3. Máquina de perforación manual tipo "Rusa".



Figura 1.4. Máquina de perforación a percusión EIJKELKAMP.

Así mismo, se han utilizado también sondeos realizados por otras entidades para la obtención de muestras, como el realizado por rotación con testigo continuo en el Puerto de Santa María por GEOCISA, que con una profundidad entre 20 y 40 m. ha permitido la obtención de registro de sedimento que abarca la secuencia de la parte alta del Pleistoceno superior y todo el Holoceno.

1.3.2. ESTUDIOS DE LABORATORIO

1.3.2.1. Análisis Granulométricos

Los análisis han sido realizados en su totalidad por el autor de esta Tesis en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geografía de la Universidad de Liverpool, Reino Unido.

Dichos análisis se efectuaron en muestras obtenidas de los sondeos LL (Lucio del Lobo, Doñana, 7,60 m. de profundidad; muestreado cada 10 cm.), LP (Lucio del Pescador, Doñana, 7,60 m. de profundidad; muestreado cada 20 cm.) y PSM-104 (Puerto de Santa María, Bahía de Cádiz, 33 m. de profundidad; muestreo variable).

La muestra ha sido sumergida en una dilución de H_2O_2 para quemar la materia orgánica. La muestra resultante ha sido tamizada con malla de $730 \mu m$ ya

que se ha observado que es el tamiz que corresponde con 900 μm en el medidor Coulter. La fracción mayor de 730 μm no ha sido tenida en cuenta debido a que en ningún caso sobrepasa el 5% en peso de la misma. A la muestra resultante se le ha añadido dispersante CALGON (mezcla de hexametáfosfato de sodio y carbonato de sodio) a fin de evitar floculación en las arcillas.

El análisis ha sido realizado con un Contador COULTER LS 130, basado en la difracción de la luz emitida por un láser. El sistema cuenta con 126 fotodiodos-detectores para medidas de alta resolución utilizando el modelo de refracción Fraunhofer, lo que permite la utilización de 100 canales para detectar la distribución del tamaño de partícula. El rango de medida usual es entre 0,4 y 900 μm , si bien se ha utilizado el modelo PIDS (*Polarisation Intensity Differential of Scattered Light*) a fin de obtener información de las partículas entre 0,1 y 0,4 μm , por lo que el rango de tamaño de partículas medido en este trabajo es entre 0,1 y 900 μm . La medida se ha realizado tanto en tamaño de grupo de canal como de diámetro de partícula, tanto para medida diferencial como acumulada "menor que" o "mayor que" las distribuciones calculadas en % de volumen y % de área (Coulter Corporation, 1992).

ESTADÍSTICA UTILIZADA

El Contador COULTER LS 130 viene acompañado de un programa informático con el que se calculan una serie de parámetros tanto por método estadístico aritmético como geométrico. Dado que este último tiende "a obviar" los límites de la muestra, se ha optado por utilizar el modelo aritmético. El programa calcula: media, mediana, moda, varianza, desviación estándar, coeficiente de variación, límite de confianza, *Skewness* y *Kurtosis*. Debido a que los parámetros son calculados en base a las medidas en μm y dado que para nuestros análisis sedimentológicos se ha creído más conveniente utilizar las medidas en ϕ , de mayor aceptación internacional, sólo se ha usado la media, moda y mediana dada por el programa, según las siguientes expresiones

$$\text{Media } \bar{X}_a = \frac{\sum X_c \cdot h_c}{\sum n_c} \quad \text{donde } X_c = \begin{array}{l} \text{tamaño medio del canal, en } \mu\text{m para} \\ \text{diámetro, en } \mu\text{m}^2 \text{ para área y } \mu\text{m}^3 \text{ para} \\ \text{volumen} \end{array}$$

$$\text{Moda} = \frac{(\text{menor}_{\text{máximo } X_c}) + (\text{mayor}_{\text{máximo } X_c})}{2}$$

$$\text{Mediana} = r_c (\text{tamaño}_{\text{pico superior}} - \text{tamaño}_{\text{pico inferior}}) + \text{tamaño}_{\text{pico inferior}}$$

$$\text{donde } r_c = \frac{(50\% - \%_{\text{pico menor}})}{\%_{\text{pico menor}}}$$

transformándolas directamente a phi ($\phi = -\log_2 (\mu\text{m})$). Los percentiles dados por el programa en μm han sido recalculados igualmente a phi y a partir de los mismos se han recalculado los parámetros *Skewness*, *Kurtosis* y Desviación Estándar o Selección, en modelo gráfico, según las siguientes expresiones de Folk y Ward (1957):

$$\text{Skewness } SK_i = \frac{(\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

$$\text{Kurtosis } K_G = \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

$$\text{Desviación Estándar } \sigma_i = \frac{(\phi_{84} - \phi_{16})}{4} + \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{6,6}$$

Estos parámetros pueden ser agrupados en varios conjuntos según la información que ofrecen (McManus, 1988):

Medidas de los tamaños más comunes: Viene dado por la *media*, la *moda* y la *mediana*.

Medidas sobre la distribución de la muestra: Viene dado tanto por la *Selección* o *Desviación Estándar* gráfica, como por el parámetro *media/mediana*. Los sedimentos bien seleccionados tienen valores bajos del primero y tienden a uno en el segundo.

Medidas sobre la distribución preferencial de la muestra: Viene dado por *Skewness*, que marca el grado de simetría de una distribución granulométrica. Su valor es positivo o negativo según exista mayor cantidad de finos o mayor cantidad de material grosero dentro de una distribución normal.

Medidas sobre la concentración de la muestra: Viene dado por *Kurtosis* y está relacionada con la dispersión y la normalidad de una distribución. Muestra el grado de "agudeza" de una distribución, aunque su interpretación en términos geológicos no está clara (Boggs, 1987).

Igualmente se ha realizado una curva de distribución granulométrica de cada muestra representada por el tamaño en μm en el eje abscisas, y su distribución en % de volumen en el eje de ordenadas.

1.3.2.2. Análisis de Magnetismo Ambiental

Los análisis han sido realizados en su totalidad por el autor de esta Tesis en el Laboratorio de Magnetismo Ambiental (*Environmental Magnetism Laboratory*) del Departamento de Geografía de la Universidad de Liverpool, Reino Unido.

Se han realizado en las muestras obtenidas de los sondeos LL (Lucio del Lobo, Doñana, 7,60 m. de profundidad; muestreado cada 10 cm.), LP (Lucio del Pescador, Doñana, 7,60 m. de profundidad; muestreado cada 20 cm.) y PSM-104 (Puerto de Santa María, Bahía de Cádiz, 28 m. de profundidad; muestreo variable).

Cada muestra ha sido secada a 40°C, molida, pesada y empaquetada con plástico tipo *foam* e introducida en un bote de poliestireno de 10 ml., donde se ha compactado suavemente para "asentar" la muestra y evitar movimiento de partículas durante la medida de propiedades.

INTRODUCCIÓN AL MAGNETISMO AMBIENTAL

La diferencia entre Paleomagnetismo y Magnetismo Ambiental radica en que el paleomagnetismo utiliza las propiedades del Magnetismo Natural Remanente, el cual es medido y usado para datar sedimentos y rocas, mientras que el Magnetismo Ambiental estudia la respuesta de un material a un rango de campos magnéticos artificial que se aplican para determinar el carácter magnético de una muestra determinada (Thompson y Oldfield, 1986).

El Magnetismo Ambiental se basa en la tendencia de los componentes férricos a permanecer como trazadores durante largos períodos de tiempo, especialmente los óxidos magnéticos (Thompson y Oldfield, 1986).

En general, todos los materiales muestran alguna reacción a la aplicación de campos magnéticos, de acuerdo con las diferentes propiedades de los mismos. De este modo, se pueden identificar varias categorías de magnetismo:

Diamagnetismo. Los minerales diamagnéticos adquieren un alineamiento negativo. Esto resulta por un debilitamiento del magnetismo negativo, que se pierde al aplicar el campo magnético.

Paramagnetismo. Esto ocurre cuando los átomos, iones o moléculas presentan un momento magnético dipolar permanente.

Ferromagnetismo. Es el magnetismo espontáneo que existe en ausencia de un campo magnético.

Ferrimagnetismo. Los materiales ferrimagnéticos tienen los momentos magnéticos orientados en dirección antiparalela de tal modo que la suma de los momentos en una dirección excede de la de los otros. Si a los minerales ferrimagnéticos se le aplica un campo magnético, se produce un fuerte alineamiento positivo.

Anti-ferrimagnetismo. Las mismas características que el ferrimagnetismo, pero los momentos magnéticos en las diferentes direcciones son idénticos, por lo que el magnetismo neto es nulo.

Los materiales no solo pueden ser divididos respecto a su mineralogía magnética, como se ha visto, sino también respecto a su granulometría magnética. La granulometría magnética se expresa en términos de dominios y aunque no se corresponde totalmente con la granulometría de las partículas del material, ambas están relacionadas. En un cristal (expresado como Multidominio o *MD*) se puede pensar que existen invisibles compartimentos o subdivisiones separadas entre ellas por los "muros" de los dominios (*domain walls*). Cuando una partícula magnética disminuye, se hace energéticamente no ventajoso dividirla en diferentes dominios, de tal modo que cada partícula forma su propio dominio magnético. Estas partículas se denominan *SSD (Stable Single Domain, Dominio Único Estable)*. Entre partículas *MD* y *SSD* existen unas partículas denominadas *PSD (Pseudo Single Domain)* con características intermedias. Por debajo del límite *SSD* las partículas son muy pequeñas para retener el magnetismo remanente a temperatura ambiente y se denominan *SP (Superparamagnéticas)*. Entre partículas *SP* y *SSD* existe un fino rango de partículas que responden a los cambios en el campo magnético con retardo denominadas *FV (Fine Viscous grains)* (Thompson y Oldfield, 1986).

MEDIDAS REALIZADAS

Los parámetros medidos en cada muestra han sido:

Susceptibilidad Magnética. Corresponde a la susceptibilidad magnética de baja frecuencia (LF) y se ha medido utilizando un medidor de susceptibilidad Bartington MS2 con sensor de frecuencia dual MS2B. La medida se realiza a baja frecuencia (0.47kHz) con un nivel de ruido de 10^{-6} SI unidades.

Este parámetro mide el grado en que un sedimento puede ser magnetizado. Esta propiedad está influenciada por la presencia de minerales ferromagnéticos y es proporcional a su concentración. Indica la relación entre la magnetización inducida en la muestra y la intensidad del campo magnético que se le ha aplicado.

Susceptibilidad Magnética de alta frecuencia. Se ha medido con los mismos aparatos pero a alta frecuencia (4.7 kHz).

ARM (Anhysteretic Remanet Magnetization - Magnetización Anhistérica Remanente). Se ha medido exponiendo la muestra a un campo magnético constante (dc. *bias field*) en presencia de un campo magnético alternante decreciente a partir de un pico máximo de 100 mT. El *bias field* utilizado ha sido de 0.04 mT, considerado similar al campo magnético terrestre. El campo magnético alternante ha sido generado en una unidad de desmagnetización MOLSPIN ac. (en el caso de los sondeos LL y LP) o DTech-D2000 (en el caso del sondeo PSM-104). El resultado ha sido medido en un *Spinning Fluxgate magnetometer* de la casa MOLSPIN. Está relacionado con la concentración de minerales magnéticos en el rango SSD.

IRM (Isothermal Remanent Magnetization - Magnetización Isothermal Remanente). Se mide sometiendo la muestra a una sucesión de campos magnéticos dc. que aumentan gradualmente y midiendo su correspondiente respuesta. El campo es generado por un *pulse magnetizer* de la casa MOLSPIN y medido en un *Spinning Fluxgate magnetometer* de la misma marca. Los campos generados han sido de -20mT, -30mT, -40mT, -50mT, -100mT y -300mT.

SIRM (Saturation IRM - Magnetización Isothermal Remanente por Saturación). Es la máxima remanencia que se puede conseguir en una muestra, producida por la aplicación de un alto campo magnético (1000 mT). Es medida igual que IRM.

Todas estas medidas han sido recalculadas en base a la masa de la muestra analizada, a partir de las cuales otros parámetros han sido también calculados. De este modo, los parámetros utilizados en el trabajo son:

Susceptibilidad Magnética (χ)

Susceptibilidad Magnética de alta frecuencia (χ_{HF})

Susceptibilidad Magnética Frecuencia-dependiente (χ_{FD} y $\chi_{FD\%}$). Es la diferencia entre la medida de alta frecuencia y la de baja frecuencia expresado en términos de masa específica o en porcentaje del valor de baja frecuencia ($100(\chi_{FD} - \chi_{HF})/\chi_{FD}$).

SIRM. Es más sensible a cambios en la mineralogía y el tamaño de grano que la susceptibilidad.

Susceptibilidad Anhistérica (χ_{ARM}). Corresponde a la intensidad de ARM adquirida por unidad de campo constante aplicado (*bias field*). Es particularmente sensible a la presencia de partículas SD y PSD.

$\chi_{ARM}/SIRM$.

$SIRM/\chi$. Este parámetro responde a la mezcla de minerales y su tamaño de partícula. Bajos valores ($<100 \text{ kAm}^{-1}$) son característicos cuando los minerales ferrimagnéticos son dominantes.

$SIRM/\chi_{ARM}$. En muestras dominadas por minerales ferromagnéticos este parámetro es indicativo de relativas variaciones en el tamaño de grano magnético. Un valor bajo puede ser resultado de la alta concentración de partículas SSD en la muestra (King *et al.*, 1982).

χ_{ARM}/χ . Este parámetro es utilizado para determinar la concentración de finos minerales magnéticos (SSD) en la muestra. Un incremento de su valor indica que la proporción de minerales magnéticos finos empieza a crecer (Banerjee *et al.*, 1981). Es un buen indicador de la granulometría magnética (Maher, 1988).

$\chi_{ARM}/SIRM$. Este parámetro parece estar fuertemente relacionado con el tamaño de grano de magnetismo en el rango de SSD/MD (Maher, 1988). Altos valores se obtienen de partículas magnéticas del dominio SSD.

IRM_{-20mT} , IRM_{-30mT} , IRM_{-40mT} , IRM_{-50mT} , IRM_{-100mT} , IRM_{-300mT} . *Backfields* expresadas en porcentaje.

HIRM (Hard Isothermal Remanent Magnetization). Diferencia entre SIRM e IRM_{-300mT} . Está expresado tanto en términos de masa específica como en porcentaje.

Soft IRM. Magnetización remanente de una muestra después de aplicar un campo de -20mT. Expresada en términos de porcentaje. Se ha reconocido como un indicador de magnetita.

1.3.2.3. Análisis de Diatomeas

Para el análisis de diatomeas de las mismas muestras analizadas para magnetismo y granulometría, se han seguido varios procedimientos.

Un gramo de sedimento ha sido mezclado con H_2O_2 diluida al 20% a fin de quemar la materia orgánica presente. La dilución ha sido montada en un lámina

delgada con Naphrax. En los casos en los que la presencia de arcillas o carbonatos "ensucian" la lámina delgada, se han seguido diversos procedimientos para eliminarlos sin dañar las diatomeas.

Para la eliminación de carbonatos se ha introducido la muestra en HCl 1M y se ha quemado la materia orgánica con H₂O₂ 20%. El resultado se ha centrifugado 4 veces con agua bidestilada a 1200 rpm durante 4 minutos. Una última centrifugación a la misma velocidad y tiempo pero con NH₃ se ha realizado a fin de estabilizar la disolución de los carbonatos.

Para la eliminación de arcillas se ha disuelto la muestra en HCl 25% y se ha calentado en una placa calentadora durante 30 min. a 100°C. Seguidamente se ha mezclado con NO₃H concentrado y se ha calentado durante 2h. a 120°C. Posteriormente ha sido centrifugado 6 veces a 1200 rpm durante 8 minutos (Funkhouser y Evitt, 1959; Bates *et al.*, 1978; Sherrod *et al.*, 1989). A continuación se ha realizado la lámina delgada.

La lámina ha sido estudiada con microscopio petrográfico realizándose de 15 a 20 transectos en cada una, o hasta que se han contado y clasificado 300 ejemplares. La clasificación ha sido realizada en base a los estudios de Van der Werff y Huls (1957), Hendey (1964) y Kramer y Large-Bertalot (1986, 1988, 1991a, 1991b).

1.3.2.4. Dataciones Isotópicas

DATACIONES Th/U

Las dataciones Th/U han sido realizadas en el Laboratorio del GEOTOP de la Université du Québec à Montréal (Canadá). En todas las dataciones realizadas para esta Tesis se ha utilizado la técnica TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), debido a su mayor fiabilidad en los resultados.

DATACIONES POR ¹⁴C

Las dataciones por ¹⁴C han sido realizadas en los siguientes laboratorios:

UQ. GEOTOP, Université du Québec à Montréal (Canadá).

R. Centro di Studio per la Geochimica Applicata a la Stratigrafia Recente. CNR Dipartimento Fisica, Università "La Sapienza", Roma (Italia).

LGQ. Laboratoire du Géologie du Quaternaire, CNRS, Marsella (Francia).

IRPA. Institut Royal du Patrimoine Artistique, Bruselas (Belgica).

Utc. Utrech Van der Graff (Países Bajos).

GX. Geochron Laboratories, Krueger Enterprises Inc., Cambridge (USA).

Los análisis han sido efectuados tanto por α -espectometría como por AMS (*Accelerator Mass Spectrometer*), este último utilizado en los casos en que ha existido poca cantidad de muestra disponible o cuando se quería obtener alta precisión en la edad de la muestra.

Han sido datadas tanto conchas procedentes de los sistemas de flechas litorales y de sondeos, como niveles de turba, restos vegetales y niveles orgánicos.

1.3.2.5. Análisis Paleontológicos

La clasificación de la macrofauna procedente de los depósitos marinos pleistocenos y de los sistemas de flechas litorales holocenos y playas actuales ha sido realizada por Juan Cuerda (Mallorca).

Los estudios y clasificación de la macro y microfauna procedente de los sondeos LL, LP y PSM-104 han sido realizados por el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca por los Drs A. González y F. Sierro. Se han realizado estudios tafonómicos (fragmentación, abrasión, bioerosión y bioincrustación) y paleoecológicos.

Para los análisis micropaleontológicos las muestras se secaron a 50°C durante 24 horas, se pesaron y se disgregaron en una solución de agua con hexametáfosfato sódico para facilitar la dispersión de las arcillas. Una vez disgregadas, se tamizaron a 62 μm y 125 μm . El residuo fue pesado en seco con el fin de obtener la abundancia de los componentes biogénicos por unidad de peso de sedimento seco. Los estudios cuantitativos fueron realizados sobre la fracción mayor de 125 μm en una cuadrícula, una vez fraccionada la muestra mediante un microcuarteador. En el recuento se han considerado todos los restos biogénicos, ya sean individuos completos o fragmentos.

1.3.2.6. Análisis auxiliares**POLEN**

Los análisis polínicos han sido realizados por A.M. Lezine (URA 1761-CNRS, Paleontologie et Stratigraphie, Paris, Francia) y M. Deneffe (URA 141-CNRS, Géographie Physique, Meudon, Francia). Se han empleado muestras de los sondeos LP, LL (Marismas del Gualdalquivir) y Laguna de las Madres (Huelva), donde el buen desarrollo de niveles de turba durante el Holoceno medio y superior permitían obtener una secuencia polínica completa de este intervalo. Asimismo, han sido

realizados estudios polínicos de los depósitos de turba y niveles orgánicos del acantilado de El Asperillo (Huelva).

ISÓTOPOS ESTABLES

Los análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) se han llevado a cabo en el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca por espectrometría de masas, lo que permite realizar el análisis con poca cantidad de muestra. Han sido analizados los isótopos estables del carbono y el oxígeno en foraminíferos, gasterópodos y bivalvos presentes en los sondeos LL, LP y PSM-104.

Con el fin de localizar posibles alteraciones en la mineralogía original se han realizado análisis complementarios:

- observación de la concha con lupa binocular con el fin de apreciar alteraciones en la misma.
- observación de la concha con microscopio electrónico de barrido con el fin de asegurar que la microestructura original está conservada.
- Estudios de Rayos X para diferenciar el porcentaje de aragonito y calcita presente en la muestra.

Antes de introducir la muestra en el espectrómetro se ha eliminado la materia orgánica por medio de calentamiento al vacío a 400°C durante 3/4 h. Posteriormente, en el espectrómetro la muestra ha sido tratada con ácido ortofosfórico puro a 25°C analizando el contenido de ^{13}C y ^{18}O del gas resultante.

1.3.3. ESTUDIOS DE GABINETE

1.3.3.1. Fotointerpretación y Cartografía

A fin de evaluar cambios en los procesos de erosión/progradación costera, sobre todo en el caso de la evolución actual de los sistemas de flechas litorales, así como para la localización tanto de las diferentes unidades marinas reconocibles en fotografía aérea, como de las anomalías geomorfológicas y accidentes tectónicos que las afectan, se ha realizado un estudio fotointerpretativo utilizando las siguientes fotografías aéreas:

- Servicio Geográfico del Ejército. Vuelo 1956, escala aproximada 1:32.000.
- Instituto Geográfico y Catastral. Vuelo nacional 1985, escala 1:30.000.
- Junta de Andalucía. Vuelos 1991, 1992, escala 1:20.000.

Del mismo modo, se han analizado con los mismos fines diferentes cartografías históricas (Hondius, 1606; Cantelli, 1696; Sautteri, 1707; López, 1810; Gello, 1869) y datos históricos (situación de torres vigías, datos climatológicos, datos de inundaciones etc...).

Estos datos han permitido realizar diferentes esquemas geomorfológicos y neotectónicos para los que se ha utilizado de base topográfica tanto la cartografía del I.G.N. 1:50.000 y del S.G.E. 1:50.000, como la cartografía 1:20.000 de la Junta de Andalucía realizada en base a reducción y montaje del Mapa Topográfico de Andalucía (M.T.A.) escala 1:10.000.

Para la realización de los mapas de isobasas de los niveles marinos de 100 Ka y bloques tridimensionales de los mismos, se ha utilizado el programa informático WinSurfer 6.0.

1.3.3.2. Tratamiento de dataciones isotópicas

DATACIONES Th/U

En el caso de las dataciones Th/U de los depósitos marinos se ha realizado un análisis de intensidades en el que a cada datación con su error se le ha aplicado una distribución de Gauss. De este modo se tiene en cuenta la desviación de la edad calculada y se determina la intensidad que representa el nivel datado en el conjunto de datos. La suma de las intensidades de cada datación, con intervalos de 100 años, representa la intensidad de aparición de un nivel marino en ese intervalo.

DATACIONES ¹⁴C

Las medidas de ¹⁴C normalmente vienen referidas en años antes del presente (years before present, yrBP, entendiéndose como año 0 yrBP= 1950), y están basadas en la proporción de ¹⁴C encontrado en la muestra, calculándose la edad asumiendo que la concentración de carbón isotópico en la atmósfera ha sido siempre constante (la misma que en 1950) y que la vida media del ¹⁴C (Libby half-life) es 5568 años (Stuiver y Polach, 1977). Debido a que estas dos premisas no son correctas: la cantidad de carbón atmosférico no ha sido siempre la misma, y la verdadera vida-media del ¹⁴C es 5730 años, los datos ¹⁴C deben ser corregidos y calibrados, dependiendo estas correcciones de los diferentes tipos de materiales datados y de los laboratorios que las realizan (Stuiver y Reimer, 1993).

En primer lugar, una edad ¹⁴C convencional implica que se ha realizado la corrección por fraccionamiento, normalizando el dato con $\delta^{13}C_{PDB} = -25\text{‰}$. Si no se realiza esta normalización pueden darse errores de hasta 400 años (Stuiver y

Reimer, 1993). En general, todos los laboratorios dan esta edad normalizada, pero algunos no (en nuestro caso los datos de UQ-Université du Québec à Montréal), como tampoco están corregidos en bibliografía antigua que no especifique que los datos están normalizados para $\delta^{13}\text{C}$.

Igualmente, las muestras procedentes de medios marinos y lacustres están expuestas a diferentes niveles de ^{14}C que los presentes en la atmósfera, estando afectadas por lo que se denomina "efecto reservorio", haciendo que la edad calculada esté desviada de la edad real. Este efecto reservorio varía latitudinal y longitudinalmente. En el Atlántico Norte ha sido calculado entre 400 y 500 años (Harkness, 1983; Stuiver *et al.*, 1986; Bard, 1988; Southon *et al.*, 1990), si bien en nuestro caso se ha aplicado un efecto reservorio de 440 ± 85 años, calculado a partir de diferentes dataciones realizadas en muestras orgánicas y conchas de un mismo nivel (ver capítulo 4).

De este modo, una vez normalizadas las edades ^{14}C de muestras orgánicas, así como normalizadas y aplicado el efecto reservorio (-440 ± 85 yrBP) en las muestras marinas, las edades ^{14}C expresadas en yrBP son correlacionables entre ellas.

Como se ha dicho, la medida de ^{14}C en la atmósfera no ha sido constante en el tiempo, por lo que, a fin de obtener la edad en calendario real, se han de calibrar las edades ^{14}C obtenidas. Esta calibración se hace comparando la cantidad de ^{14}C de nuestra muestra con la obtenida de anillos de árboles en los que se conoce la edad real, así como por ajustes en edades de corales. Para la realización de estas calibraciones se ha utilizado el Programa CALIB, versión revisada 3.0.3c de la versión de Stuiver y Reimer (1993). Se debe tener en cuenta que no pueden ser calibradas edades mayores de ca. 18000 ^{14}C yrBP. Para las muestras no marinas se han utilizado las curvas de Bard *et al.* (1993), Kromer y Becker (1993), Pearson y Stuiver (1993) y Stuiver y Pearson (1993). Para las muestras marinas se ha utilizado la curva de Stuiver y Braziuras (1993). En ambos casos se ha utilizado para el cálculo las opciones Método A (intersección con la curva de calibración) y Método B (distribución probabilística) dadas por el programa, ambas con 1σ y 2σ de error. Las edades calibradas por el programa (CalBP) vienen expresadas de tres maneras: *Age CalBP* = edad dada por el programa por intersección de la edad ^{14}C con la curva de calibración sin tener en cuenta el error original; *Age CalBP (1 σ)* = edad dada por el programa calculada con un error 1σ (68,3%), viene dada por un intervalo de edad; *Age CalBP (2 σ)* = edad dada por el programa calculada con un error 2σ (95,4%), viene dada por un intervalo de edad.

Para concretar, en los datos ofrecidos en las tablas que aparecen en esta memoria, se ha adoptado la siguiente terminología:

Edad yrBP = edad ^{14}C normalizada y, en casos de muestras marinas, con el efecto reservorio corregido. Expresada en años antes de la actualidad (yrBP), correspondiendo el año 1950 del calendario cristiano con 0 yrBP.

CalBP = edad calibrada dada por el programa CALIB 3.0.3c sin error. Expresada en años antes de la actualidad (BP).

CalBP (1σ) = edad calibrada dada por el programa CALIB 3.0.3c con error 1σ . Se ha escogido esta edad por ofrecer una suficiente fiabilidad. Expresada en años antes de la actualidad (BP).

En el texto, a fin de poder correlacionar con los datos de otras áreas que normalmente están ofrecidos en yrBP, se ha optado por usar esta terminología (edad yrBP o edad ^{14}C yrBP, en ambos casos normalizada y, en su caso, con el efecto reservorio corregido). En caso de comparación con datos históricos se han ofrecido las dos edades (yrBP y CalBP).

Con las edades ^{14}C yrBP se ha realizado un análisis de intensidades similar al realizado con los datos Th/U, en el que a cada edad con su error se le ha aplicado una distribución de Gauss. El mismo ha sido realizado con el programa CalHis 1.0 (Hekhuis, 1994; Stolk *et al.*, 1994; Törnqvist y Bierknens, 1994) que incorpora la posibilidad de calibrar las dataciones según la propuesta de Stuiver y Reimer (1993). La suma de las intensidades de cada datación con intervalos de 1 año representa la intensidad de aparición del evento datado en ese intervalo. Los datos han sido representados en histogramas de intensidades.

Hay que tener en cuenta que dado que la tendencia de la curva de calibración no es constante en el tiempo, la distribución de una muestra calibrada no se ajusta a una distribución de Gauss. Esto implica que un diagrama de intensidades realizado con edades calibradas puede variar significativamente las tendencias observadas en un diagrama de intensidades realizado con las edades sin calibrar. Los datos calibrados, dado que son los que representan el calendario solar real, son los que deben ser utilizados, sobre todo en el caso de correlacionar con datos históricos.

1.4. MEDIO FÍSICO

1.4.1. CLIMA

En el área de estudio podemos observar dos zonas climáticas diferentes: el área atlántica, en la que predomina un clima mediterráneo oceánico; y el área mediterránea, donde se da un clima mediterráneo tropical.

1.4.1.1. Mediterráneo oceánico

Se da esa variedad exclusivamente en el Golfo de Cádiz y comarcas próximas, extendiéndose desde Tarifa hasta la desembocadura del río Guadiana, en el límite con Portugal. Las precipitaciones anuales son moderadas, oscilando por lo general entre 500 y 700 mm. La presencia de obstáculos montañosos cercanos a las costas ocasiona lluvias de relieve que aumentan ostensiblemente la cuantía anual; así, en la provincia de Cádiz, en áreas respaldadas por sierras, se observan precipitaciones anuales por encima de los 1000 mm.: 1065 mm. en el pantano de Guadarranque, 1029 mm. en Ubrique, 2223 mm. en Grazalema. Las lluvias muestran un reparto con un máximo pluviométrico en el paso otoño-invierno (noviembre-diciembre) y un máximo secundario de primavera, con acusada falta de lluvias en la estación estival, y particularmente julio no registra apenas precipitaciones. La temperatura media anual oscila entre 17°C y 19°C. La amplitud térmica anual oscila entre 10°C y 16°C. El invierno es suave, manteniéndose por encima de los 10°C, y el verano es caluroso, con temperaturas medias que oscilan entre 24°C y 26°C (Capel, 1981).

1.4.1.2. Mediterráneo subtropical

Se extiende esta variedad climática por el Mediterráneo andaluz, comprendido entre Adra y Gibraltar. Las precipitaciones anuales son relativamente abundantes, entre 400 y 900 mm. de promedio, aumentando las lluvias de este a Oeste, en dirección al Estrecho de Gibraltar. El régimen pluviométrico muestra un máximo anual al final del otoño-invierno y un segundo máximo en primavera. El verano se caracteriza por una acusada falta de precipitaciones, en particular julio, que no registra precipitación alguna, como ocurre en Gibraltar, Algeciras, Salobreña, Marbella y Guadalhorce. La temperatura media anual es alta, oscilando entre los 17°C y los 19°C. La amplitud térmica anual gira en torno a los 13°C (Capel, 1981).

1.4.2. CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS

El Mar Mediterráneo está dispuesto en el límite de los cinturones climáticos caliente subtropical y templado, lo que condiciona, debido a los intensos vientos existentes, una importante evaporación sobre este mar. La precipitación es mucho menor que la evaporación y son pocos los grandes ríos que desembocan directamente en él. Estos hechos condicionan la existencia de aguas más densas y más salinas que las del Océano Atlántico, y un balance negativo que sólo puede ser compensado por el flujo entrante de agua atlántica a través del Estrecho de Gibraltar (Hernández Molina, 1993).

1.4.2.1. Vientos

El área de estudio está directamente influenciada por el siguiente régimen de vientos:

LEVANTE

Es viento de componente Este, incluido entre los rumbos ENE y ESE. Procede del borde oriental del Anticiclón de las Azores y se refuerza en verano con la baja térmica del Norte de África. Aunque puede darse en cualquier época del año, predomina en primavera y verano, soplando con gran frecuencia en el Mar de Alborán hacia el Estrecho. Este viento se presenta en bajos niveles troposféricos y está muy influenciado por la Cordillera Bética y Rif-Atlas produciendo un marcado efecto Venturi, acusando confluencia en la desembocadura del Mar de Alborán y difluencia al salir del Estrecho hacia el Golfo de Cádiz. El Levante es un viento muy constante y persistente con períodos de seis a siete días consecutivos y velocidades medias de 50 km/h (Admetlla, 1980; Parrilla y Kinder, 1987).

PONIENTE

Es viento del Oeste, de procedencia atlántica, comprendido entre los rumbos ONO, y OSO. Es húmedo y templado, y especialmente intenso en otoño e invierno. Sopla de forma transitoria y pasajera, acompañando en superficie al paso de las borrascas y a sus frentes nubosos, que se desplazan desde el Golfo de Cádiz hacia el Mar de Alborán e Islas Baleares. Estos vientos suelen ir asociados al movimiento de bajas presiones que cruza la península por altos niveles de la atmósfera (bien definidas a 500 mb).

El Poniente es un viento fuerte y racheado (con medias de 30 km/h), pero poco persistente (de 12 a 36 horas). Trae aire de carácter subtropical, muy rico en vapor de agua, con nubes densas que ocasionan lluvias muy copiosas, particularmente cuando las montañas ayudan a inestabilizar el aire (Admetlla, 1980; Parrilla y Kinder, 1987). Genera en el mar fuertes marejadas y mar de fondo en el Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar, con olas que pueden llegar a alcanzar los 6 m. de altura, pero sus efectos van disminuyendo conforme se aleja hacia el Mediterráneo.

En todo el área del Golfo de Cádiz el Poniente es predominantemente del SO y ha influenciado la evolución de los sistemas dunares holocenos del área.

EL TERRAL

El Terral es viento de componente Norte, siendo de dos tipos: el Terral de verano y el Terral de invierno. El Terral de invierno es producido por los vientos catabáticos que descienden desde las montañas costeras hasta la costa, como consecuencia de la presencia de fuertes anticiclones centrados en las inmediaciones del Mar de Alborán. Son vientos constantes con velocidades de 15 a 25 m/sg. El Terral cálido de verano puede ser debido a anticiclones situados al Oeste de la Península Ibérica con dirección del eje del NO al SE, o bien son vientos de Oeste que giran a NO y N producidos por el efecto de un anticiclón, cuando se sitúa entre las Azores y Portugal (Admetlla, 1980; Parrilla y Kinder, 1987).

LOS VIENTOS DEL S-SE

Los vientos del S-SE son poco frecuentes y están ocasionados por las bajas presiones que se centran en el Golfo de Cádiz sobre los 5° Oeste, produciendo grandes estancamientos nubosos con fuertes precipitaciones en la costa española. Generan aire cálido y a veces acompaña polvo sahariano de color rojizo en suspensión. Se generan a finales de primavera y principios de verano. Su efecto sobre la mar es escaso, causando marejadas y, muy raramente, fuertes marejadas. Calienta el agua anulando la posibilidad de *upwelling* (Admetlla, 1980; Parrilla y Kinder, 1987).

1.4.2.2. Régimen de Oleaje

ATLÁNTICO: GOLFO DE CÁDIZ

El oleaje predominante en el Golfo de Cádiz es el procedente del SO (poniente), si bien suele presentar olas más pequeñas y menos energéticas que el oleaje procedente del SE (Borrego, 1992).

El oleaje de viento, denominado tipo *sea*, actúa durante el 51,75% del tiempo, si bien en las olas procedentes de levante actúa el 40% y en las procedentes de poniente sólo el 25% del tiempo. El oleaje de fondo o *swell* actúa el 48,21% del tiempo, con un 51% de actuación en las olas procedentes de levante y 75% de actuación para las olas procedentes de poniente (Borrego, 1992). Se puede observar que el oleaje de poniente presenta un equilibrio entre ambos tipos, mientras que el de levante es mayoritariamente inducido desde áreas oceánicas.

En el Golfo de Cádiz, debido a su orientación oblicua respecto a la aproximación de los trenes de onda dominante, la refracción del oleaje constituye

un fenómeno importante desde el punto de vista de la dinámica litoral, lo que unido al balance positivo entre los tiempos de actuación de las olas dominantes en sentido O-E, favorece la aparición de una componente de deriva en ese sentido.

MEDITERRÁNEO: MAR DE ALBORÁN

En el Mar de Alborán, en condiciones tipo *sea* y *swell*, las direcciones predominantes de oleaje son E-O (de levante a poniente) aunque con un ligero predominio de la componente de levante en situación *sea* y de poniente en la de *swell*. La altura media del oleaje se estima de 0,5 a 1 m. en condiciones tipo *sea* y de 1,5 a 2,5 m. en condiciones tipo *swell*. En ambos casos las alturas medias se incrementan ligeramente con vientos de levante (Hernández-Molina, 1993).

1.4.2.3. Régimen de Mareas

ATLÁNTICO: GOLFO DE CÁDIZ

La onda de marea en el Golfo de Cádiz presenta un carácter semidiurno y progresivo (no estacionario) desplazándose en sentido E-O desde el Estrecho de Gibraltar hacia las costas del Sur de Portugal (Borrego, 1992).

El rango de marea alcanza su valor medio máximo en el sector onubense de la costa, con un valor medio superior a los 2 m., disminuyendo de forma apreciable hacia el Este y de manera menos importante hacia el Oeste. Los valores mínimos se producen en Gibraltar, con valores de 1,8 m. para mareas vivas y 0,4 m. para mareas muertas (Ojeda, 1988).

El sector onubense se caracteriza por ser una costa mesomareal (rango de marea entre 2 y 4 m.), siendo el rango mareal medio de 2,1 m., aunque puede no alcanzar los 0,7 m. durante las mareas muertas del equinoccio (Borrego, 1992).

MEDITERRÁNEO: MAR DE ALBORÁN

Las mareas en el Mar de Alborán y Mar Mediterráneo están condicionadas por la influencia periódica del Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar, y por un período de oscilación propio al Mar Mediterráneo, estimado en seis horas. La influencia de la marea atlántica, obliga al Mediterráneo a oscilar con ella (marea co-oscilante) y como resultado éste acopla las dos oscilaciones produciendo una única marea observable (García-La Fuente, 1986; Parrilla y Kinder, 1987). En líneas generales, el mecanismo de formación de mareas se debe a que la onda de marea atlántica al llegar al Estrecho de Gibraltar penetra en el Mediterráneo

propagándose con un progresivo decrecimiento hacia el Este, hasta llegar a las costas italianas donde se refleja retrocediendo y generando una onda estacionaria (García-La Fuente, 1986). En el Mar de Alborán la actividad mareal con cierta entidad queda restringida principalmente al área más occidental, entre el Estrecho de Gibraltar y la Punta de Calaburras (Málaga), afectada por el chorro permanente de agua atlántica que penetra a través del Estrecho. Este condiciona un modelo interfacial en el área, que produce una marea baroclínica (García-La Fuente y Cano, 1993). El Estrecho de Gibraltar representa la zona de transición entre la marea atlántica, con amplitudes características mayores a 1 m., y la marea mediterránea, con amplitudes características menores de 0,5 m.

1.4.2.4. Dinámica actual de la masas de agua atlántica y mediterránea

La dinámica y circulación actual de las masas de agua mediterránea y atlántica en el Golfo de Cádiz y Mar de Alborán ha sido tratada por diversos autores, tanto desde una perspectiva puramente física, como geológica y sedimentológica. Basándose en los diferentes datos e ideas aportadas por dichos autores, Hernández Molina (1993) ha elaborado un esquema general de intercambio entre las masas de agua atlántica y mediterránea (Figura 1.5).

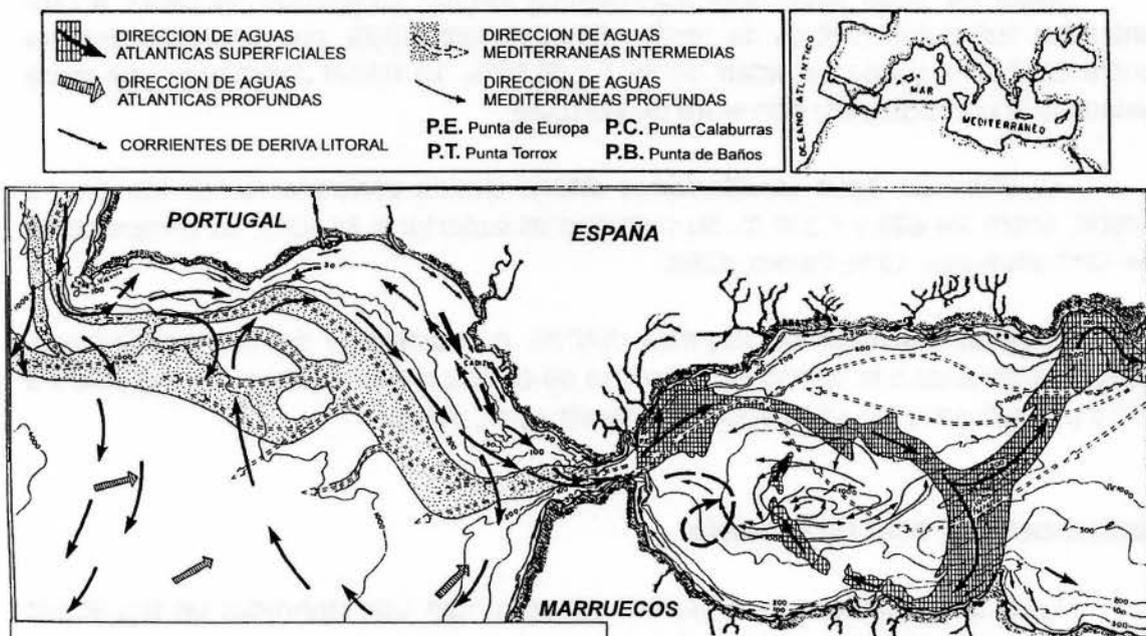


Figura 1.5. Esquema básico de circulación entre las masas de agua atlánticas y mediterráneas (simplificado de Hernández-Molina, 1993).

El intercambio de masas de agua entre el Atlántico y el Mediterráneo es un factor esencial para comprender la dinámica del Golfo de Cádiz y Mar de Alborán. Actualmente, los aportes hídricos de origen fluvial y las precipitaciones que recibe el Mediterráneo son insuficientes para compensar la pérdida de agua por evaporación, lo que provoca que este mar presente un balance hídrico negativo, que junto a las diferencias de temperatura y salinidad del agua, propicia el intercambio de masas de agua. Se estima una pérdida de 1 m al año, que es compensada por la entrada de agua atlántica, mientras que la salinidad se mantiene por la salida hacia el Atlántico de agua mediterránea densa (Lacombe y Tchernia, 1972; Lacombe, 1985). Las masas de agua que actualmente se presentan a ambos lados del Estrecho de Gibraltar son:

ATLÁNTICO: GOLFO DE CÁDIZ

Los estudios realizados por diversos autores han señalado las siguientes masas de agua presentes en el área atlántica del Estrecho:

Masa de Agua Superficial Atlántica (ASW), se localiza de 0 a 100 m. de profundidad, con una isosalina en torno a los 36,4‰, y una termoclina de 5°C/100 m., formada como resultado de fenómenos atmosféricos en el Golfo de Cádiz (Gascard y Richez, 1985).

Masa de Agua Superficial Noratlántica (NASW), circulando de Oeste a Este entre los 100 a 700 metros de profundidad (Caralp, 1988), con una temperatura entre 12°C-16°C y una salinidad de 35,7 a 36,25‰. La NASW constituye una masa aislada que procede de la corriente de Portugal.

La *Vena de Agua Mediterránea (MOW)* circula contracorriente (de Este a Oeste), entre los 600 y 1.200 m. Su salinidad es superior a 36,50‰, su temperatura de 13°C (Melieres, 1974; Caralp, 1988).

El *Agua Profunda Noratlántica (NADW)*, que proviene del Mar de Noruega, que se caracteriza a la latitud del Estrecho de Gibraltar por una temperatura de 3 a 8°C y una salinidad de 34,95 a 35,20‰ (Swift *et al.*, 1980).

MEDITERRÁNEO: MAR DE ALBORÁN

En el área mediterránea (Mar de Alborán) han sido definidas las siguientes masas de agua oceánica:

Agua Superficial Atlántica (ASW), moviéndose hacia el E, entre 0 y 150-200 m. de profundidad, con una temperatura de 9°C a 16°C y una salinidad de 36,2 a 36,6‰ (Lacombe y Tchernia, 1960; Hernández Molina, 1993; Gil, 1990).

El *Agua Mediterránea Intermedia (MIW)* con dirección hacia el Oeste entre los 200 y 700 m. de profundidad, que procede de la Cuenca Oriental a través del Canal de Sicilia y constituye el *Agua Levantina Intermedia (LIW)*. Su temperatura es del orden de los 13,15°C y su salinidad decrece de Este a Oeste, aunque es superior a 38‰ (de 38,45 a 38,50‰). En el Mar de Alborán, su temperatura es de 14°C y oxigenación de 4,2 ml/l (Parrilla y Kinder, 1987).

El *Agua Mediterránea Profunda Occidental (WDW)* es formada en superficie al SE del Golfo de León por la influencia de los vientos de tramontana. Durante el invierno, debido al enfriamiento del agua superficial, se hace más densa y alcanza zonas más profundas. Circula por debajo de los 1000 m., con una temperatura de 12,7°C, una salinidad de 38,4‰, y una oxigenación de 4,2 ml/l (Lacombe y Tchernia, 1960; Millot, 1987).

La Cuenca de Alborán se caracteriza por la interacción de las aguas superficiales atlánticas frías, menos salinas y altamente turbulentas, con las aguas mediterráneas calientes y muy salinas.

1.4.2.5. Los giros anticiclónicos de agua atlántica entrante

Las masas de agua *NASW* y *ASW*, mezcladas parcialmente en el Estrecho, entran en el Mar de Alborán Occidental a través del Estrecho de Gibraltar, confinadas en una vena de salinidad relativamente baja y de temperatura diferente a la de las aguas superficiales propias del Mar de Alborán, relativamente más frías en verano y más calientes en invierno (Parrilla y Kinder, 1987).

Esta vena de agua constituye un "chorro atlántico" con velocidades máximas de 120-140 cm/sg (Parrilla, 1984) que es inmediatamente deflectado hacia el NE, formando un giro anticiclónico que ocupa prácticamente la totalidad del sector occidental (5-4,5°) de Alborán (figura 1.6). Este circula paralelamente a la costa española, sigue aproximadamente la geometría del talud continental, e interacciona con la topografía del fondo de la plataforma continental del margen español (Cano y Gil, 1984; Parrilla, 1984; Cano y García, 1991). Este giro anticiclónico occidental es un fenómeno permanente y aunque se sabe que está directamente influenciado por los procesos mareales y meteorológicos, su evolución y desarrollo no son bien conocidos. Las variaciones a largo plazo (estacionales e interanuales) están producidas por las variaciones de la densidad y diferencia del nivel del mar entre el Atlántico Norte y el Mediterráneo, mientras que las variaciones a corto plazo están influenciadas por las mareas, la presión atmosférica y el régimen de vientos (Parrilla y Kinder, 1987).

A pesar de no estar bien estudiado, se cree que el flujo máximo se produce en verano, aunque la mayor evaporación se produce en invierno, lo que parece ser contradictorio (Parrilla y Kinder, 1987).

Se ha observado que cuando la presión sobre el Mediterráneo Occidental es baja, el flujo de agua a través del Estrecho es máximo y el "chorro" se introduce directamente hacia el centro del Mar de Alborán (Cheney y Doblar, 1979; Parrilla, 1984).

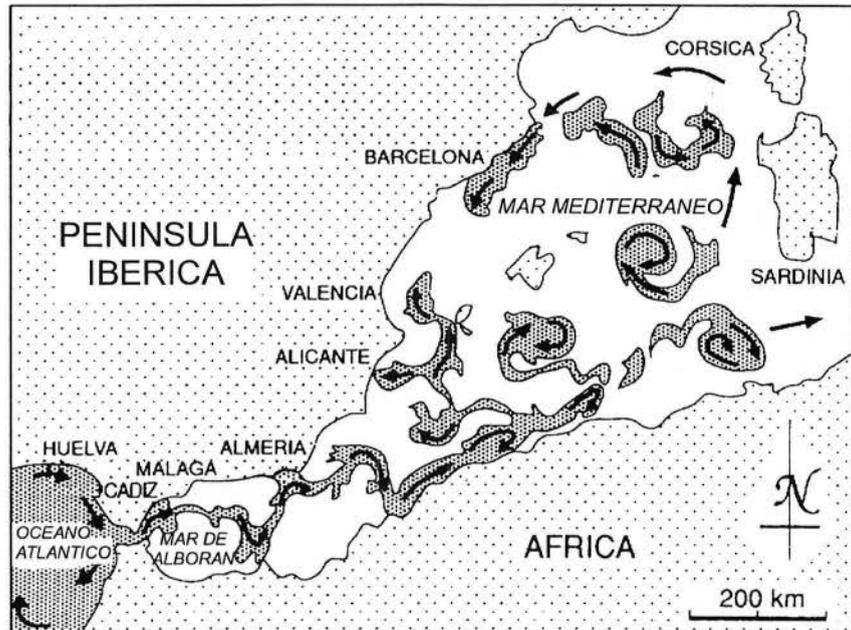


Figura 1.6. Giro anticiclónico de agua atlántica penetrando en el Mar de Alborán a través del Estrecho de Gibraltar: El "Chorro Atlántico" (modificado de Somoza et al. 1991).

Del mismo modo, con condiciones de presiones altas sobre el Mediterráneo Occidental, el flujo disminuye (Parrilla y Kinder, 1987).

La generación de un segundo giro anticiclónico oriental es más fluctuante, dependiendo del giro anticiclónico occidental y cuando está bien desarrollado afecta a la zona del Cabo de Gata (Millot, 1987; Herburn y La Violette, 1990).

1.5. MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE CONEXIÓN ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO

1.5.1. CORDILLERAS BÉTICAS

Las Cordilleras Béticas junto con el Rift comprenden las cadenas de plegamiento alpino que se extienden al Sur de la Península Ibérica y que forman parte del sistema de cadenas alpinas que rodean el Mediterráneo Occidental. Estas forman un conjunto montañoso que se extiende desde el Estrecho de Gibraltar hasta el Cabo de la Nao, continuándose en el mar en las Islas Baleares. Por su parte Norte están unidas a la cobertera del zócalo de la Meseta y la terminación oriental de la Cadena Ibérica; por el tramo central y occidental se sitúa la Depresión del Guadalquivir entre éstas y la Meseta (figura 1.7).

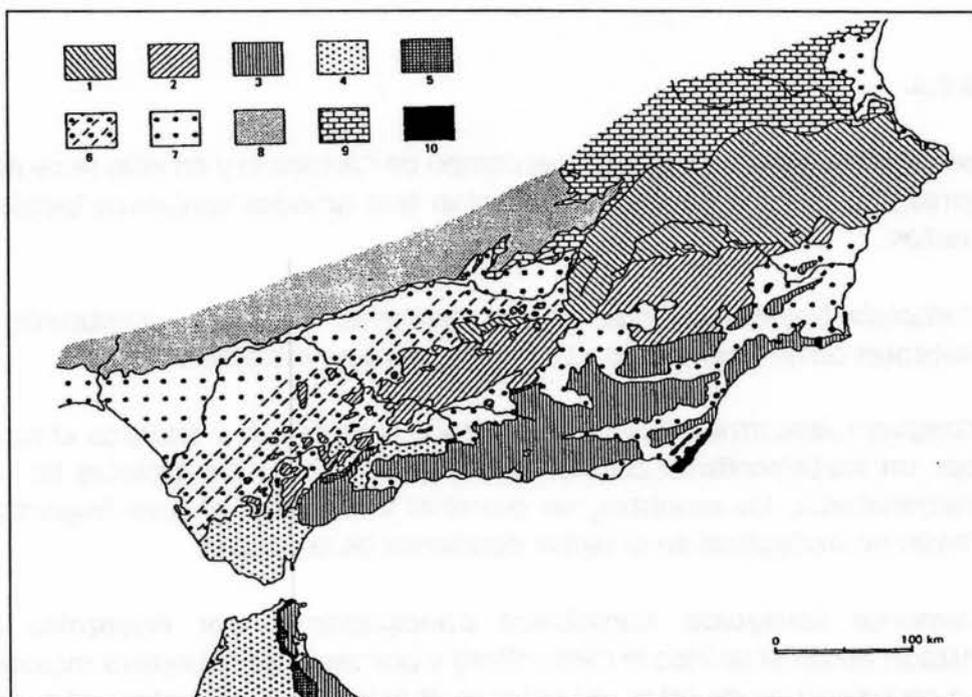


Figura 1.7. Grandes unidades tectónicas de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes. 1: Zona prebética y unidades dominadas intermedias; 2: Zona subbética; 3: Zona bética; 4: Unidades alóctonas del Campo de Gibraltar y elementos afines a las mismas; 5: Dorsal bética; 6: Elementos alóctonos y allostromas de la depresión del Guadalquivir, y unidades subbéticas afines; 7: Terrenos postorogénicos de la depresión del Guadalquivir, depresiones interiores de la Cordillera y en el antepaís; 8: Zócalo herciniano del macizo ibérico; 9: Cobertura mesozoica del macizo ibérico, tabular o plegada; 10: Rocas volcánicas de edad neógena y cuaternaria. En África, por razón de continuidad entre las unidades respectivas, se indican con el signo 3 las zonas internas del Rif (Gomárides y Sébtides); con el 4 las unidades de Flysch; y con el 5 la Dorsal rifeña (según Fontbote y Estévez, 1980).

Sobre la base de criterios litológicos, tectónicos y paleogeográficos, las Cordilleras Béticas se pueden dividir en dos: Zonas Externas y Zonas Internas. Las Zonas Externas (Prebético y Subbético) se formaron en su mayor parte en el margen Sur y Este del Macizo Ibérico, siendo relativamente autóctonas respecto al substrato paleozoico de la Meseta. Las Zonas Internas comprenden la Zona Bética ss., con los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, y son autóctonas respecto al substrato paleozoico ibérico (Baena y Jerez, 1982). Estas últimas incluyen también la Dorsal Bética y las Unidades del Campo de Gibraltar, que comprenden una serie de conjuntos que rodean a la Zona Bética, situándose al Sur de la Subbética, sin que puedan ser asimiladas a ninguna de las dos (Baena *et al.*, 1993).

Una síntesis completa de las características litológicas y tectónicas de estos conjuntos es la realizada por Goy *et al.* (1994) que se presenta a continuación.

1.5.1.1. Zonas Internas

BÉTICAS S.S.

Se extienden entre Estepona y el Campo de Cartagena y en ellas se registran las mayores alturas de la Península. Presentan tres grandes conjuntos tectónicos superpuestos:

Complejo Nevado-Filábride. El más profundo de todos, constituido por potentes series paleozoicas y triásicas, con rocas metamórficas.

Complejo Alpujárride. Contiene terrenos paleozoicos y triásicos afectados por un metamorfismo de intensidad variable. Son importantes las rocas carbonatadas, los esquistos, las cuarcitas y las filitas. Incluye importantes masas de peridotitas en el sector occidental de la Cadena.

Complejo Maláguide. Constituido principalmente por Paleozoico bien datado desde el Silúrico al Carbonífero y por resto de cobertera mesozoica. Lo característico de estas unidades es el Paleozoico no metamorfozido. La cobertera mesozoica la componen las capas rojas detríticas del Permo-Trias, calizas y dolomías del Jurásico, y margas y margocalizas cretácicas. Es el complejo tectónico más elevado desde el punto de vista estructural.

DORSAL BÉTICA O CADENA CALCÁREA

Se corresponde con las Dorsales rifeñas y las kabilas de África. Se sitúa en el Borde Norte de las Zonas Internas.

UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR (Flysh del Campo de Gibraltar)

Estos materiales no son exclusivos del Campo de Gibraltar, aunque sea aquí donde afloran con mayor profusión, ya que se continúan hacia el Este por una estrecha banda hasta la zona de Guadix. Desde el punto de vista tectónico, estas unidades se colocan en una posición intermedia entre el Subbético, al que cabalغان, y el Bético, que las cabalga. Se trata de un conjunto de rocas detríticas marinas profundas cuya edad está comprendida entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior.

1.5.1.2. Zonas Externas

Se distinguen, de Norte a Sur, la zona Prebética y la zona Subbética. Los materiales de estas zonas se depositaron sobre la margen continental de la placa europea.

ZONA PREBÉTICA

Se extiende desde Jaén hasta el Cabo de la Nao. En esta unidad no están representados materiales anteriores al Mesozoico y faltan por completo los materiales metamórficos. Calizas, margas y areniscas son los componentes litológicos dominantes.

En esta unidad puede distinguirse un Prebético externo y un Prebético interno; la separación entre ambos se hace muy clara a partir del Lias superior, ya que es en este momento cuando la sedimentación es más profunda y potente en el Prebético interno, con desarrollo de facies flysch de edad Albo-Aptense.

ZONA SUBBÉTICA

Aflora sobre un espacio más extenso que el Prebético. Están ampliamente representadas las rocas volcánicas, sobre todo en la Transversal de Málaga y la del Guadiana Menor, y corresponden a erupciones submarinas de edad Jurásico s.l., Cretácico y Eoceno. Son también numerosos los afloramientos de ofitas del Trias.

De Norte a Sur puede distinguirse: un *Subbético externo* o Subbético con Jurásico calcáreo, caracterizado por facies casi exclusivamente carbonatadas durante esta época, Trias de facies germánica con potentes series de dolomías y un Cretácico margocalcáreo; un *Subbético intermedio* en el que el Jurásico es margoso, con frecuente presencia de lavas doleríticas (Lias superior-Dogger inferior); y, por último, un *Subbético interno* con un Jurásico completamente calizo y un Cretácico rojo.

1.5.2. DEPRESIÓN DEL GUADALQUIVIR

Los materiales que rellenan la Depresión del Guadalquivir son fundamentalmente de edad neógena y afloran a lo largo de amplias extensiones con potencias normalmente reducidas, lo que da origen a un paisaje típico de lomas suaves (la Campiña), aunque en profundidad alcancen espesores de hasta 2.000 m. Estos materiales se distribuyen de una forma bastante asimétrica, resultado de una evolución diferencial de los bordes de cuenca (Mayoral, 1989).

El contacto del borde septentrional de la Depresión es, desde el punto de vista cartográfico, muy neto, con una dirección SO-NE donde se truncan bruscamente las directrices estructurales del Macizo-Ibérico (dirección hercínica NO-SE) debido a un accidente tectónico de gran envergadura (Falla del Guadalquivir). El borde meridional, que marca el límite con las Zonas Externas de la Cordillera Bética, mantiene a grandes rasgos la dirección SO-NE, si bien no es tan neto como el anterior (Mayoral, 1989).

1.5.2.1. Substrato Hercínico

Aflora en el borde NO de la Depresión. Está constituido en su totalidad por materiales de edad paleozoica. Los materiales que aparecen, en forma resumida, son los siguientes (I.G.M.E., 1980; Mayoral, 1989): rocas pizarrosas y calizas del Precámbrico-Cámbrico entre las que se intercalan rocas básicas y ultrabásicas, con granodioritas y cuarzdioritas; areniscas, cuarcitas, grauvacas y calizas del Devónico, asociado con conglomerados, areniscas y esquistos Permo-Carboníferos. Entre estos materiales aparecen intercalaciones de rocas plutónicas calcoalcalinas y, por último, pizarras arcillosas y grauvacas carboníferas, con restos de abundante fauna de Lamelibranquios y Cefalópodos.

1.5.2.2. Los Materiales Neógenos

Los materiales de la Depresión pueden definirse en función de su génesis y modo de emplazamiento en tres categorías:

MATERIALES AUTÓCTONOS

Son los materiales formados en la propia cuenca de sedimentación, sin haber sufrido ningún tipo de desplazamiento. La secuencia litológica, de muro hacia techo, puede resumirse de forma global del siguiente modo (Mayoral, 1989):

Neógeno del Borde Nor-Occidental. Formaciones detrítico-carbonatadas, de edad Mioceno superior, que suelen comenzar con niveles conglomeráticos discontinuos

de escaso espesor, con numerosos fragmentos de rocas paleozoicas procedentes del zócalo próximo y que se disponen de forma erosiva y discordante sobre éste. Hacia techo aparecen niveles de potencias también reducidas de arenas fosilíferas.

Neógeno de los sectores Septentrional y Central. Constituido por:

- Formaciones margo-arcillosas, de edad Mioceno superior-Plioceno inferior, que afloran ampliamente por toda la Depresión y que aumentan considerablemente la potencia hacia el Sur.
- Formaciones arenosas más o menos limosas, muy ricas en macrofauna, que se disponen sobre las anteriores mediante tránsitos graduales o superficies de paraconformidad. Estas formaciones arenosas pasan lateralmente y hacia techo a otras de carácter detrítico-carbonatado.
- Formaciones detríticas, de edad pliocena, que se disponen normalmente de forma erosiva sobre los términos anteriores.
- Formaciones del Cuaternario. Suele diferenciarse un conjunto inferior, de tonalidades rojas, que constituyen depósitos aluviales atribuibles al Cuaternario inferior; un tramo medio, correspondiente a unas terrazas medias, con costras calizas y glaciares, de edad Pleistoceno medio; y un tramo alto (Pleistoceno superior-Holoceno), formado por los depósitos aluviales de las terrazas más recientes y las actuales playas y cordones litorales, a las que se asocian amplias marismas.

MATERIALES PARAUTÓCTONOS

Son los materiales formados en la propia cuenca de sedimentación que han sufrido ligeros desplazamientos. Corresponde a este tipo de materiales un conjunto litológico que caracteriza amplias extensiones de las zonas Sur-orientales de la Depresión y que se conocen como Moronitas. Están formadas por arcillas blancas bien estratificadas que presentan un contenido excepcionalmente alto en diatomeas y otros restos de organismos silíceos. La edad de estos materiales parece ser Oligoceno, pudiendo llegar hasta el Mioceno inferior.

MATERIALES ALÓCTONOS

Son materiales procedentes de otras áreas que se han emplazado dentro de la cuenca en algún momento determinado. Los materiales alóctonos, de posible origen ultrabético, están representados por las llamadas Unidades del Campo de Gibraltar u otras similares, cuyas características las hacen diferentes de las anteriores. Las dos unidades mejor representadas son (I.G.M.E., 1972 y 1982):

- La *Unidad de Paterna*: formada esencialmente por margas y arcillas con brechas, areniscas y calizas organógenas.

- La *Unidad del Aljibe*: comprende dos series estratigráficas superpuestas por una superficie de despegue:

Serie inferior: fundamentalmente arcillosa. Abarca desde el Cretácico superior hasta probablemente el Oligoceno.

Serie superior: en su mayor parte areniscas blanquecinas o amarillentas. Comprende el Oligoceno superior y el Mioceno inferior.

1.5.2.3. Evolución de la Cuenca desde el Neógeno

La paleotopografía de la cuenca es interpretada como una semifosa con dos direcciones preferenciales de hundimiento: una axial, NE-SO, con un gradiente suave y uniforme y otra perpendicular, NO-SE, de gradiente regional mucho más fuerte. El establecimiento de esta configuración es muy importante, ya que condicionará la paleotopografía de la cuenca neógena y la distribución de sus sedimentos (Martínez del Olmo *et al.*, 1984).

Durante el Mioceno, el ámbito del Mediterráneo se caracterizaba por presentar una transgresión, asociada a diferentes fases tectónicas, que hace que se produzcan en Europa una serie de fosas molásicas perialpinas, que constituirán un Paretethys caracterizado por numerosas cuencas neríticas comunicadas entre sí por estrechos pasillos existentes entre las cordilleras recién formadas (Alpes, Carpatos, Balcanes, etc.). El macizo Bético-Rifeño se halla asociado al macizo Corso-Sardo, por lo que el estrecho Nord-Bético se comunicaba con las cuencas alpinas a través del Levante y las Baleares.

La transgresión Tortoniense progresó rápidamente hacia el borde de la Meseta, fosilizando un paleorelieve previo (Rodríguez Vidal, 1992) y quedando relativamente estabilizada en el Tortoniense superior en una banda paralela al eje de la cuenca (Viguier, 1974). Es en esta época cuando parece ser que la subsidencia aumentó considerablemente, favoreciendo la llegada de los materiales olitostrómicos procedentes del SE (Zonas Externas de la Cordillera Bética recién formada).

Estos materiales litorales constituyen las formaciones detrítico-carbonatadas basales que Portero y Alvaro (1984) denominan la Unidad Basal transgresiva, que tras un depósito residual, fue modelada por sedimentos de tipo deltaico, más tarde retrabajados y/o destruidos por la acción de una dinámica litoral activa. En las zonas protegidas entre los aportes detríticos principales se

instalaron facies litorales de plataforma somera de alta energía, donde dominaron los carbonatos.

A consecuencia de los últimos hundimientos de la cuenca, se originó una nueva transgresión relativa, que motivó un avance de la línea de costa hacia el Norte. De este modo, sobre la unidad anterior, se depositó un conjunto básicamente margoso que Portero y Alvaro (1984) denominan Unidad Margas Azules, al que atribuyen una edad Tortoniense superior-Plioceno inferior.

En la cuenca se depositaron facies de margas nodulosas de plataforma abierta y de areniscas y margas nodulosas de plataforma somera tipo *lagoon*, con intercalaciones de secuencias de tipo turbidítico. El comportamiento de la cuenca sería semejante al de un mar abierto hacia el Golfo de Cádiz y el Mediterráneo, representando los estadios finales del hasta ahora Estrecho Nord-Bético.

Durante el Mioceno superior se produjo una ruptura sedimentaria (intra-Messiniense según Garrido *et al.*, 1983 o en el tránsito Mio-Plioceno según Viguier, 1974) que marcó la detención de la subsidencia, al mismo tiempo que emergió definitivamente el Subbético. A finales del Mioceno superior se cerró el estrecho anterior, produciéndose una ruptura sedimentaria y se empezó a configurar el de Gibraltar que no se abrió, para actuar como tal, hasta el Plioceno.

A lo largo de esta fase terminal del Neógeno se siguieron produciendo movimientos diferenciales en la vertical (Sanz de Galdeano, 1983b) que ocasionaron, dentro de la misma cuenca, posiciones diferentes de estos materiales con relación al substrato: discordancias en los márgenes o concordancias con el Messiniense en áreas más centrales. En el Plioceno superior culminó el relleno de la cuenca.

Los depósitos pliocenos que rellenan el sector Suroccidental de la Depresión del Guadalquivir son de tipo regresivo en los bordes de la cuenca, que se desplaza, preferentemente, de Este a Oeste y algo menos de Norte a Sur. La geometría de la cuenca mantiene la misma forma que la original, pero con un tamaño más reducido.

La paulatina emersión y progradación de la línea de costa dejó expuesto, en el borde continental, un conjunto de formaciones detríticas marinas que fueron sometidas a la actividad físico-química de los procesos de meteorización subaéreos, capaces de dejar su impronta morfogenética en el nuevo relieve emergido. A su vez, la red fluvial pliocena de un antiguo valle del Guadalquivir, aumentaría su cuenca drenada al descender el nivel de base atlántico y los primeros depósitos aluviales pleistocenos serían, en cada área, más antiguos hacia el Este (Goy *et al.*, 1994).

El tránsito marino-continental en la costa del Golfo de Cádiz durante el Plioceno-Pleistoceno no fue uniforme y es posible que la actividad tectónica haya jugado un papel importante. La formación Arenas de Bonares (Mayoral y Pendón, 1987), de probable edad Plioceno superior, representa al Este de Huelva un depósito siliciclástico en una zona de foreshore, con facies más finas de medios someros protegidos hacia el Oeste (Cartaya-Ayamonte). En el área de Cádiz, los últimos depósitos con influencia marina corresponden a las Arenas rojas (Zazo, 1979 y 1980), que se depositaron al inicio del Pleistoceno.

1.5.3. HISTORIA NEOTECTÓNICA DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

Todo el conjunto bético se encuentra incluido en una alineación de fosas y desgarres (Sanz de Galdeano, 1990) que desde el Norte de Europa se dirigen hacia el Mediterráneo Occidental y NO de África, prolongándose hasta las Canarias. Estas fallas no estaban conectadas a principios del Mesozoico, teniendo incluso direcciones muy diferentes.

La evolución de Europa y África, y del Mediterráneo Occidental, a lo largo del Terciario propició la actual continuidad. Así, las fosas del Rin y Ródano durante el Mioceno inferior-Oligoceno se propagaron hacia el Sur y se abrió la cuenca Argelo-Porvenzal y las fosas y fallas del borde Este de la Península Ibérica. Sin embargo, el movimiento hacia el Oeste de las Zonas Internas del ámbito Bético-Rifeño impidió su continuación más al Sur. Al bloquearse en el Tortoniense este movimiento, fue cuando las fallas del borde oriental Ibérico pudieron prolongarse y se logró la conexión con las fracturas del Atlas, ya situadas en su continuación geométrica desde el Eoceno-Oligoceno.

Es justo desde el Tortoniense cuando se considera el inicio de la etapa Neotectónica (Baena *et al.* 1993). La última expulsión importante de material (expulsión de las Zonas Internas hacia el Oeste) se completó virtualmente en el Tortoniense con un movimiento radial en relación a la Cuenca de Alborán. En el Oeste el movimiento se extiende hasta la Cuenca del Guadalquivir, donde se presentan grandes masas olitostromicas de materiales subbéticos desorganizados.

Durante el Mioceno superior, el volcanismo del Sureste de España y de la región de Melilla y Marruecos se localizó a lo largo de fallas levóginas NE-SO. Este volcanismo, que se extiende desde el Langhiense (Bellón *et al.*, 1983) en la zona de Cabo de Gata, va siendo más reciente hacia el Norte, considerándose Cuaternario en la región de Cartagena (Dumas, 1977; Somoza, 1989).

Las cuencas intramontañosas neógenas de las Cordilleras Béticas también comienzan a formarse durante el Tortoniense, aunque en muchos casos, las fallas que las rodean existían previamente, ayudando a la génesis de las mismas.

Desde el Tortonense a la actualidad, las Cordilleras Béticas sufrieron compresión, que rotó desde NNO-ESE a NNO-SSE (Montenat *et al.*, 1987). Estos eventos compresionales han dado lugar a reajuegos de fallas y plegamientos de gran radio que, junto con los reajustes regionales, han dado origen al relieve que hoy en día se observa en las Cordilleras Béticas.

Todas estas fracturas pueden ser agrupadas en tres sistemas fundamentales (Sanz de Galdeano, 1983a) (figura 1.8):

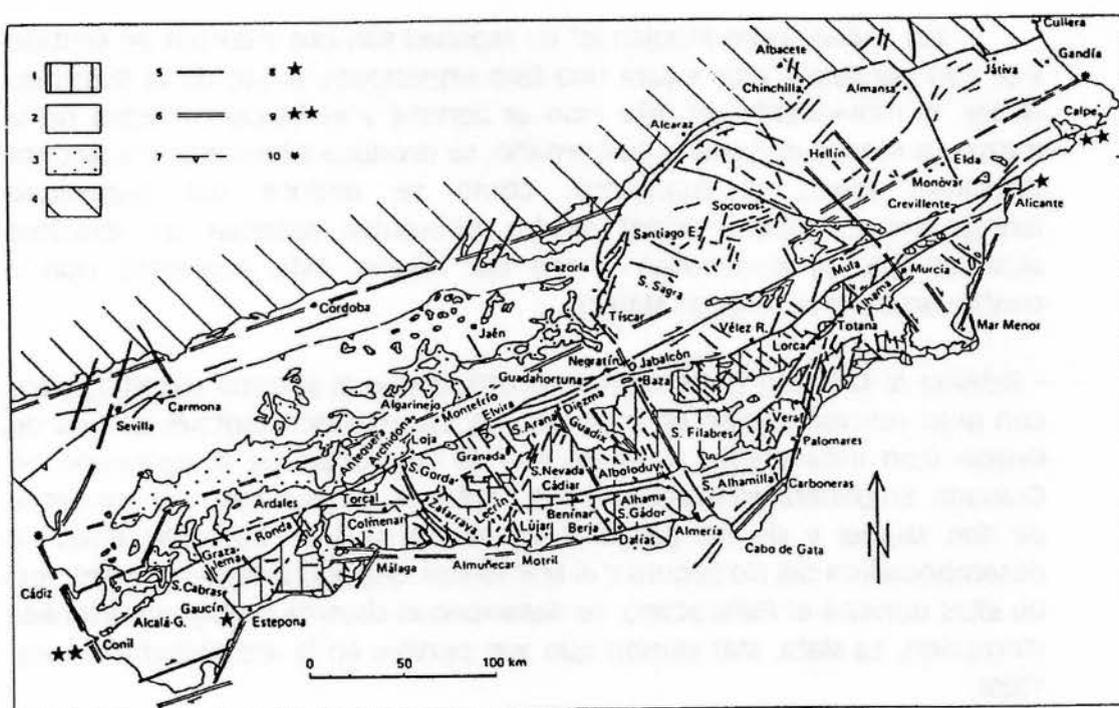


Figura 1.8. Mapa de las principales fracturas de las Cordilleras Béticas (según Sanz de Galdeano, 1983a). 1: Zonas internas; 2: Zonas externas y materiales de las depresiones; 3: Trías germánico-andaluz y Trías deslizado hacia la Depresión del Guadalquivir; 4: Materiales de la Meseta y la Cordillera Ibérica; 5: fallas; 6: Posibles fallas; 7: Límite de los sedimentos gravitatorios de la Depresión del Guadalquivir; 8: Extremo de la línea de contacto de las zonas internas y las zonas externas; 9: Extremo del accidente Cádiz-Alicante (o Falla de Crevillente); 10: Extremo del posible accidente del Norte de Cádiz-Alicante.

- *Sistema N 70°-100°E*. Corresponde a las fracturas de mayor recorrido y son las más importantes de las Cordilleras Béticas. Este sistema comprende los siguientes accidentes mayores: Línea de Contacto entre la Zona Bética y la Subbética, y Zona Transcurrente Cádiz-Alicante (que comprende las fallas de

Crevillente, Corredor de Boyar, Accidente al Norte del de Cádiz-Alicante, "Falla del Guadalquivir" y Falla de las Alpujarras).

En la "Línea de Contacto Bético-Subbético" el movimiento principal corresponde al de una falla en dirección dextral.

La "Zona de Falla Cádiz-Alicante" discurre entre 10-20 km. al Norte de la anterior. En la depresión de Guadix-Baza su recorrido está jalonado por fuentes termales y deformaciones en el Neógeno-Cuaternario. En la depresión de Granada presenta manifestaciones muy similares. El movimiento es de carácter fundamentalmente dextral.

Las "Fallas de las Alpujarras" en realidad son dos y corren en sentido E-O. Casi paralela a ellas existe una falla importante al pie de la Sierra de Gádor. El movimiento en este caso es vertical y el funcionamiento de la misma, al menos durante el Cuaternario, se produce a impulsos y a distinta velocidad según el momento, como se deduce del dispositivo (encajamiento, superposición) de los diferentes sistemas de abanicos aluviales que se desarrollan al pie del relieve. Este accidente podría continuarse por la costa de Málaga.

- *Sistema N 120°-150°E*. De menor recorrido que el sistema anterior, pero con gran representación en todo el área. Las más occidentales son las de Guacín (con movimiento sinistral) y la de los bordes de la depresión de Granada. En general se mueven como dextrales, tal es el caso del accidente de San Miguel y de los paralelos al mismo, que se observan entre la desembocadura del río Segura y el Mar Menor. Asociados al funcionamiento de ellos durante el Pleistoceno, se desarrolló el sistema de lagunas litorales (Torrevieja, La Mata, Mar Menor) que aún pervive en la actualidad (Somoza, 1989).

A este grupo pertenece también la "Red de Fallas de Alquíán" (Almería), que en superficie se observan como fallas normales que afectan a los glaciares y niveles marinos tirrenienses próximos a la costa (Baena *et al.*, 1981).

- *Sistema N 10°-50°E*. En él son numerosas las fracturas de pequeño tamaño, que en muchos casos funcionan como sinestrales. La costa entre Estepona y Gibraltar, Torremolinos-Málaga, presenta esta dirección. En el caso de la costa entre Vera-Mojácar, el trazado de la misma corresponde con el paso de la Falla de Palomares (N 10°E). La dirección de la costa entre Alicante y el Mar Menor presenta esta orientación, y en el sector comprendido entre Alicante y Santa Pola. La morfología costera se debe al paso de un accidente de dirección N-S (Goy y Zazo, 1989a).

Dentro de la región de Almería, el trazado del Accidente de Carboneras (N 45°E) provoca bruscas inflexiones en la línea de costa, debido al movimiento sinistral de las fallas. Este desplazamiento en la horizontal afecta también a todos los niveles Tirrenienses (Goy *et al.*, 1989a).

Más al Norte se observa el gran Accidente de Alhama (Murcia), de dirección N 30°E en su parte Sur y N 55°E en la parte Norte. Su trazado es seguido por el valle del Guadalentín desde Lorca hasta Murcia.

Hacia el Oeste existen una serie de fracturas alineadas a lo largo del borde occidental de Sierra Nevada, en ellas se observan movimientos de componente vertical y alguno sinistral. Van desde los alrededores de Díezma hasta cerca de la costa de Almuñecar.

La interacción de fallas de algunos de estos diferentes sistemas ha determinado la aparición y posterior evolución de algunas de las depresiones, siendo las principales, aparte de la del Guadalquivir, las de Ronda, Granada, Guadix-Baza, Sorbas, Vera y Murcia, y el pasillo de Puerto Lumbreras (Goy *et al.*, 1994).

Capítulo 2

Capítulo 2

CUATERNARIO Y CAMBIO CLIMÁTICO

2.1. CRONOLOGÍA DEL CUATERNARIO

2.1.1. CRONOLOGÍA Y TERMINOLOGÍA

El Cuaternario tradicionalmente ha sido subdividido en dos épocas: Pleistoceno y Holoceno. El período Cuaternario también puede ser dividido en tres secciones: inferior, medio y superior, considerándose su inicio a 1,6 Ma. (Aguirre y Pasini, 1985), coincidiendo aproximadamente con el techo del evento Olduvai, dentro de la época geomagnéticamente inversa de Matuyama. El límite entre el Cuaternario inferior y medio se sitúa generalmente en la inversión geomagnética Matuyama-Brunhes, ocurrida hace unos 790.000 años (Johnson, 1982). El límite entre el Cuaternario medio y superior, al no existir un cambio magnético característico, se sitúa en el comienzo del Subestadio Isotópico 5e, ocurrido hace 130.000 años (Martinson *et al.*, 1987) y que representa la fase más cálida del Último Interglacial (figura 2.1).

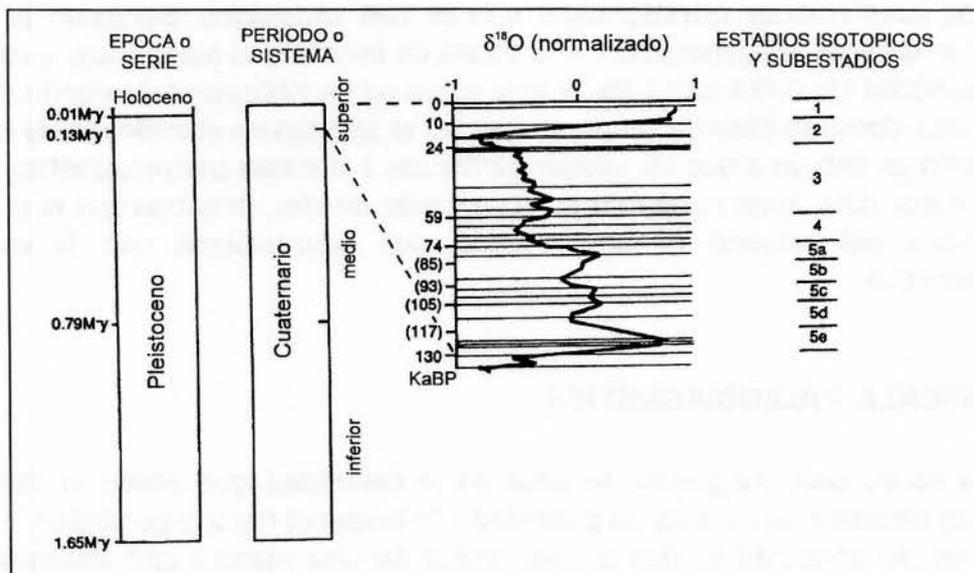


Figura 2.1. Subdivisión generalizada del período Cuaternario. El Cuaternario superior está dividido en los estadios isotópicos del oxígeno de Martinson *et al.*, 1987 (modificado de Dawson, 1992).

Las primeras escalas cronoestratigráficas del Cuaternario se realizaron en base a criterios paleoclimáticos según las observaciones de las distintas fases glaciares del Norte de Europa. La correlación de los depósitos glaciares y los depósitos fluviales de distintos afluentes del Danubio en la región alpina dió lugar al establecimiento de las seis glaciaciones clásicas utilizadas en la escala cronoestratigráfica en Europa: Biber (Plioceno superior-Pleistoceno inferior), Donau (Pleistoceno inferior), Günz, Mindel y Riss (Pleistoceno medio) y Würm (Pleistoceno superior), habiendo sido reconocidos en otras áreas de Europa y América del Norte testigos de fases glaciares correlacionables con estas.

El problema fundamental de esta escala radica en el carácter discontinuo de los depósitos, así como en el hecho de que no estén situados con precisión dentro de una escala temporal, con lo que la correlación entre las distintas localidades resulta difícil. Asimismo, dado que esta escala se realizó en zonas de altas latitudes o gran altitud donde se habían dado condiciones adecuadas para el desarrollo de fenómenos glaciares, la correlación con los depósitos cuaternarios existentes en otras zonas no es posible.

Una escala cronoestratigráfica "global" para el Cuaternario se ha establecido a partir de la realización de sondeos oceánicos profundos. Existen diversos métodos para el establecimiento de esta cronología (Berggren *et al.*, 1980):

- dataciones: relativas al presente.
- escalas: comprenden una secuencia de condiciones alternantes.
- *datum levels* (bio-eventos): representan un único evento en la evolución progresiva de fauna y flora.

Las subdivisiones estratigráficas que se han propuesto (Berggren *et al.*, 1980) están basadas, en general, en: a) la escala de inversiones magnéticas o escala paleomagnética (de 0,73 a ca 2,4 Ma.) y b) la escala de los isótopos del oxígeno (de 0 a ca.0,9 Ma.). Como se observa, estas dos escalas se solapan en el intervalo de 0,7 a 0,9 Ma. Esto es debido a que las edades atribuidas a la escala paleomagnética son obtenidas por dataciones realizadas por el método de K/Ar, mientras que la escala de isótopos del oxígeno se ha realizado por interpolación con la escala paleomagnética.

2.1.2. ESCALA PALEOMAGNÉTICA

La escala paleomagnética se basa en la capacidad que posee el campo magnético terrestre de cambiar su polaridad a lo largo del tiempo geológico. Estas inversiones de polaridad se dan a nivel global de una manera casi instantánea desde el punto de vista geológico (entre 2000 y 8000 años, Tarling, 1986), quedando registradas en los materiales que se formen en ese momento,

independientemente del tipo de roca o, en materiales sedimentarios, de su ambiente deposicional.

La escala paleomagnética se divide en diferentes épocas en las que predomina un tipo de polaridad. Cuando la orientación del campo magnético terrestre coincide con la actual, se denominan Épocas de polaridad normal, y cuando esta polaridad se encuentra invertida respecto a la actual se denominan Épocas de polaridad inversa. Estas Épocas que presentan una polaridad predominante incluyen inversiones de menor escala temporal denominadas eventos.

Las edades asignadas a estas inversiones paleomagnéticas se han realizado en base a dataciones K/Ar de lavas terrestres. La precisión de estas dataciones permite ajustar los límites de las principales Épocas paleomagnéticas pero ofrece diversos problemas para correlacionar los diferentes eventos paleomagnéticos (Berggren *et al.*, 1980), que se han registrado, principalmente, de dos maneras:

- utilizando las anomalías registradas durante la expansión del fondo oceánico y correlacionándolo con las dataciones realizadas (Mankinen y Dalrymple, 1979; Klitgord *et al.*, 1975), asumiendo que la tasa de expansión de los océanos ha sido constante.
- mediante el estudio de los cambios de polaridad registrados en los sedimentos marinos entre dos inversiones conocidas y datadas, y considerando la velocidad de sedimentación del fondo oceánico constante a lo largo del tiempo, se extrapola la edad de estos cambios de polaridad (Opdyke, 1972).

Los resultados de estos dos métodos son similares, existiendo alguna diferencia en la delimitación de la base del evento Jaramillo y la duración del evento Olduvai. Esta discrepancia resulta de gran interés ya que el límite inferior del Pleistoceno se establece en relación a los límites de este evento. La propuesta de Aguirre y Pasini (1985) de situar la base del Pleistoceno en 1.64 Ma., ligeramente por encima del techo del evento Olduvai (figura 2.2), se acepta como correcta.

2.1.3. ESCALA DE ISÓTOPOS DEL OXÍGENO

La composición en isótopos del oxígeno de los caparazones de foraminíferos calcáreos, cocolitos y diatomeas silíceas presentes en los sedimentos oceánicos profundos, varía en proporción directa con la composición y temperatura del agua del mar. El registro de las variaciones en la composición isotópica de los mismos, indicadores de distintas situaciones paleoclimáticas, se ha utilizado para establecer una secuencia de estadios isotópicos reconocible a nivel mundial.

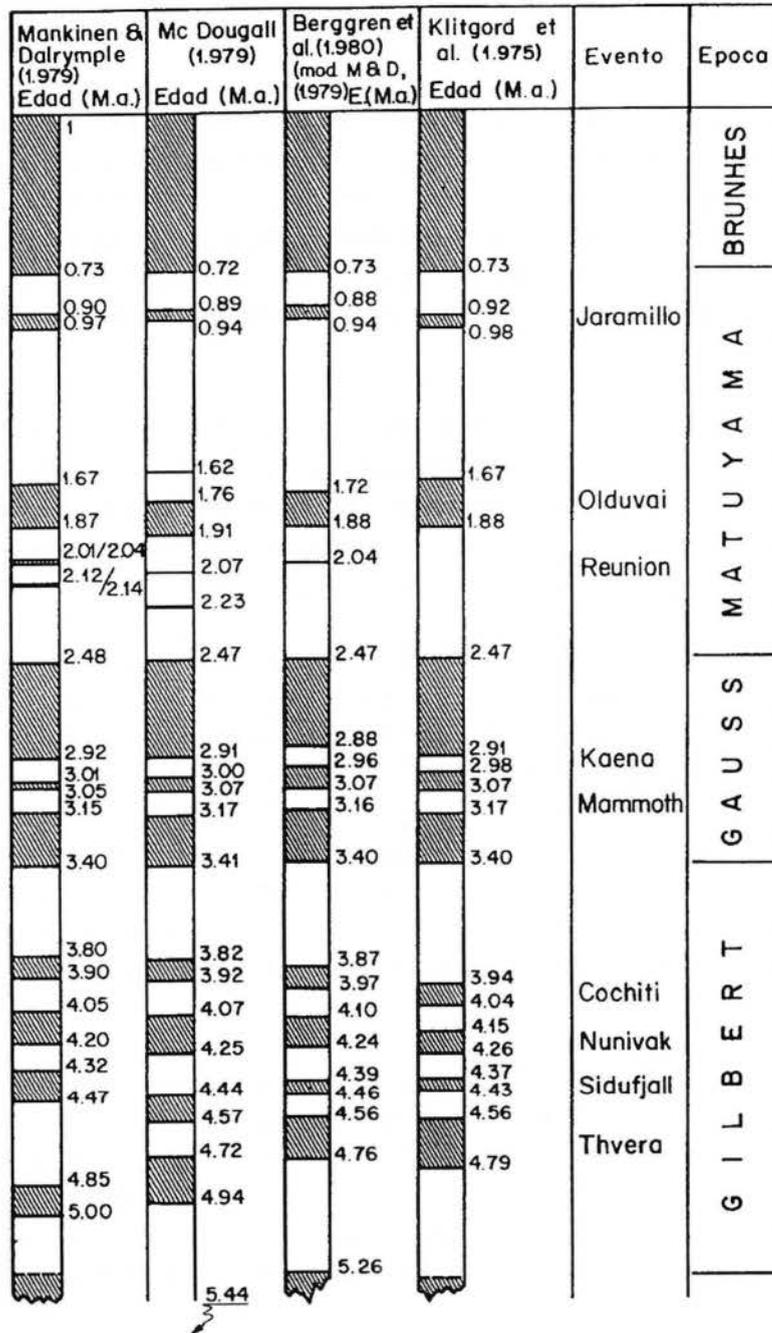


Figura 2.2. Escala paleomagnética para el Plioceno y Cuaternario según diferentes autores.

Para el análisis estratigráfico, el registro isotópico fue dividido en numerosos estadios por primera vez por Emiliani (1955) y desarrollado posteriormente por Shackleton y Opdyke (1973, 1976), ambos basándose en que los rápidos cambios isotópicos ocurridos en los océanos eran reconocibles en los sedimentos marinos profundos (figura 2.3).

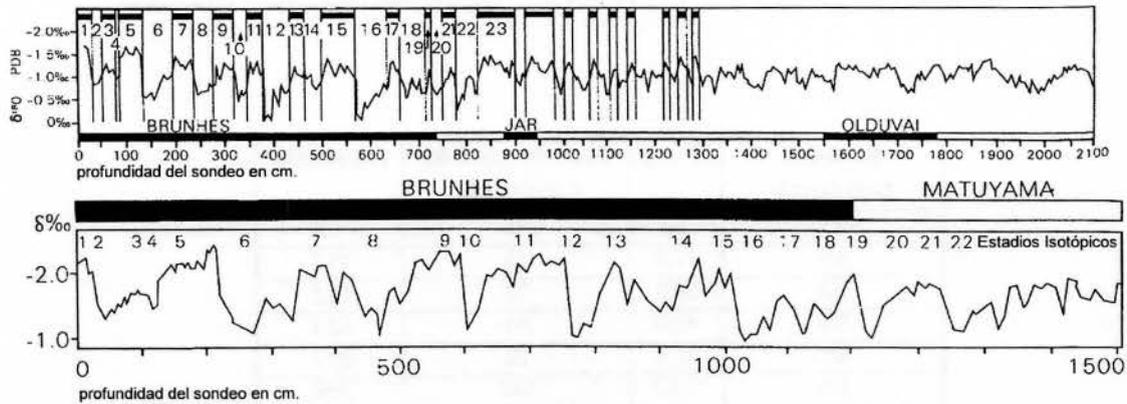


Figura 2.3. Escalas de isótopos del oxígeno en foraminíferos a partir de sondeos oceánicos profundos. Los estadios impares representan episodios cálidos (interglacial) y los pares episodios fríos (glacial). a) Sondeo V28-239 (Shackleton y Opdyke, 1976). b) Sondeo V28-238 (Shackleton y Opdyke, 1973).

Se han reconocido numerosos estadios caracterizados, bien por el predominio de isótopos ligeros del oxígeno (^{16}O) en el agua oceánica, asociado a épocas cálidas, bien por el predominio de isótopos pesados del oxígeno (^{18}O) en el agua de los océanos, asociado a épocas frías. La escala cronoestratigráfica definida a partir de estas variaciones está numerada de tal modo que los números pares indican momentos fríos y los números impares momentos cálidos, salvo el Estadio Isotópico 3, incluido dentro de la última fase glacial (*Last Glacial*, LG).

En relación con la escala paleomagnética, la correlación de los distintos estadios isotópicos con las diferentes inversiones magnéticas presenta algunos problemas. El límite Plioceno-Pleistoceno se situaría en la base del estadio 61 (Shackleton, 1987) o del 63 (Shackleton *et al.*, 1990), mientras que otros autores proponen fijar el límite en el estadio 57 (Williams *et al.*, 1988) o el estadio 65 (Sprovieri, 1993). Shackleton y Opdyke (1976) sitúan el estadio 23 en el techo del evento Jaramillo, y la base del estadio 19 en la inversión Matuyama/Brunhes (ca.700 Ka), es decir, en el límite Pleistoceno inferior-medio. Si bien los límites de los diferentes estadios isotópicos están bien definidos al representar cambios rápidos del contenido isotópico de los océanos (Berggren *et al.*, 1980), no están tan bien definidas las edades atribuidas a los mismos, presentando algunas discrepancias entre las calculadas interpolando la velocidad de sedimentación (Shackleton y Opdyke, 1973), las calculadas en base a la velocidad de acumulación del Al en los sedimentos, y las calculadas en base a la actividad del ^{230}Th (Kominz *et al.*, 1979) (tabla 2.1).

Tabla 2.1. Edades de los límites entre los diferentes estadios isotópicos comprendidos dentro de la época de polaridad normal Brunhes, según las distintas técnicas de datación empleadas.

Estadio Isotópico	²³⁴ Th	Sedimentación constante	Aluminio
Techo	1,8	0	1,8
1/2	11,2	13	11,3
2/3	36,2	32	34,3
3/4	69,0	64	67,7
4/5	81,6	75	80,4
5/6	144,7	128	138
6/7	208,1	195	209
7/8	259,6	251	266
8/9	301,6	297	307
9/10	347,9	347	348
10/11	361,9	367	370
11/12		440	436
12/13		472	465
13/14		502	502
14/15		542	540
15/16		592	585
16/17		627	619
17/18		647	640
18/19		688	677
B/M		700	693

2.2. CAMBIO CLIMÁTICO Y CUATERNARIO

2.2.1. ORIGEN DEL CAMBIO CLIMÁTICO. TEORÍA DE MILANKOVITCH

Las fluctuaciones climáticas registradas durante el Cuaternario se han considerado siempre asociadas a un patrón cíclico. Aunque han sido numerosas las propuestas que se han realizado para explicar la regularidad y la ciclicidad de estas fluctuaciones (Lowe y Walker, 1984), una de las hipótesis que más ha atraído la atención es la Teoría Astronómica, propuesta por Croll en 1875 y desarrollada posteriormente por Milankovitch en 1941 (en Dawson, 1992). Esta teoría se basa en asumir que las temperaturas superficiales de la Tierra pueden variar en respuesta a cambios periódicos en la órbita y el eje de la misma. Aproximadamente cada 96.000 años la forma de la órbita de la Tierra cambia de circular a elíptica alternativamente. Igualmente, la inclinación del eje de la Tierra varía entre 21,5° y 24,5° con una periodicidad de 42.000 años. Otra variable es la precesión de los

equinoccios, resultado del balanceo del eje de la Tierra, siendo ésta la razón de que los momentos de perihelio (momento en que la Tierra está más cerca del Sol) varíen en el tiempo. En la actualidad los inviernos en el Hemisferio Norte ocurren durante el perihelio, mientras que el verano tiene lugar durante el aphelio (momento en que la Tierra está más alejada del Sol). Aproximadamente cada 10.500 años la posición se invierte, volviendo a la posición inicial al completar un ciclo de 21.000 años (figura 2.4).

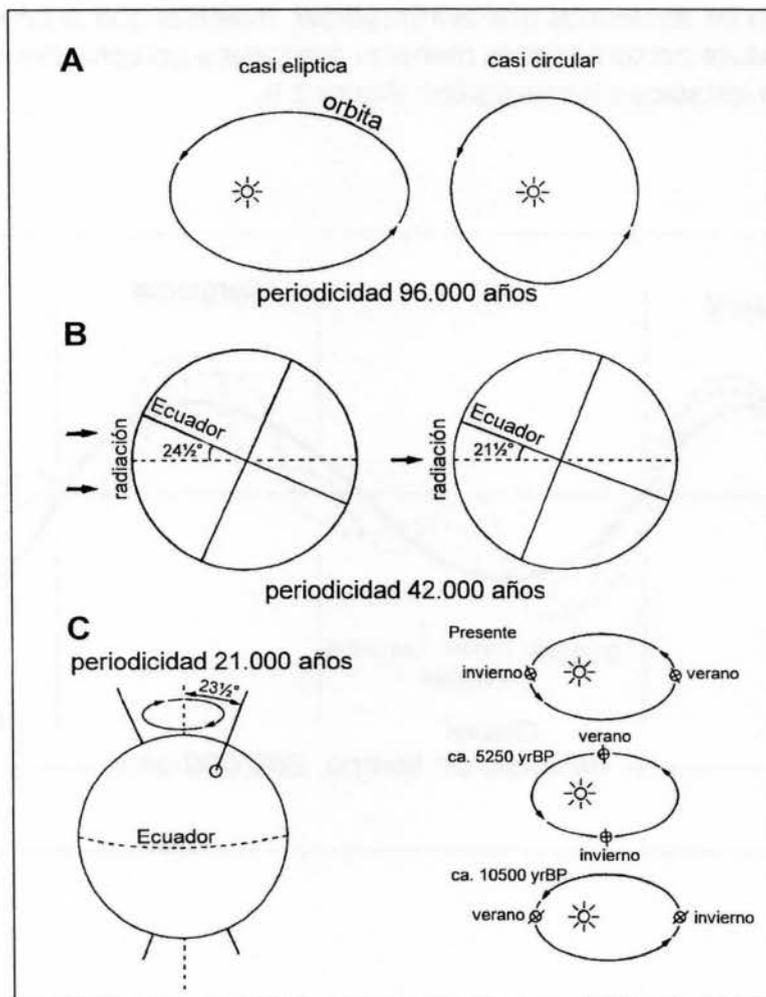


Figura 2.4. Variaciones de la órbita y de los ejes que afectan a la recepción de la radiación solar en la superficie de la Tierra: Excentricidad de la órbita (A); Inclínación axial (B); Precesión de los equinoccios resultado del balanceo del eje de la Tierra (C) (modificado de Lowe y Walker, 1984).

Estas variables combinadas pueden afectar a la cantidad de radiación que recibe la superficie terrestre y el patrón que controla los cambios climáticos puede ser calculado en base a datos astronómicos (Lowe y Walker, 1984). La teoría

comenzó a ser apreciada en el momento en el que se observó que este patrón coincidía con datos del registro geológico que indicaban una frecuencia y regularidad en los cambios climáticos ocurridos en el Cuaternario, como ocurrió con los primeros trabajos de variaciones del nivel del mar (Mesolella *et al.*, 1969), y sobre todo por los registros continuos de isótopos del oxígeno de sedimentos oceánicos profundos (Imbrie e Imbrie, 1979). Aunque existen diferentes propuestas, en general se asume que las oscilaciones climáticas se producen en ciclos de 100, 43, 24 y 19 Ka, según lo observado con el análisis detallado de secuencias de sondeos oceánicos (Hays *et al.*, 1976). El primer ciclo, 100.000 años, es el que controla las secuencias glacial/interglacial, mientras que la combinación de los otros introduce perturbaciones menores asociadas a los episodios climáticos de corta duración (estadios e interestadios) (figura 2.5).

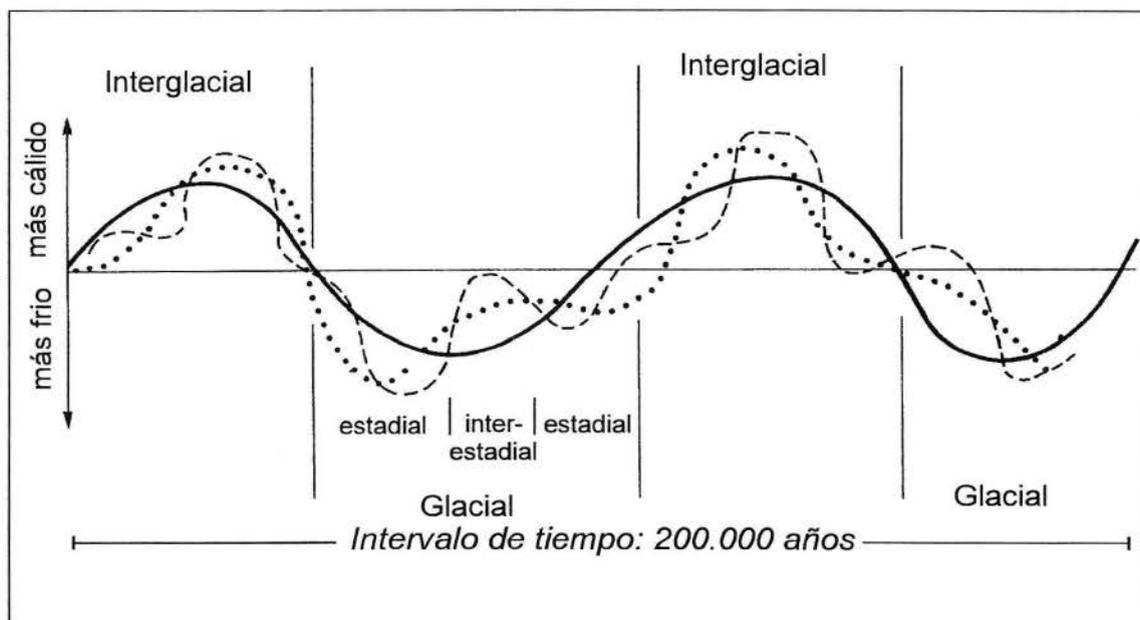


Figura 2.5. Representación esquemática de las variaciones medias de temperatura durante el Cuaternario, de acuerdo con ciclos de 100 Ka (línea sólida), 43 Ka (línea de puntos) y 24 Ka (línea de rayas) (según Hays *et al.*, 1976; modificado de Lowe y Walker, 1984).

2.2.2. REGISTRO GEOLÓGICO DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS DESDE EL ÚLTIMO INTERGLACIAL. RELACIÓN ENTRE SU CICLICIDAD Y LA TEORÍA DE MILANKOVITCH

El registro de los cambios climáticos basado en criterios geológicos ha permitido reconocer distintos períodos de calentamiento y enfriamiento global asociado con diferentes subestadios isotópicos (figura 2.6).

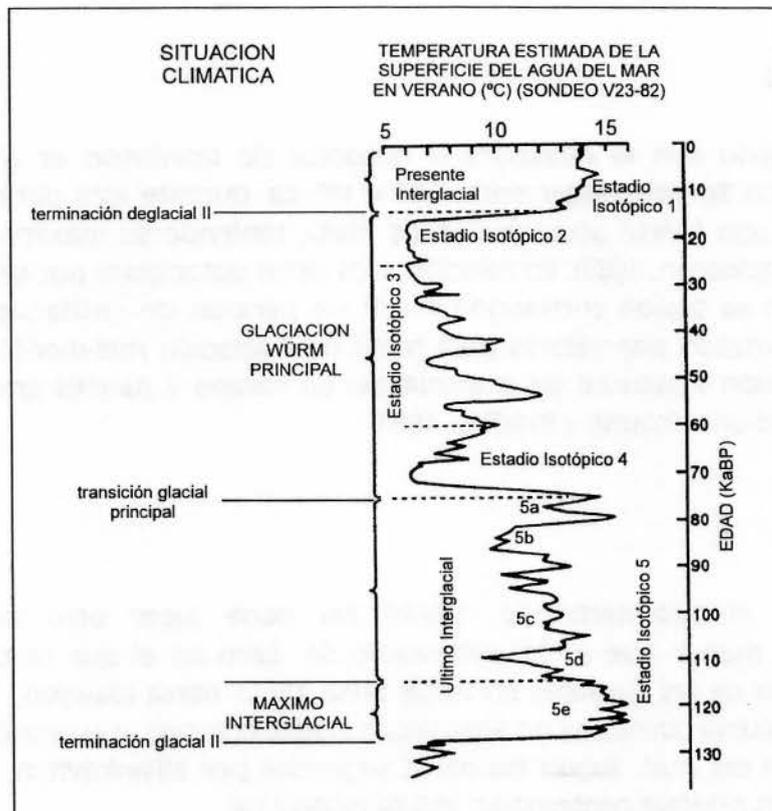


Figura 2.6. Situación climática desde el Último Interglacial interpretada a partir de los datos del sondeo V23-82 (modificado de Williams *et al.*, 1993).

2.2.2.1. Estadio Isotópico 5

SUBESTADIO 5e

El comienzo del Cuaternario Superior se corresponde con el inicio del Subestadio Isotópico 5e (130-122 Ka), caracterizado por un calentamiento global

generalizado. Este calentamiento queda reflejado en un pico definido claramente en el registro de isótopos del oxígeno de sondeos oceánicos, que refleja una disminución de la masa de hielo respecto al momento anterior y respecto a la actualidad. Parece ser evidente que hubo una reducción considerable de casquete glacial de la Antártida y desaparición de parte del casquete glacial de Groenlandia (Funder, 1989; Dawson, 1992). Este período de calentamiento parece estar en relación con un período de calentamiento predicho por Milankovitch, desarrollado entre 134 y 122 Ka, en un momento en el que los valores de insolación solar fueron significativamente más altos que en la actualidad (Dawson, 1992).

SUBESTADIO 5d

De acuerdo con la estratigrafía isotópica de Martinson *et al.* (1987), el Estadio Isotópico 5d tiene lugar entre 117 y 105 Ka. Durante este período parece haber existido una fuerte acumulación de hielo, teniendo su máximo desarrollo hace 115 Ka (Shackleton, 1987). En relación a los ciclos detectados por Milankovitch, este subestadio se puede correlacionar con un período de enfriamiento global (115 Ka) caracterizado por valores muy bajos de insolación *mid-month*, así como por una reducción sustancial de la insolación en verano y fuertes gradientes de insolación meridional (Young y Bradley, 1984).

SUBESTADIO 5c

Durante el subestadio 5c (105-93 Ka) tiene lugar otro período de calentamiento, menor que el del subestadio 5e, pero en el que se observa un fuerte retroceso de los glaciares en varias áreas de la Tierra (Dawson, 1984) y, de acuerdo con la curva corregida de Shackleton (1987), coincide con una significativa subida del nivel del mar. Según los datos sugeridos por Milankovitch, existe una fuerte insolación positiva centrada en 105 Ka (108-97 Ka).

SUBESTADIO 5b

El enfriamiento observado durante el Subestadio Isotópico 5b (93-85 Ka) parece ser menos pronunciado que el observado en el subestadio 5d. El estudio de la estratigrafía isotópica de los sondeos de hielo de Camp Century (Groenlandia) muestran un pico durante este subestadio que indica una rápida acumulación de hielo (Johnsen *et al.*, 1972). De acuerdo con los ciclos de Milankovitch, también se ha registrado un mínimo de insolación en verano centrado en 93 Ka (Dawson, 1992).

SUBESTADIO 5a

Un significativo calentamiento tiene lugar durante el Subestadio Isotópico 5a (85-74 Ka), bien definido en el registro isotópico (Shackleton, 1987).

2.2.2.2. Estadio Isotópico 4

Entre el final del Subestadio Isotópico 5a y el principio del Estadio Isotópico 4 (74-59 Ka), se registra un período bien definido de acumulación glacial. Hay registro de una rápida glaciación con fuerte acumulación de hielo en el Hemisferio Norte, debido a que una baja insolación en verano y alta insolación en invierno favorecen el crecimiento de los casquetes glaciares (Ruddiman *et al.*, 1980; Ruddiman y McIntyre, 1981a). Este período de enfriamiento perdura durante todo el Estadio Isotópico.

2.2.2.3. Estadio Isotópico 3

Aunque según la cronología isotópica el Estadio Isotópico 3 (59-24 Ka) estaría asociado a un período cálido, el patrón climático durante este período parece ser más complejo. Un período de calentamiento en el tránsito entre el Estadio 4 y el Estadio 3 (ca.60 Ka) parece ser evidente por la presencia de paleosuelos en Europa del Este y Rusia, así como por otros registros geológicos, siendo más contradictorias las evidencias que se encuentran para fijar un posible período cálido entre 50-35 Ka (Dawson, 1992), aunque esta última fase está avalada por una disminución del volumen global glacial deducido de los datos isotópicos (Shackleton, 1987). Un último intervalo de calentamiento parece tener lugar entre 33-25 Ka. La reconstrucción de los valores de insolación de Milankovitch para este período (65-30 Ka) muestra una marcada uniformidad, permaneciendo el clima global frío durante este intervalo si bien existen varios interestadios sobreimpuestos a esta tendencia (Berger, 1979).

2.2.2.4. Estadio Isotópico 2

Durante el Estadio Isotópico 2 se produce un crecimiento de los casquetes glaciares en el Hemisferio Norte durante lo que se ha llamado la Última Glaciación, que parece comenzar entre 28-25 Ka y terminar aproximadamente a 15 Ka, aunque estos límites varían en distintas áreas (Dawson, 1992). De acuerdo con Berger (1979), a 27 Ka comienza a intensificarse un mínimo de insolación en primavera, causante de este enfriamiento global que no fué tan extremo como el ocurrido en los anteriores períodos.

2.2.2.5. Estadio Isotópico 1

Durante el tránsito entre el Estadio Isotópico 2 y el Estadio Isotópico 1 se produce un calentamiento global que provoca la fusión de los últimos grandes casquetes glaciares. Este período de calentamiento comienza ca.15 Ka, y, salvo algunas variaciones que se comentarán más adelante, continúa durante el Presente Interglacial. Según los cálculos de Milankovitch, este calentamiento podría corresponderse con una anomalía positiva de insolación (valores mayores que en la actualidad) que comienza poco después de 19 Ka y muestra sus valores máximos a 10 Ka (Dawson, 1992).

2.2.2.6. Consideraciones

En general, parece existir una buena correlación entre los cambios climáticos indicados por evidencias geológicas y los períodos de calentamiento y enfriamiento global inferidos a través de los cálculos de Milankovitch. Con excepción del evento interstadial centrado ca.30 Ka, todos los interestadios del Cuaternario superior están caracterizados por una fuerte insolación positiva en verano. Sin embargo, estas correlaciones deben ser realizadas con precaución, principalmente debido a que la correlación entre la cronología astronómica de Milankovitch y las edades radiométricas no está realizada con certeza.

Datos de sondeos de hielo en Groenlandia (GISP) confirman que durante el último período glacial han existido intervalos cálidos (Johnsen *et al.*, 1992). Los resultados del sondeo GISP2 (Taylor *et al.*, 1993) confirman que durante la última glaciación existieron períodos ultrarrápidos con cambios climáticos de gran amplitud. Estos cambios no parecen responder a las predicciones realizadas por Milankovitch, sino que parecen deberse a repetidas perturbaciones en la dinámica del Atlántico Norte provocadas por colapsos del casquete glaciar de América del Norte (Bond *et al.*, 1993).

Así mismo, los últimos datos de sondeos oceánicos confirman la existencia en el Último Interglacial (Estadio Isotópico 5) de dos subestadios fríos y tres cálidos, el más cálido de estos ocurrido hace 120 Ka (Eemiense o Subestadio 5e) (McManus *et al.*, 1994; Keigwin *et al.*, 1994). Estos cambios no han podido correlacionarse con los datos de los sondeos del casquete glaciar de Groenlandia, dado que estos últimos presentan una mejor resolución, lo que ha producido una controversia entre la correlación de los datos de sondeos marinos y los continentales (Zahn, 1994a, 1994b).

Otro de los registros que no coincide con las hipótesis de Milankovitch es el registro continuo de los datos climáticos de los últimos 500.000 años en base a los análisis de venas de calcita en Devils Hole (Winograd *et al.*, 1992). La cronología establecida es la más completa obtenida en depósitos continentales y ha sido

datada en base a 21 análisis de Th/U. En este registro se ha observado que la duración de los últimos cuatro ciclos glaciares varía entre 80 y 130 Ka, sugiriendo que los cambios climáticos principales son aperiódicos y por tanto las variaciones de la insolación solar no son el principal factor que controla estos cambios climáticos.

2.2.3. VARIACIONES CLIMÁTICAS DURANTE EL PRESENTE INTERGLACIAL

La importancia y cantidad de datos de los cambios climáticos durante el Presente Interglacial hace necesaria una revisión de los mismos más detallada.

Cambios climáticos cortos, de pocos miles de años o menos, están claramente marcados al final del Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum*, LGM) y durante todo el Holoceno, habiendo sido en algunas ocasiones de gran magnitud (figura 2.7).

yr.BP	Zona de Polen	Período Blytt-Sernander	Clima
1000	VIII	Sub-Atlántico	Deterioro
2000			
3000			
4000	VIIb	Sub-Boreal	Óptimo Climático
5000			
6000	VIIa	Atlántico	
7000	VI	Boreal	Rápida mejora
8000			
9000	V		
10000	IV	Pre-Boreal	
	III	Younger-Dryas	Frío
11000	II	Allerød	Fresco

Figura 2.7. Situación climática del Holoceno en base a datos polínicos (modificado de Lowe y Walker, 1984).

2.2.3.1. Última Oscilación Glacial (Late Glacial Climatic Oscillation)

Durante la mayor parte de la Última Glaciación, gran parte del Atlántico Norte estuvo ocupada por aguas superficiales frías y casquetes de hielo, avanzando el Frente Polar hasta una latitud cercana a los 40°N (Ruddiman y McIntrye, 1981a). Aproximadamente a 13 Ka el Frente Polar retrocedió hasta una posición cercana a Islandia, extendiéndose hacia el Norte, a través de la costa del NO de Europa, alejándose de aguas de temperatura más cálida. Entre 12-11,8 Ka un corto episodio de enfriamiento ocurre en Europa (estadio Older Dryas) seguido de una época fresca pero más cálida que la anterior (interestadio Allerød), hasta aproximadamente 11 Ka, cuando nuevamente el Frente Polar avanzó hacia posiciones más septentrionales (Ruddiman y McIntrye, 1981b). Este avance parece suceder con una velocidad extremadamente rápida, como se deduce de los datos de sondeos oceánicos (Bard *et al.*, 1987).

2.2.3.2. Younger Dryas

El avance del Frente Polar mencionado provoca un enfriamiento generalizado entre 11 y 10 Ka que marca el Estadio denominado Younger Dryas, del que hay evidencias en toda Europa (Bell y Walker, 1992) y que puede haber llegado a registrarse en la Península Ibérica (Turner y Hannon, 1988) y posiblemente también en el norte de África (Lamb *et al.*, 1989).

Este episodio se registra en los sondeos de hielo de Groenlandia como un deterioro climático de corta duración pero marcada amplitud desarrollado entre 11 y 10 Ka (Dansgaard *et al.*, 1982).

Datos del norte de América indican también un abrupto cambio climático ca.11-10 Ka equivalente al Younger Dryas de Europa, por lo que parece ser que este enfriamiento estuvo claramente vinculado a cambios oceanográficos en el Atlántico Norte, lo que parece confirmarse al no existir evidencias de cambios climáticos comparables en las zonas no afectadas por la dinámica del Atlántico Norte (Bell y Walker, 1992).

Los resultados obtenidos en diferentes ambientes mediante diferentes metodologías muestran un desajuste en los límites de este evento, si bien se puede observar que nunca aparece antes de 12,8 Ka CalBP o posterior a 11 Ka CalBP (Hajdas, 1995) (figura 2.8).

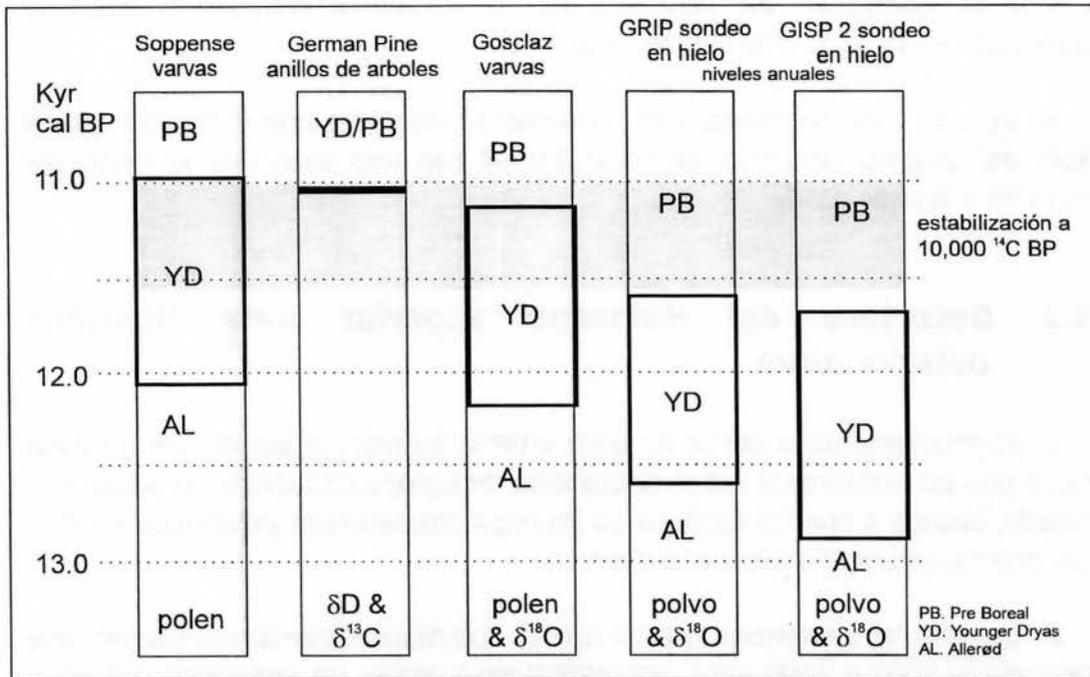


Figura 2.8. Cronología del Younger Dryas según diferentes áreas y técnicas de datación (Hajdas, 1995).

2.2.3.3. Holoceno inferior (Early Holocene amelioration)

Existen numerosos registros continentales y marinos de un calentamiento global que comienza ca. 10 Ka.

Los datos de los sondeos oceánicos sugieren que las aguas del Frente Polar del Atlántico Norte se retiraron hacia Islandia hace 9 Ka, estableciéndose en las costas del Oeste de Europa aguas superficiales relativamente cálidas (Bard et al, 1987; Ruddiman y McIntyre, 1981b).

2.2.3.4. Óptimo Climático (Hypsithermal)

El Óptimo Climático del Presente Interglacial ocurre entre 9000 y 4000 yrBP (Bell y Walker, 1992), registrándose los efectos de este calentamiento en todo el mundo, aunque con diferencias en las cronologías que definen el máximo térmico.

Los datos de los sondeos de hielo de Camp Century (Groenlandia) sugieren que entre 8000 y 4100 yrBP existieron unas condiciones climáticas más cálidas que en la actualidad, fijando el máximo térmico entre 6000 y 5000 yrBP (Johnsen *et al.*,

1972). Por el contrario, los registros de la Antártida centran el máximo calentamiento en ca.9000 yrBP (Jouzel *et al.*, 1987).

En Europa y Norteamérica hay numerosas evidencias que muestran que el principio del Óptimo Climático (período Boreal) fue más seco que el resto del período (Bell y Walker, 1992).

2.2.3.5. Deterioro del Holoceno superior (Late Holocene deterioration)

Aproximadamente a partir de 5000 yrBP la interpretación de los cambios climáticos con los numerosos datos disponibles de Europa comienza a resultar más complicada, debido a que los cambios en los registros naturales presentan indicios de estar afectados por la actividad antrópica.

En general, las evidencias indican que las condiciones climáticas fueron muy variables entre 5000 y 3000 yrBP, empezándose a notar un deterioro climático progresivo ca.3000-2500 yrBP (Bell y Walker, 1992).

Los sondeos de hielo de Groenlandia muestran un deterioro climático posterior a 4000 yrBP (Dansgaard *et al.*, 1982), confirmado por un enfriamiento de las aguas superficiales del Atlántico Norte ca.4000 yrBP (Balsam, 1981). También hay evidencias de un avance de los glaciares en Europa y Norteamérica después de 5500 yrBP y especialmente después de 2500 yrBP (Grove, 1979).

2.2.3.6. Pequeño Óptimo Climático (Fase Cálida Medieval)

Entre 700-1300 AD (1250-650 yrBP) hay evidencias de un corto episodio de calentamiento climático que provoca un retroceso glaciar observado en muchas áreas del Hemisferio Norte (Grove, 1979; Porter, 1986). Este aumento de la temperatura también queda reflejado en los sondeos de hielo de Groenlandia donde se deduce que entre 700 y 1000 AD (1250-950 yrBP) la temperatura era 1-2°C superior a la actual (Dansgaard *et al.*, 1975).

2.2.3.7. Pequeña Edad del Hielo

Durante la Fase Cálida Medieval sucede un episodio de condiciones climáticas de enfriamiento de repercusión global (Grove, 1988). La datación de este episodio varía en las diferentes áreas, expandiéndose entre los siglos XIV y XVII. Existen evidencias de reavances de los glaciares de montaña, incrementos de deslizamientos y avalanchas en áreas de montaña, cambios en la vegetación de

estas áreas, inundaciones en regiones costeras y expansión del Casquete Glaciar Ártico (Bell y Walker, 1992). Está caracterizado, en las regiones templadas del Hemisferio Norte, por veranos frescos bien marcados e inviernos fríos y húmedos, con un incremento significativo de las tormentas (Lamb, 1977).

2.2.4. VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN RELACIÓN CON EL CLIMA GLOBAL DESDE EL ÚLTIMO INTERGLACIAL

Uno de los registros más completos de las variaciones glacio-eustáticas del nivel del mar se ha realizado a partir de los estudios de isótopos del oxígeno en foraminíferos planctónicos y bentónicos procedentes de sondeos oceánicos profundos (Shackleton, 1987). La importancia de la curva de variación del nivel del mar deducida a partir de este registro se debe a que está calculada independientemente de los datos procedentes de las líneas de costa emergidas o sumergidas. Es remarcable la buena correlación que presenta con los datos de los registros más completos de variación del nivel del mar obtenidos en las áreas litorales de Nueva Guinea (Bloom *et al.*, 1974; Chappell, 1974, Aharon, 1984), Barbados (Mesolella *et al.*, 1969; Steinen *et al.*, 1973; Bard *et al.*, 1990) o Mallorca (Butzer y Cuerda, 1962). Estas curvas muestran una bajada del nivel del mar hasta -50m. durante el Subestadio Isotópico 5d, que puede haber alcanzado -75m. al comienzo del Estadio Isotópico 4 y hasta -120m. durante el Último Máximo Glacial (LGM).

Si bien los datos de las zonas costeras son difíciles de estudiar y correlacionar debido a la inestabilidad tectónica de algunas áreas, son precisamente estas zonas inestables las que ofrecen un mejor registro. Un ejemplo de ello son los niveles de terrazas coralinas emergidas de Nueva Guinea y de Barbados. Los mayores complejos arrecifales se produjeron en los momentos de rápida subida del nivel del mar, a 138-118 Ka y a 8,2 Ka, representando las dos transgresiones principales inmediatamente posteriores a las dos últimas glaciaciones (Dawson, 1992). La subida del nivel del mar en el Último Interglacial fue cercana a 6 m. por encima del nivel actual, tendiendo posteriormente a bajar, excepto durante las altas paradas del nivel del mar ocurridas en los episodios cálidos interestadiales, momentos en los que se construyeron complejos coralinos de menor entidad.

A partir de los trabajos de Bard *et al.* (1990) y Aharon (1984) se han podido datar las posiciones del nivel del mar a nivel global una vez corregida la componente tectónica. Los datos indican una bajada de -12 m. ca.107 Ka, -19 m. ca.85 Ka, -28 m. ca.60 Ka, -32 y -38 m. ca.45 Ka, y -42 m. ca.40 Ka. El episodio de bajada del nivel del mar entre 80-20 Ka representa la Última Glaciación.

La correlación entre las variaciones del nivel del mar y los datos de isótopos del oxígeno derivados de las terrazas de coral muestran también una importante

sincronía (Aharon y Chappell, 1986). Uno de los aspectos remarcables de estos datos es que los períodos de subidas del nivel del mar a 124 Ka, 105 Ka y 80 Ka parecen coincidir con los períodos de máxima insolación sugeridos por Milankovitch.

Un detallado análisis de más de 300 dataciones de Th/U de terrazas coralinas de todo el mundo, muestra ocho niveles de altas paradas del nivel del mar centradas en 129 ± 33 Ka, 123 ± 13 Ka, 102.5 ± 20 Ka, $81,5 \pm 5$ Ka, $61,5 \pm 6$ Ka, 50 ± 1 Ka, $40,5 \pm 5$ Ka y $33 \pm 2,5$ Ka (Smart y Richards, 1992), mostrando claramente que el Subestadio Isotópico 5e no es un único evento, sino que presenta dos altas paradas del nivel del mar separadas por una recesión. Estos datos habían sido detectados en observaciones de campo al poder separar claramente dos niveles de terrazas, VIIa y VIIb, en la serie de la Península de Huon, Nueva Guinea (Chappell, 1974; Bloom et al, 1974).

Una revisión de las dataciones de Barbados realizada con nuevas técnicas de datación de Th/U (*TIMS, Thermal Ionization Mass Spectrometry*) ha sido llevada a cabo recientemente por Bard et al. (1993) ofreciendo una precisa cronología de las variaciones del nivel del mar en los últimos 300 Ka. El mismo asume una subida del nivel del mar de 7 m. durante el Último Interglacial, utilizándolo como base para el cálculo de la corrección de la tasa de elevación tectónica para evaluar el nivel del mar en otros períodos. El máximo nivel se alcanza en el Subestadio Isotópico 5e, datado entre 120 y 133 Ka.

Para el Presente Interglacial, la existencia de numerosas curvas del nivel del mar regionales hace difícil una correlación entre ellas, sobre todo porque provienen de áreas con diferente comportamiento tectónico, aunque realizando algunas correcciones sobre este factor se han podido obtener algunos datos de referencia a nivel global. Los trabajos más concluyentes sobre los cambios eustáticos del nivel del mar son los realizados por Mörner (1971) en base a curvas eustáticas regionales en las que se ha corregido la componente glacio-isostática para realizar curvas de cambios relativos del nivel del mar. Del mismo modo, Fairbanks (1989) realiza una curva basada en los datos de formaciones coralinas sumergidas y asumiendo una tasa media de elevación tectónica.

En el NO de Europa, Mörner (1971) deduce que la variación eustática del nivel del mar durante el Último Máximo Glacial (LGM) fue entre -85 y -90 m. en relación al nivel actual, ascendiendo hasta -60 m. ca.15000 yrBP. Una rápida subida del nivel del mar parece tener lugar entre 13000 y 11000 yrBP, alcanzando -45 m., donde se estabiliza durante el Younger Dryas (11000-10000 yrBP) para comenzar a ascender nuevamente después de 10000 yrBP, con una rápida subida ocurrida entre 9000-7000 yrBP (Mörner, 1980).

Los datos de las terrazas de Barbados (Fairbanks, 1989) indican que el nivel del mar durante el Último Máximo Glacial (LGM) alcanzó -121m., para comenzar a

ascender aceleradamente hasta el inicio del Younger Dryas (ca.11000 yrBP), momento en el que se estabiliza debido a que desciende la cantidad de agua de deshielo descargada en los océanos. Posterior a 10000 yrBP comienza de nuevo una rápida subida del nivel del mar que empieza a decelerarse ca.7000 yrBP. En base a los estudios isotópicos llevados a cabo en dichos complejos arrecifales, se observa que las pulsaciones de alta descarga de agua debida al deshielo de los casquetes glaciares coinciden con períodos de rápidas subidas del nivel del mar (12000 yrBP, 9.500 yrBP), separados por momentos de baja descarga de agua de deshielo asociados a decrecimientos en la subida del nivel del mar (entre 17000 y 12500 yrBP y durante el Younger Dryas). Una disminución en la tasa de subida global del nivel del mar se observa a 7000 yrBP, una vez que la mayoría de los casquetes glaciares del Hemisferio Norte habían desaparecido, con el consiguiente descenso de la descarga de agua de deshielo a los océanos.

Igualmente, los resultados de los estudios realizados en las terrazas holocenas de la Península de Huon (Nueva Guinea) muestran una máxima tasa de subida del nivel del mar entre 10000-9000 yrBP (Chappell y Polach, 1991).

Estos datos confirman que la transgresión holocena postglacial afectó a las áreas costeras de todo el mundo, si bien el registro de esta variación no ha sido ni sincrónico ni de igual intensidad en todas las áreas.

2.3. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA MEDITERRÁNEA Y ATLÁNTICA ADYACENTE: Los Estratotipos

2.3.1. ITALIA

La escala cronoestratigráfica ha sufrido numerosas revisiones y modificaciones, debido, fundamentalmente, a que en muchos casos el estratotipo elegido para designar cada uno de los pisos no presenta las características estratigráficas necesarias para poder distinguirlo a nivel regional.

En base al contenido paleontológico de los pisos del Pleistoceno inferior Ruggieri y Sproveri (1975) propusieron la siguiente terminología, de más antiguo a más moderno, respectivamente: Calabriense, caracterizado por la aparición de *Arctica islandica*; Emiliense, caracterizado por la aparición de *Hyalinea balthica*; y Siciliense, caracterizado por la aparición de *Globorotalia truncatulinoides*.

Ruggieri (1979) propone una nueva escala en la que desaparece el término Calabriense, que él considera sinónimo del Siciliense, definido por Dolderlein (1872), quedando el Pleistoceno estructurado en tres partes:

- Pleistoceno inferior. Caracterizado por una fuerte actividad tectónica, se divide en tres pisos agrupados en un superpiso denominado Selinuntiense. De más antiguo a más moderno son los siguientes: Santerniense, con fauna fría, se caracteriza por la aparición de *Arctica islandica*; Emiliense, con fauna predominantemente fría pero que presenta alguna especie cálida en su parte media, se caracteriza por la aparición de *Hyalinea balthica*; Siciliense, también con fauna fría, se caracteriza por la aparición de *Globorotalia truncatulinoides* que coexiste con las anteriores.

- Pleistoceno medio. Se da durante una fase de estabilidad tectónica denominada "Regresión Romana", que está caracterizada por un ambiente predominantemente continental.

- Pleistoceno superior. Presenta un gran desarrollo de terrazas marinas. El Crotoniense se utiliza para designar las terrazas marinas sin *Strombus bubonius*, sustituyendo al anteriormente denominado Milazziense. Se continúa utilizando el Tirreniense para definir los niveles de terrazas marinas con *Strombus bubonius*.

Debido al solapamiento entre conceptos cronoestratigráficos y bioestratigráficos en las diferentes terminologías establecidas, Keraudren (1987) replantea la escala cronoestratigráfica del Pleistoceno marino en el Mediterráneo utilizando la división general de Pleistoceno inferior (desde la base del Pleistoceno hasta la inversión Brunhes-Matuyama), Pleistoceno medio (desde la base de Brunhes hasta el comienzo del Estadio Isotópico 5) y Pleistoceno superior (hasta el comienzo del Estadio Isotópico 1).

Los depósitos holocenos, tanto marinos como continentales, son incluidos en el episodio Versiliense desde su definición por Blanc (1942).

2.3.1. MARRUECOS

La escala cronológica del Cuaternario de Marruecos sirve de referencia, no sólo para todo el norte de África, sino también para el SO peninsular, donde a veces se utiliza para su correlación con la escala cronoestratigráfica para el Atlántico, en particular en lo referente al Pleistoceno superior.

La escala más completa hasta el momento es la propuesta por Texier *et al.* (1986), basada en el reconocimiento de alternancias pluvial-interpluvial (húmedo-seco). En los estadios pluviales, relacionados con épocas de mayor humedad, predominan los procesos edafo-genéticos (biostasia) y se pueden correlacionar con los estadios interglaciares de Europa. Los estadios interpluviales o de mayor aridez están dominados por los procesos erosivos con transferencia de material sólido (rexistasia), correlacionándose con las épocas glaciares en Europa. En lo que

respecta a los pisos marinos, se propone una escala basada en los ciclos glacio-eustáticos completos transgresión-regresión.

El tránsito al Cuaternario está definido por el ciclo Moghrebiense, que incluye los últimos depósitos marinos Pliocenos. Posterior al mismo se definen tres pisos marinos denominados Messaudiense, Anfatiense y Ouljiense. Cada uno de estos pisos presenta tres partes: un tramo inferior correspondiente al inicio de la transgresión, uno intermedio que se corresponde con el máximo transgresivo y uno superior correspondiente al inicio de la regresión. Así mismo, los tres pisos presentan fauna cálida en sus momentos de máximo transgresivo, correlacionándose respectivamente con los interglaciares Gunz-Mindel, Mindel-Riss y Riss-Wurm. Los altos niveles del mar con faunas frías que aparecen dentro de estos ciclos (Harouniense dentro del Ouljiense inferior y Maarifiense dentro del Messaudiense superior) se consideran pulsaciones dentro de cada ciclo resultantes de la actividad tectónica local. El ciclo más reciente, equivalente al Versiliense de Italia, se denomina Mellahiense.

El contenido faunístico de estos pisos es el siguiente:

- Messaudiense: coexiste fauna pliocena con fauna ya propiamente cuaternaria, produciéndose la sustitución progresiva de algunas especies pliocenas (*Gryphaea virleti* o *Purpura gallica*) hacia formas ya cuaternarias (*G. cucullata* y *P. plessisi*).
- Maarifiense: coexiste fauna cálida chilo-peruviana (*Purpura plessisi* y *P. crassilabrum*) con fauna fría nórdica (*Nucella lapillus* y *Littorina littorea*).
- Anfatiense: durante este período se produce la sustitución de fauna chilo-peruviana y nórdica por fauna senegalesa (*Patella safiana*, *Thais haemastoma*).
- Ouljiense: continúa la presencia de fauna senegalesa sin que aparezca en ningún momento *Strombus bubonius*, que define al Tirreniense en el Mediterráneo.

La cronología de estos pisos ha sido establecida en base a la escala paleomagnética y a la escala isotópica. Así, el Messaudiense comprende el Pleistoceno inferior (hasta la inversión Matuyama/Brunhes), el Anfatiense el Pleistoceno medio (del Estadio Isotópico 19 hasta el inicio del Estadio Isotópico 8) y el Ouljiense desde el Estadio Isotópico 8 (ca.300 Ka) hasta el Holoceno (10 Ka). Las subdivisiones del Ouljiense comprenden el Harouniense o Ouljiense inferior (desde el Estadio Isotópico 8 hasta el Estadio Isotópico 6), el Ouljiense medio (Subestadio Isotópico 5e) y el Ouljiense superior (hasta el inicio del Estadio Isotópico 1) (figura 2.9).

Capítulo 3

Capítulo 3

EL REGISTRO DE LAS VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL PLEISTOCENO. IMPORTANCIA DEL ÚLTIMO INTERGLACIAL

3.1. EL PLEISTOCENO DEL SUR PENINSULAR

3.1.1. EL TRÁNSITO PLIO-PLEISTOCENO

3.1.1.1. Área Atlántica: los depósitos plio-pleistocenos del Golfo de Cádiz.

CUENCA DEL GUADALQUIVIR

El relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir está constituido por materiales neógenos y cuaternarios. No obstante, las edades atribuidas a estos depósitos por diferentes autores no son siempre coincidentes (Vigüier, 1974; Zazo, 1980; Civis *et al.*, 1987; Mayoral y Pendón, 1987; Pendón y Rodríguez Vidal, 1987; Zazo y Goy, 1988; Torcal *et al.*, 1990; Salvany y Custodio, 1995) (figura 3.1).

En líneas generales, se acepta como edad Mioceno superior-Plioceno inferior para la "Unidad basal carbonatada" y la "Formación Arenas de Huelva" (Vigüier, 1974; Civis *et al.*, 1987; Mayoral y Pendón, 1987; Rodríguez Vidal *et al.*, 1985). Todos los autores mencionados consideran la "Formación Arenas de Bonares" (Mayoral y Pendón, 1987) de edad Plio-Cuaternario. Torcal *et al.* (1990), a falta de un registro paleontológico que permita establecer una adecuada cronología, realizan un estudio mineralógico de esta formación diferenciando dos grandes unidades: "Unidad inferior" infratidal y "Unidad superior" intertidal, entre las que se observa un brusco cambio mineralógico que debe corresponder no sólo a una variación climática, sino también a un cambio en el área de aporte. Este cambio les inclina a situar el tránsito Plio-Pleistoceno entre dichas unidades. Esta

cronología está apoyada en la correlación con las "Arenas rojas" con *Box auros* (característico del Cuaternario), que son observadas en el litoral de Cádiz y que han sido interpretadas como el inicio del Cuaternario (Zazo, 1980; Zazo y Goy, 1988; Zazo y Goy, 1991a).

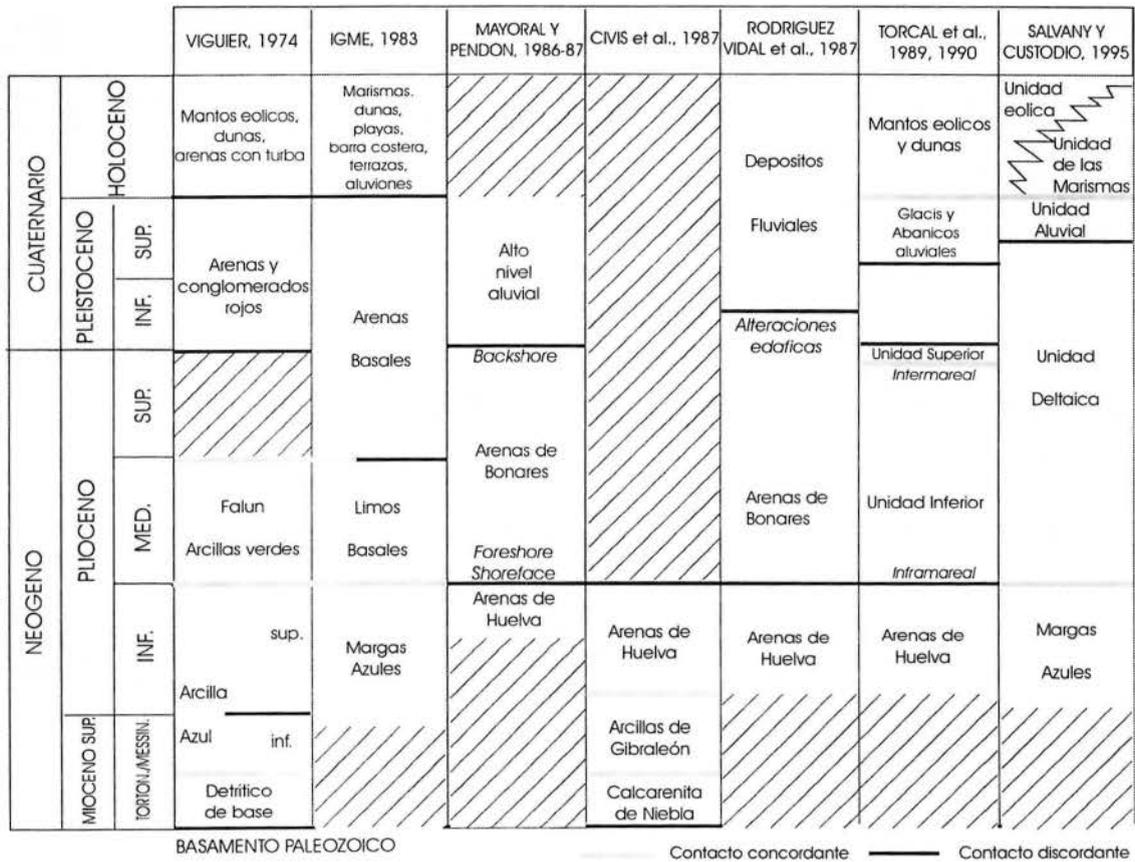


Figura 3.1. Cuadro esquemático de los depósitos plio-pleistocenos de la Cuenca del Guadalquivir (modificado de Salvany y Custodio, 1995).

GOLFO DE CÁDIZ-ESTRECHO DE GIBRALTAR

El tránsito Plio-Cuaternario en este área, al igual que en otras áreas del litoral peninsular, es muy difícil de establecer dado que el tipo de facies aflorantes, tanto de los materiales del Plioceno medio-superior, como de los depósitos del Pleistoceno inferior, son demasiado someros como para contener la microfauna que caracteriza el Plioceno superior (*Globorotalia inflata*) o el Pleistoceno inferior (*Neogloboquadrina pachiderma sinistra*).

Por otra parte, el registro de fauna fría, tanto de micro como de macro, que se produce en muchas áreas de la cuenca mediterránea al inicio del Cuaternario, nunca ha sido reconocida en el litoral español emergido.

Goy *et al.* (1994a) realizan el estudio de varias secuencias de los materiales del Plio-Pleistoceno del litoral atlántico y mediterráneo del área de Gibraltar, del que se puede sintetizar que:

- En la cuenca mediterránea los principales afloramientos se localizan en el Campo de Gibraltar, donde se definen dos unidades (nombradas informalmente A y B) que se apoyan discordantes sobre las unidades del flysh, estando separadas entre sí por una discordancia.

La unidad inferior (Unidad A) consiste en una secuencia de calcarenitas bioclásticas que hacia a techo pasan a arenas amarillas y pardo-amarillentas. La unidad superior (Unidad B) incluye varias subunidades calcareníticas ricas en bioclastos, e incluso lumaquéllicas, que progradan sucesivamente hacia el Sur-Sureste a partir de una plataforma mixta terrigeno-carbonatada adosada al flanco Sur de los relieves de la Sierra Almenara. La presencia de *Globorotalia puncticulata* y *G. crassaformis* por encima y por debajo de la discordancia que separa estas unidades sitúa estos depósitos en el Plioceno superior, siendo toda la serie estudiada del Plio-Pleistoceno (Goy *et al.*, 1994a).

- En el litoral atlántico se describe la serie de la cuenca de Vejer-Barbate como la más completa. Sobre las calcarenitas del Mioceno superior, se apoyan discordantes las series pliocenas y cuaternarias. Los anteriores autores describen tres unidades dentro de los materiales plio-pleistocenos:

- Unidad inferior (Unidad 2), constituida por arenas blancas que se apoyan discordantes sobre areniscas calcáreas bioclásticas del Mioceno (Unidad 1). En la misma se diferencian tres tramos, en el último de los cuales se intercalan niveles calcareníticos con restos de bivalvos y otros organismos marinos bentónicos someros. Asignan estos materiales al Plioceno.

- Unidad intermedia (Unidad 3), constituida por arcillas verdes con fauna marina plactónica entre la que destaca *Globorotalia puncticulata* y *Globorotalia tosaensis tennitheca*, representando todo el episodio una elevación del nivel del mar significativa. Lateralmente estas facies marinas pasan progresivamente a depósitos estuarinos con paleosuelos de tipo hidromorfo hacia techo. Estos materiales han sido asignados al tránsito Plio-Pleistoceno.

- Unidad superior (Unidad 4), correspondiente a depósitos conglomeráticos rojizos que erosionan la anterior serie. Corresponden a depósitos cuaternarios que representan los materiales de un antiguo abanico aluvial del río Barbate.

El contorno del estuario plio-cuaternario ha estado fuertemente controlado por dos sistemas de fallas de dirección N-S y E-O respectivamente, que

funcionaron, al menos durante esta época, como fallas normales. No obstante, fallas inversas N-S de menor recorrido afectan a toda la serie plio-cuaternaria (Goy *et al.*, 1994a).

En la Bahía de Cádiz se deduce que el tránsito Plio-Pleistoceno está representado aquí por depósitos marinos litorales y fluvio-marinos, correspondiendo estos depósitos a un antiguo brazo del Guadalquivir que desembocaría en la zona de La Florida - Puerto de Santa María, en donde se habría establecido una zona subsidente desde el Plioceno superior (Zazo *et al.*, 1983; Zazo y Goy, 1987; Zazo, 1989).

3.1.1.2. Área Mediterránea

El límite Plio-Pleistoceno en el Mediterráneo se ha establecido en base a la aparición de fauna fría (huéspedes nórdicos) que procedente del Atlántico Norte entró en el Mediterráneo al inicio del Cuaternario. Entre dicha fauna destacan: *Hyalinea balthica*, foraminífero; *Cytheropteron testudo*, ostracodo, y el molusco *Arctica islandica*, que aparece en los depósitos más someros.

Por otra parte, el límite se establece en base a la presencia de la asociación de foraminíferos planctónicos que caracteriza al Plioceno superior (biozona de *Globorotalia inflata*). La mayoría de los sedimentos marinos pliocenos y pleistocenos que afloran en las cuencas litorales del SE peninsular presentan un carácter muy somero, lo que implica la ausencia total de dicha asociación de foraminíferos. Por esta razón tradicionalmente se ha establecido el límite en base a la presencia de una macrofauna considerada característica del Plioceno superior (*Strombus coronatus*, *Glycimeris bimaculata* y *Pecten jacobus*), por lo que el Pleistoceno comenzaría en los depósitos situados estratigráficamente por encima de estos últimos.

Aparte del contenido faunístico, el límite también se ha establecido tradicionalmente en base a las características de la secuencia sedimentaria. La primera secuencia sedimentaria tipo para el Pleistoceno de este área define las unidades P.I (Plioceno I: margas grises), P.II (Plioceno II: calcarenitas amarillas) y P.III (Plioceno III: limos y margas versicolores) (Montenat, 1973). La edad de estas unidades se establece en base a la presencia de la asociación *Globorotalia margaritae*, *Globorotalia puncticulata* y *Globorotalia crassaformis* en la unidad P.I, lo que cronológicamente la asimila al Plioceno inferior-medio. La ausencia de microfauna característica en la unidad P.II obliga a asumir una edad Plioceno medio-superior debido a su posición relativa con respecto a la unidad anterior.

Los estudios paleomagnéticos realizados en diferentes cuencas de este área han revelado que estas unidades no pueden ser tratadas como unidades cronoestratigráficas, ya que se trata de unidades heterócronas (Goy *et al.*, 1989,

Bardaji *et al.*, 1995). Igualmente, estas secuencias paleomagnéticas demuestran que la inversión Olduvai-Matuyama siempre tiene lugar en la parte superior de la unidad de calcarenitas amarillas, lo que indica que el tránsito Plio-Pleistoceno en las Béticas no parece estar acompañado por ningún cambio de tipo climático, tectónico o sedimentario, sino que dicho cambio se produce antes o después de dicho límite.

3.1.2. LOS EPISODIOS MARINOS PLEISTOCENOS DE LAS ÁREAS ADYACENTES

La cronoestratigrafía del Cuaternario en el litoral bético mediterráneo ha sido construida fundamentalmente en base a la cartografía y correlación entre las distintas secuencias de episodios marinos y continentales desarrollados en cada una de las cuencas. La cronología entre las distintas unidades morfosedimentarias se ha hecho en base a su disposición relativa, distribución regional, datos paleomagnéticos y contenido faunístico. El gran desarrollo que presentan en este litoral los depósitos tirrenienses con abundancia de fauna, ha hecho posible la utilización de dataciones isotópicas que han permitido caracterizar cronológicamente los episodios cálidos registrados desde el final del Pleistoceno medio.

3.1.2.1. Almería

A lo largo de todo el litoral de Almería se ha establecido un máximo de cinco episodios marinos que abarcan el Pleistoceno inferior y medio (Goy y Zazo, 1982; 1986a), el más reciente de ellos (T-I) con *Strombus bubonius*, aunque en algunas zonas no hayan podido ser determinados con exactitud. En la Cuenca de Almería, en concreto en la mitad más oriental, por encima del nivel de *lagoon* previamente considerado como Plio-Pleistoceno y antes de los episodios tirrenienses con *Strombus bubonius*, se han reconocido dos episodios marinos, el primero superpuesto al *lagoon* (Episodio Cuesta Colorada) y el segundo fuertemente encajado y de gran amplitud (Episodio El Alquíán, Goy y Zazo, 1982; 1983; 1986a) lo que ha hecho suponer que en realidad estaría constituido por más de un episodio que abarcaría desde el Pleistoceno inferior hasta el final del Pleistoceno medio.

La tectónica activa a la que ha estado sometida esta zona impide utilizar el factor altura para la correlación y definición de los distintos episodios. El Pleistoceno superior está representado por tres episodios, todos ellos con *Strombus bubonius*, siendo en esta zona donde se han definido (Zazo *et al.*, 1984) los cuatro niveles tirrenienses (T-I; T-II; T-III y T-IV) utilizados para la cronoestratigrafía de este período en el litoral mediterráneo español. Las edades de estos episodios, excepto la del T-IV, han sido determinadas mediante análisis

isotópicos Th/U en 180 Ka para el T-I, 128 Ka para el T-II y 95 Ka para el T-III. La edad del T-IV no ha podido ser determinada hasta el momento, considerándose como pre-holoceno y por consiguiente correspondiente al Último Interglacial (Goy *et al.*, 1986a; Hillaire Marcel *et al.*, 1986; Zazo *et al.*, 1993a). Dentro de estos episodios han sido detectadas pequeñas oscilaciones. En el episodio T-II se han observado al menos tres oscilaciones, con una duración de 10,5 Ka cada una (Zazo y Goy, 1989; Zazo *et al.*, 1993b).

3.1.2.2. Alicante-Murcia

Goy y Zazo (1989) establecen la serie cronoestratigráfica para la depresión de Elche (Alicante) en base a la secuencia de episodios en el área de La Marina-Santa Pola (Goy y Zazo, 1988), adoptando la escala establecida por Bonadonna *et al.* (1987) para el Mediterráneo en la que el Cuaternario se divide en cuatro ciclos. El Ciclo I abarcaría desde el Plioceno superior al límite entre el Pleistoceno inferior y medio; el Ciclo II incluiría gran parte del Pleistoceno medio; el Ciclo III, el final del Pleistoceno medio y prácticamente todo el Pleistoceno superior, estando representados dentro de este ciclo tres episodios tirrenienses con *Strombus bubonius*; y, por último, el Ciclo IV abarcaría desde el final del Pleistoceno superior hasta la actualidad.

Posteriormente Somoza (1989) modifica parte de esta escala, estableciendo la existencia de 5 ciclos en la Cuenca del Mar Menor-Campo de Cartagena. El primer Ciclo (Ciclo 1) abarca desde el comienzo del Pleistoceno hasta la mitad del Pleistoceno inferior. El Ciclo 2 continúa hasta el final del Pleistoceno inferior. El Ciclo 3 (Pleistoceno medio) se corresponde con el Ciclo II de Goy y Zazo (1989). El Ciclo 4 corresponde al Ciclo Tirreniense, que en este área está representado por cuatro niveles marinos, dos de ellos con *Strombus bubonius*. Por último, el Ciclo 5, que corresponde en su mayor parte al Holoceno, presenta tres episodios marinos, el más antiguo de los cuales podría corresponder al Tirreniense IV, definido por Zazo *et al.* (1984) para la zona de Almería, mientras que los dos más modernos pertenecen ya al Holoceno.

Nuevos trabajos encaminados a correlacionar estas unidades con las definidas en Almería, tanto en base a sus características morfosedimentarias y paleontológicas, como por las dataciones isotópicas realizadas en las mismas, han diferenciado en el área de Alicante-Murcia las siguientes unidades (Goy *et al.*, 1993a; Causse *et al.*, 1993): Unidad M0, correlacionable con los depósitos Pretirrenienses; Unidad M1, correlacionable con el T-I; Unidad M2, correlacionable con el T-II; Unidad M3, correlacionable con el T-III y Unidad M4 correlacionable con el T-IV. No obstante, aunque la fauna con *Strombus bubonius* sólo empieza a aparecer en el T-II, la terraza más antigua tirreniense presenta también fauna cálida pero con *Patella ferruginea* como especie representativa. Se confirma una edad 180 Ka (Estadio Isotópico 7) para el T-I, 125-143 Ka (Estadio Isotópico 5e) para el T-II, 95 Ka

(Estadio Isotópico 5c) para el T-III y, aunque por haber funcionado como un sistema geoquímicamente abierto su datación es imprecisa, se asume una edad ≥ 70 Ka (probablemente Estadio Isotópico 5a) para el T-IV.

3.2. LOS NIVELES MARINOS PLEISTOCENOS EN EL ÁREA DE CONEXIÓN ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO: DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS Y CRONOLOGÍA

Para determinar la edad de los depósitos marinos se ha tenido en cuenta tanto las dataciones isotópicas realizadas como las características sedimentológicas de los mismos, su relación marino-continental, el contenido faunístico y su correlación con otras áreas geográficas próximas.

Establecer la edad de los episodios más antiguos resulta muy difícil, no sólo por la discontinuidad de los afloramientos sino también por la ausencia de fauna característica. No obstante, su situación con respecto a los depósitos del Plioceno superior y a los niveles con *Strombus bubonius*, así como la correlación con los litorales próximos, hace posible, al menos, el establecimiento de una tentativa cronológica.

Para los niveles más recientes, la presencia de *Strombus bubonius* en varios episodios diferentes nos da la clave para saber que nos encontramos en el ciclo Tirreniense cuando se refiere al área mediterránea (Zazo *et al.*, 1994a), mientras que en el área atlántica la presencia de fauna termófila acompañante del *S. bubonius*, tal como *Cantharus viverratus*, *Patella safiana*, *Arca noae*, *Thais haemastoma* y *Cymatium dolarium* (Meco, 1976; Zazo, 1980; Zazo *et al.*, 1994a) puede identificarse con el episodio Ouljiense marroquí.

En base a este criterio, el área de estudio ha sido dividida en tres sectores diferentes para el análisis de los depósitos marinos pleistocenos. **Área Mediterránea**, que incluye únicamente la provincia de Málaga al no haberse registrado depósitos en el litoral granadino. Los depósitos del Pleistoceno superior presentan *Strombus bubonius* y características similares a los observados en el SE peninsular. Se limita entre Maro y Punta Chullera. **Área de Conexión Atlántico-Mediterráneo o Estrecho de Gibraltar**, actuando como área de transición entre las otras dos. Los depósitos no presentan *Strombus bubonius* pero sí otra fauna termófila acompañante. Se limita entre Punta Chullera y Punta Camarinal. Por último, **Área Atlántica o Golfo de Cádiz**, sin presencia de *Strombus bubonius* aunque aparece también fauna termófila acompañante. Los niveles Ouljienses se caracterizan por tener depósitos dunares asociados. Se extiende desde Cabo Gracia hasta Trebujena (figura 3.2).

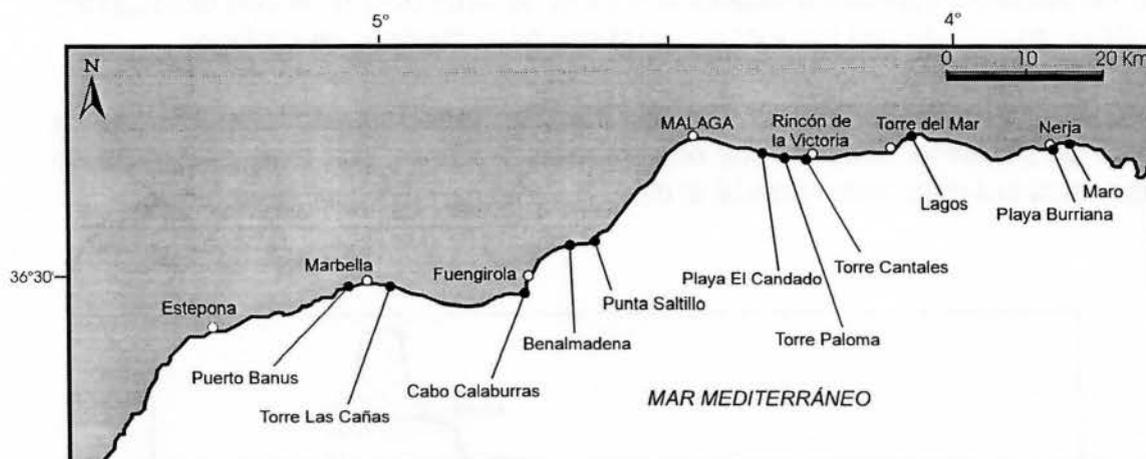


Figura 3.3. Mapa de localización del Área de Málaga con indicación de localidades con registro de depósitos marinos pleistocenos emergidos.

Un nuevo episodio marino, probablemente más reciente, se localiza a lo largo del sector costero de El Palo-Rincón de la Victoria, ya citado por varios autores (Sermet, 1943; Azema, 1961; Lhenaff, 1977). Está representado por una plataforma de abrasión marina situada a +50/60 m. denominada por Lhenaff (1977) Plataforma de El Candado y en la que en algunos casos se puede observar un depósito de arenas marinas, cantos redondeados y fragmentos de conchas marinas apoyados contra un escarpe que se puede relacionar con los restos de un paleoacantilado. En la zona Este de la Cala del Moral hemos localizado un depósito formado por una arenisca muy cementada, con fragmentos de fauna a una altura de +41 m., muy probablemente perteneciente al mismo episodio.

Hoyos (1992) reconoce en Maro restos de una playa azoica parcialmente cementada a +26 m.

Lhenaff (1977) cita un nivel al Oeste de Lagos en el que reconoce un depósito de playa a +18 m. El mismo está formado por gravas y arenas marinas no consolidadas. La comprobación realizada por nosotros da una altura a este nivel de +11 m., correlacionándolo con los que se encuentran de forma continua desde el Rincón de la Victoria hasta El Candado rellenando las cavidades y fisuras generadas en los materiales calcáreos.

En Torre Paloma se observan varios niveles en este rango de alturas (figura 3.4). A +15 m. se localiza una plataforma sobre la que se asienta la propia torre y

que no presenta depósito asociado. A +13 m. se sitúa otro nivel con un depósito de pie de acantilado con bloques de caliza con perforaciones de litófagos.

A +11 m. se localiza una pequeña plataforma con un depósito asociado de cantos de pequeño tamaño muy redondeados y arenas, con poca presencia de fauna, toda ella muy recristalizada. El depósito está fuertemente cementado.

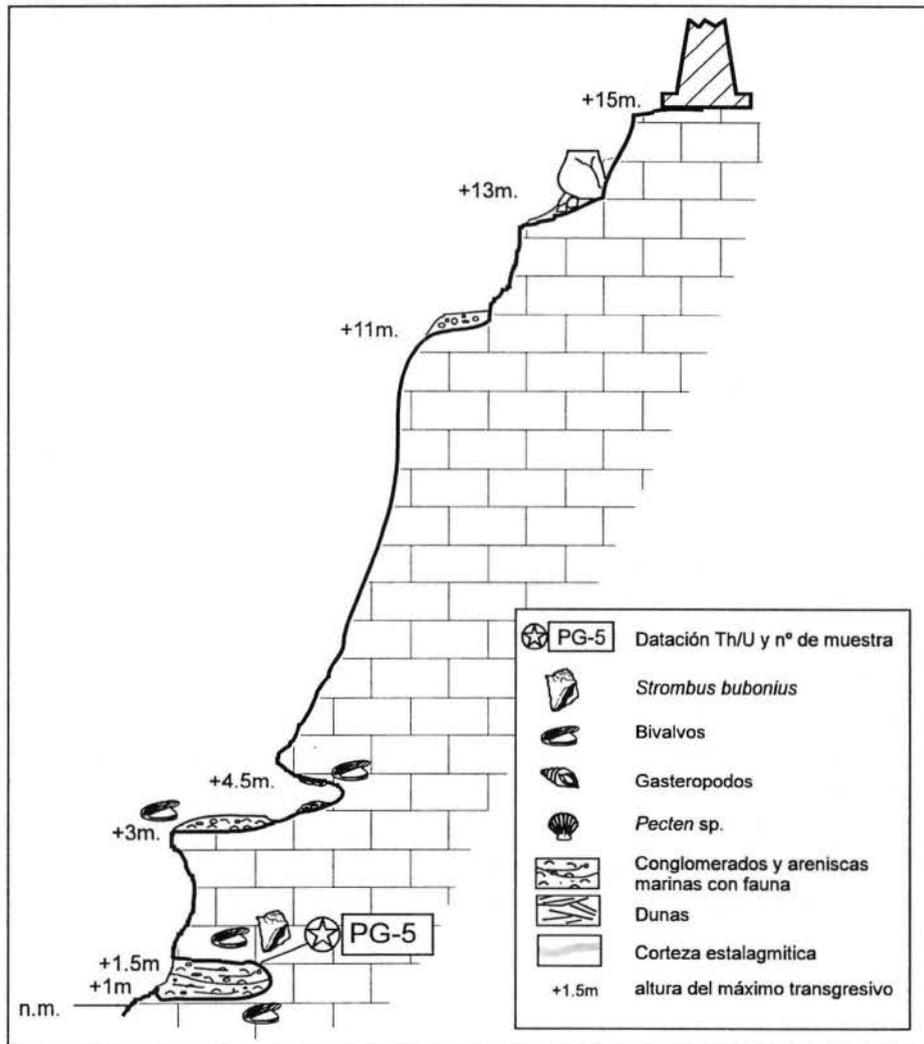


Figura 3.4. Esquema de los depósitos marinos pleistocenos de Torre Paloma (Málaga). Se incluye leyenda utilizada en los esquemas realizados.

En Torre Cantales y la Playa del Candado se observa, rellenando las cavidades generadas en los acantilados calcáreos, un conglomerado marino de cantos calcáreos y de cuarzo con pasadas de arenas, parcialmente cementado y con abundancia de fauna, habiéndose distinguido: *Glycymeris violacescens* (LMCK),

Acanthocardia tuberculata (L), *Columbella rustica* (L), *Hinia* sp. Estas especies indican fondo arenoso-fangoso de muy poca profundidad.

El depósito se desarrolla entre las cotas +10 y +12 m. y dada la morfología del mismo (relleno de cavidades y fisuras que quedaron al descubierto con las obras de construcción de la línea férrea) no es posible distinguir si corresponde o no a un único episodio marino (figura 3.5).

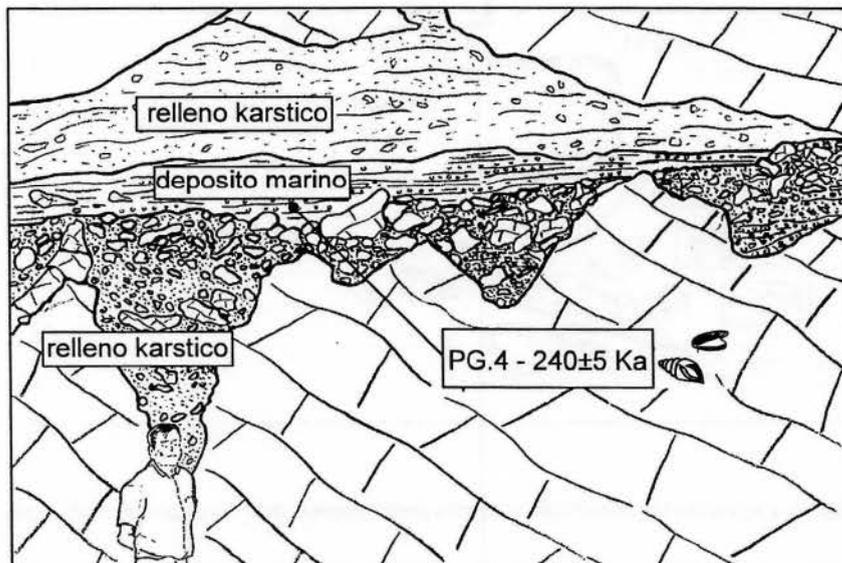


Figura 3.5. Depósitos marinos del Pleistoceno medio y superior en el sector Torre Cantales-Playa del Candado (Málaga).

En Torre Paloma, por debajo de estos niveles, en un socave, se localiza a +4,5 m. un depósito similar al de +11 m. con fauna muy recrystalizada.

En Torre Cantales y la Playa del Candado se distingue una pequeña plataforma a +5 m., pero no se ha encontrado depósito asociado.

Encajados en la secuencia anterior encontramos diversos episodios marinos asignables por diferentes criterios (ver apartado 3.2.1.2.) al Pleistoceno superior.

En Playa Burriana (Nerja) se observa un nivel marino rellenando diversas cavidades (acceso desde el mar) a +2 m., constituido por un conglomerado cementado con predominio de cantos de cuarzo, no presenta restos de fauna.

En las cavidades desarrolladas en las calizas jurásicas entre Torre Cantales y la playa de El Candado se pueden reconocer varios niveles (Lario *et al.*, 1993) que, tras una nueva revisión, serían (figuras 3.6 y 3.7):

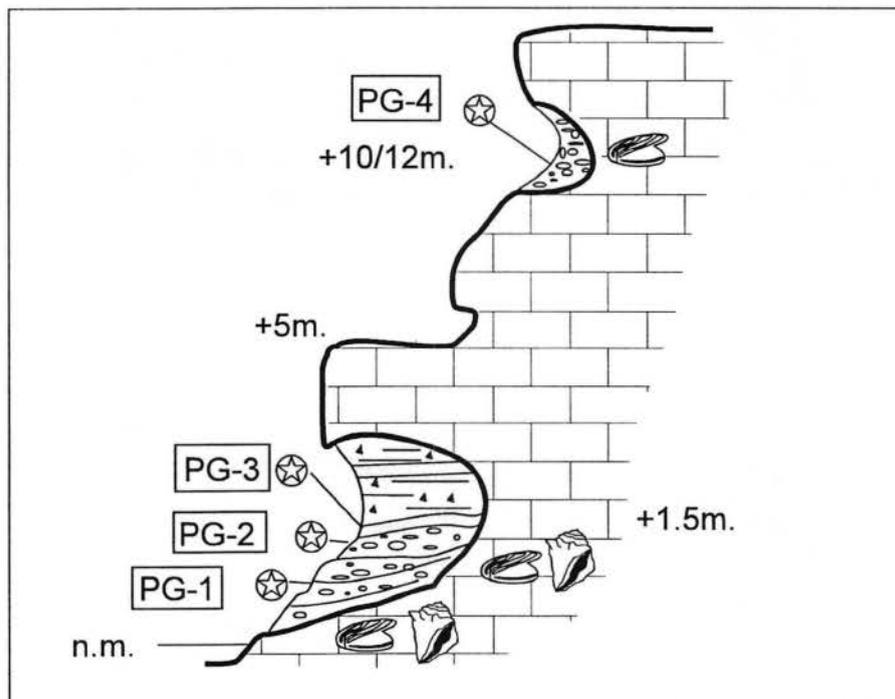


Figura 3.6. Esquema de los depósitos marinos pleistocenos de Torre Cantales (Málaga).

- Nivel a +1/3 m. Se trata de arenas y gravas de cantos calcáreos y de cuarzo poco cementados, que corresponden a depósitos de playa. Entre la fauna encontrada destaca la presencia de *Strombus bubonius* y *Glycymeris* sp.

- Nivel a +1/1,5 m. Depósito de playa constituido por un conglomerado lumaquólico de matriz rojiza que a veces presenta en la base arenas de grano grueso parcialmente cementadas. Destaca la abundancia de *Strombus bubonius*. Normalmente está sellado por varias fases de depósitos kársticos de matriz rojiza areno-arcillosa y coladas estalagmíticas. La fauna que presenta es: *Strombus bubonius*, *Glycymeris bimaculata* (POLI), *Glycymeris glycymeris* (L), *Glycymeris violacescens* (LMCK), *Acanthocardia tuberculata* (L), *Patella aspera* (LMCK), *Cantharus viverratus* (KIENER), *Balanus af. perforatus*.

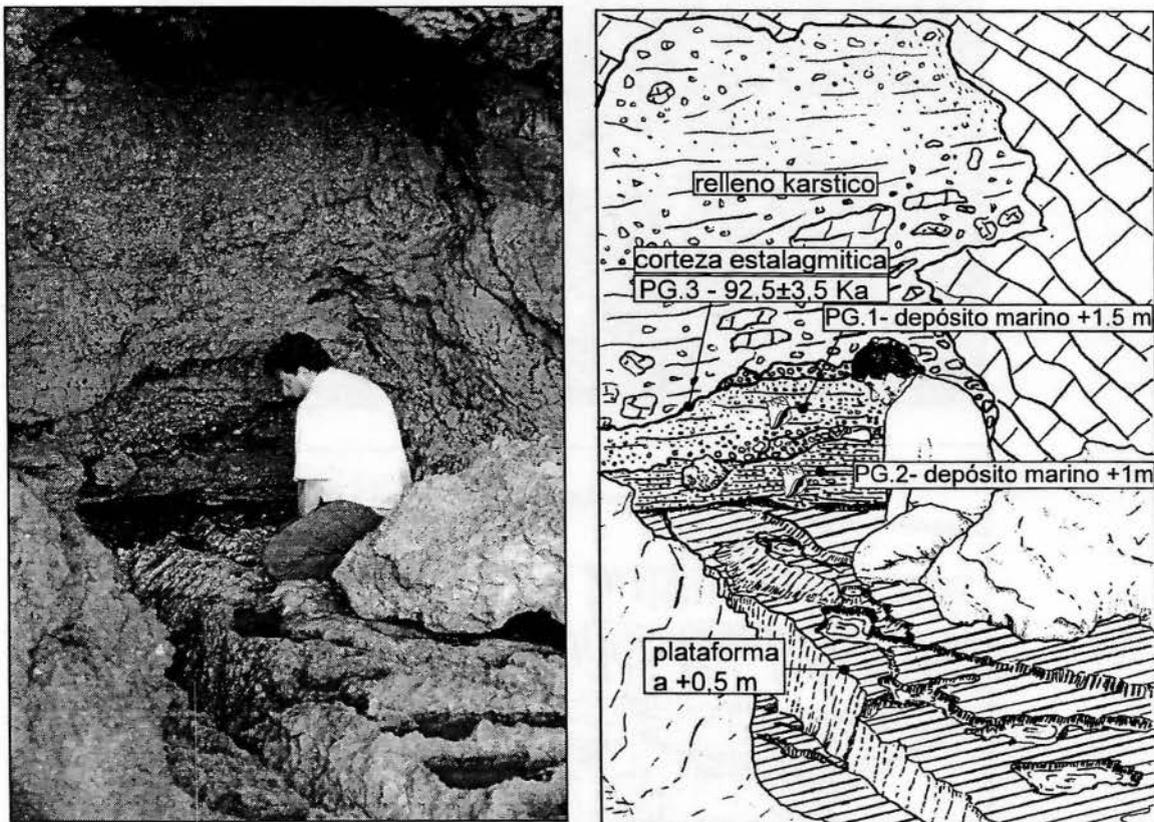


Figura 3.7. Detalle de los depósitos marinos del Plesitoceno superior de las cavidades de Torre Canteles (Málaga).

En esta zona es posible observar localmente como este episodio se desdobra en dos, interpretándose como dos pulsaciones dentro de una misma oscilación positiva del nivel del mar.

En los alrededores de Málaga, en la depresión del Guadalhorce, no se encuentran niveles marinos cuaternarios, comenzando a aparecer en Torremolinos donde Lhenaff (1977) señala en la Punta del Saltillo un depósito de playa fósil a +2m., con una altura del máximo transgresivo de +3/4 m. El mismo autor informa de la posterior desaparición de este nivel por lo que no ha podido ser observado por nosotros.

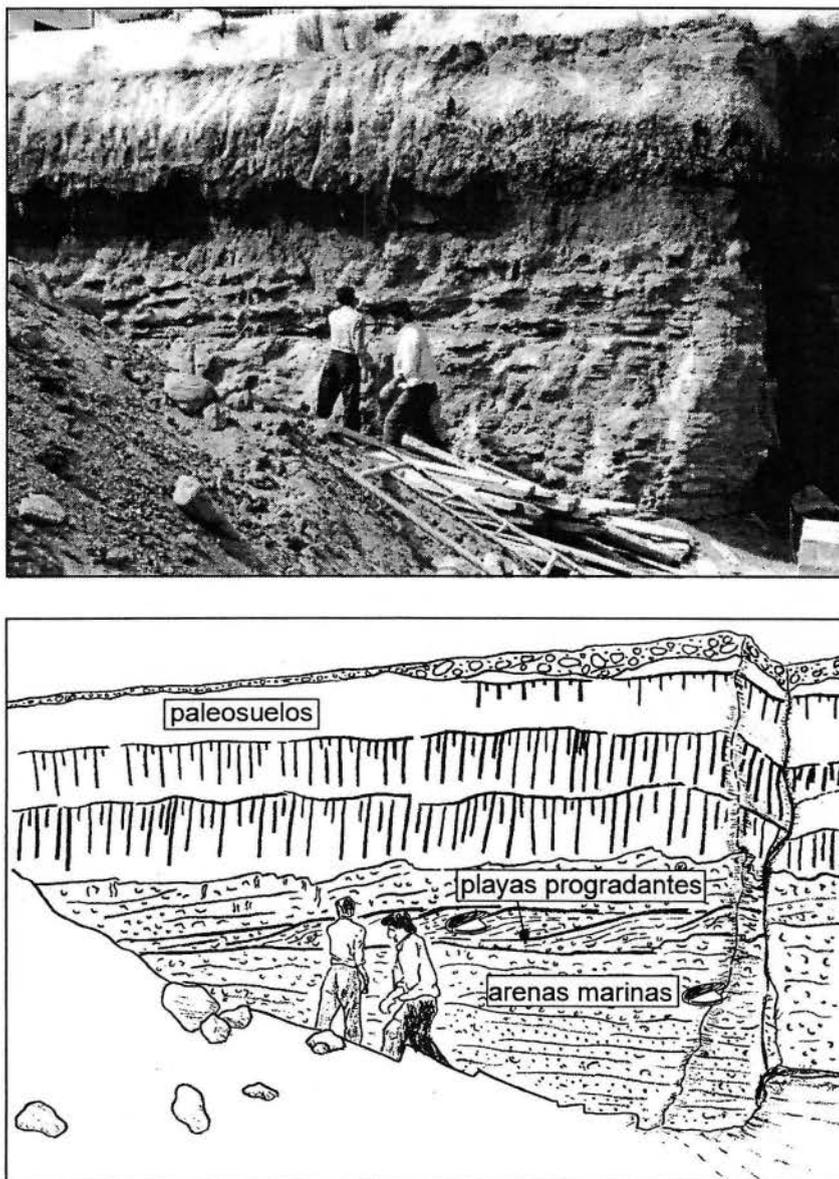


Figura 3.8. Playas progradantes pleistocenas de Puerto Marina (Benalmadena, Málaga) y depósitos asociados.

En Benalmadena (Puerto Marina) se distingue un depósito de playas progradantes con abundancia de fauna a una altura de +3/4 m. Cubriendo estos materiales encontramos un potente depósito arcilloso de facies distales de abanicos aluviales con canales, en el que se han desarrollado varios paleosuelos (figura 3.8).

Lhenaff (1977) cita al Oeste de Cabo Calaburras una playa fósil de cantos y arenas a una altura de +3/4 m. Es en este depósito donde aparece nuevamente fauna cálida con *Strombus bubonius*.

Restos de un depósito marino adosado al substrato metamórfico se pueden observar en este tramo litoral (Playa Royal Beach, Urbanización Las Casas del Puerto, Cabopino). Se trata de un conglomerado de cantos de cuarzo y bloques del substrato con matriz arenosa y restos de fauna destacando la presencia de *Strombus bubonius*. La altura del depósito varía entre +0,5/0,8 m.

En Torre Ladrões se localiza un conglomerado lumaquéllico muy cementado sobre el que se ha labrado una plataforma a +0,5/0,7 m. Este mismo depósito parece ser el que en Torre de las Cañas fosiliza a una calcarenita karstificada a techo. En este punto, el depósito (a) presenta una potencia de unos 80 cm. alcanzando una altura de +1,2 m. A techo se presenta karstificado y cubierto por otro depósito más reciente (b) que alcanza +1,8 m. (figura 3.9). Entre la fauna encontrada hay que destacar la presencia de: a) *Glycymeris violacescens* (LMCK), algas calcáreas y *Strombus bubonius*; y b) *Acanthocardia tuberculata* (L) y *Patella coerulea* (L). Estas últimas especies corresponden a un depósito de facies muy litoral.

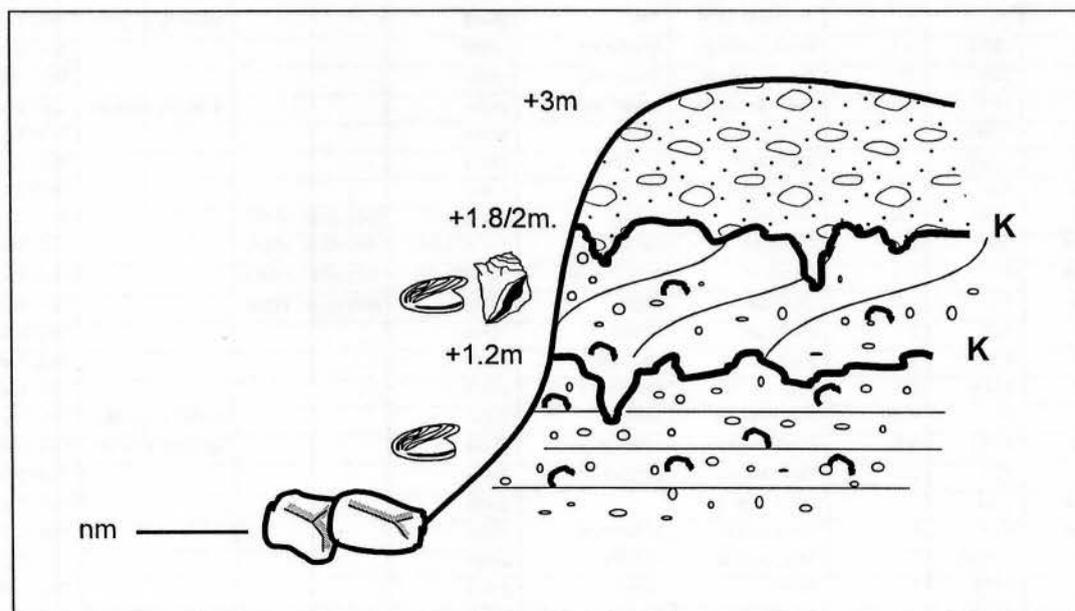


Figura 3.9. Esquema de los depósitos marinos pleistocenos de Torre de las Cañas (Málaga).

Hacia el Oeste (Hotel Don Carlos) este depósito se encuentra en bloques sueltos resultado de la erosión de la playa, presentando a techo restos de un depósito dunar cementado.

En el actual Puerto Banus, Lhenaff (1977) cita un conglomerado lumaquólico a +2 m. que presenta a techo un depósito dunar algo cementado. Este depósito no es localizable actualmente.

3.2.1.2. Cronología

En la costa de Málaga, principalmente el sector de Málaga-Rincón de la Victoria, los episodios marinos correspondientes al Último Interglacial aparecen bien representados (Lario *et al.*, 1993; Zazo *et al.*, 1994a), encontrándose además depósitos marinos anteriores a estos.

Tabla 3.1. Dataciones Th/U por *TIMS* realizadas para este estudio en los depósitos marinos del área de conexión atlántico-mediterráneo. (realizadas en el Laboratorio del GEOTOP, Université du Québec a Montréal, Canadá).

Muestra	Edad (Ka)	Error (Ka)	Localidad	Material	Depósito	Referencia	Observaciones	Metodo
PG-1	63	1	Torre Cantales	concha	playa		sistema abierto	Th/U TIMS
PG-2	68	1	Torre Cantales	concha	playa		sistema abierto	Th/U TIMS
PG-3	92.5	3.5	Torre Cantales	carbonatos	corteza est.			Th/U TIMS
PG-4	240	5	Torre Cantales	concha	playa			Th/U TIMS
PG-5	86	1	Torre Cantales	S.b.	playa		sistema abierto	Th/U TIMS
PG-6	130.3	4.4	Playa Candado	glycimeris	playa			Th/U TIMS
PG-7	360	41	Playa Candado	glycimeris	playa			Th/U TIMS
PG-8	81.7	1	Playa Candado	gaster.Indif.	playa		sistema abierto	Th/U TIMS
PG-19	>500		Isla Paloma	Bursa	playa			Th/U TIMS
PG-20	>500		Isla Paloma	Pecten	playa			Th/U TIMS
PG-22	100	2	Castillete Tarifa	Ostrea	playa			Th/U TIMS
PG-25	92.5	1.5	Gibraltar	concha	playa	Goy <i>et al.</i> , 1994a		Th/U TIMS
PG-26a	76	2	Gibraltar	carbonatos	corteza est.	Goy <i>et al.</i> , 1994a		Th/U TIMS
PG-26b	41	0.6	Gibraltar	carbonatos	corteza est.	Goy <i>et al.</i> , 1994a		Th/U TIMS
PG-28	177	3.5	Gibraltar	Thais	playa	Goy <i>et al.</i> , 1994a		Th/U TIMS
PG-32	107	2	Trafalgar	Ostrea	playa			Th/U TIMS
PG-35	275	9	Rota	Glycimeris	playa			Th/U TIMS
PG-36	169.1	3.5	Rota	Glycimeris	playa			Th/U TIMS
PG-39	81	0.9	Gorham Cave	Venus?	playa		sistema abierto	Th/U TIMS
PG-40	53.8	0.5	Gorham Cave	pelecipodo	playa		sistema abierto	Th/U TIMS
PG-42	78.3	3.1	Torre Nueva	pelecipodo	playa			Th/U TIMS
PG-43a	<30		Torre Nueva		playa			Th/U TIMS
PG-43b	89.7	1.2	Torre Nueva	Glycimeris	playa			Th/U TIMS
PG-44	<1950		Torre Nueva	concha	playa			Th/U TIMS
PG-48	122.6	2.6	Tarifa E	Ostrea	playa			Th/U TIMS
PG-49	>500		Isla Paloma	Pecten	playa			Th/U TIMS

En los acantilados existentes entre Torre Cantales y la Playa de El Candado, los depósitos encontrados entre +10/12 m. han sido datados por Th/U (Tabla 3.1) en 360 ± 41 Ka (PG.7), correspondiente al Estadio Isotópico 11 o 9, y en 240 ± 5 Ka (PG.4), correspondiente al Estadio Isotópico 7. Ambos episodios son difíciles de diferenciar debido a la naturaleza del depósito, aunque en Torre Cantales se puede observar un episodio kárstico que los separa. La fauna encontrada no permite realizar más precisiones. Morfológicamente, en Torre Paloma podemos distinguir dos pequeñas plataformas a +13 m. y +11 m., que estarían asociadas con estos depósitos. Corresponderían al Ciclo Pretirreniense, dentro del Pleistoceno Medio (figur. 3.10).

Los depósitos encontrados a mayor altura en este área (+50/60 m., +41 m., +64/73 m.) no han podido ser datados isotópicamente ni presentan fauna característica, por lo que sólo su posición respecto a los anteriores nos permite asignarlos al Pleistoceno inferior.

En relación a los depósitos Tirrenienses, las dataciones isotópicas realizadas nos han permitido detallar más y realizar algunas modificaciones respecto a trabajos anteriores (Lario *et al.*, 1993). Los primeros depósitos que encontramos posteriores a los depósitos Pretirrenienses son los localizados en este área a +5 m. No presentan fauna característica e incluso no ha sido posible obtener buenos ejemplares para su datación.

Los siguientes depósitos presentan mayor complejidad a la hora de correlacionarlos para establecer su cronología relativa, ya que se presentan rellenando cavidades de distinta morfología y la altura a la que se encuentra el depósito está condicionada por dicha morfología, pudiendo no marcar el máximo transgresivo. La datación más fiable ha sido la realizada en la muestra PG.6 del depósito de +1,2 m. de la playa de El Candado, con una edad de $130,4 \pm 44$ Ka, correspondiente con el Estadio Isotópico 5e y que se puede asociar con el episodio Tirreniense II (T-II). Estos depósitos presentan *Strombus bubonius*, lo que confirma que se trata de sedimentos tirrenienses. Asociado a éste, encontramos otro depósito con abundancia de fauna (incluyendo *Strombus bubonius* y otra fauna cálida acompañante, como *Cantharus viverratus*) que presenta una matriz rojiza característica. La edad de dicho depósito no ha podido obtenerse por medio de las dataciones Th/U realizadas debido a que funciona como un sistema geoquímico abierto. Los datos sólo permiten concluir que es más antiguo que estas dataciones (PG.1 y PG.2, Tabla 3.1). La datación de una corteza estalagmítica que sella este depósito (PG.3) permite ajustar más este límite, deduciendo que el depósito es más antiguo de $92,5 \pm 3,5$ Ka. Por lo tanto, se puede delimitar entre esa edad y 130 Ka, que es la edad del depósito inmediatamente anterior, asignándolo al episodio Tirreniense III (T-III), centrado en ca.100 Ka, dentro del Subestadio Isotópico 5c. En Torre Paloma y Torre Cantales este depósito presenta dos niveles, que se pueden interpretar como dos pulsaciones dentro de un mismo episodio, como se comentará posteriormente.

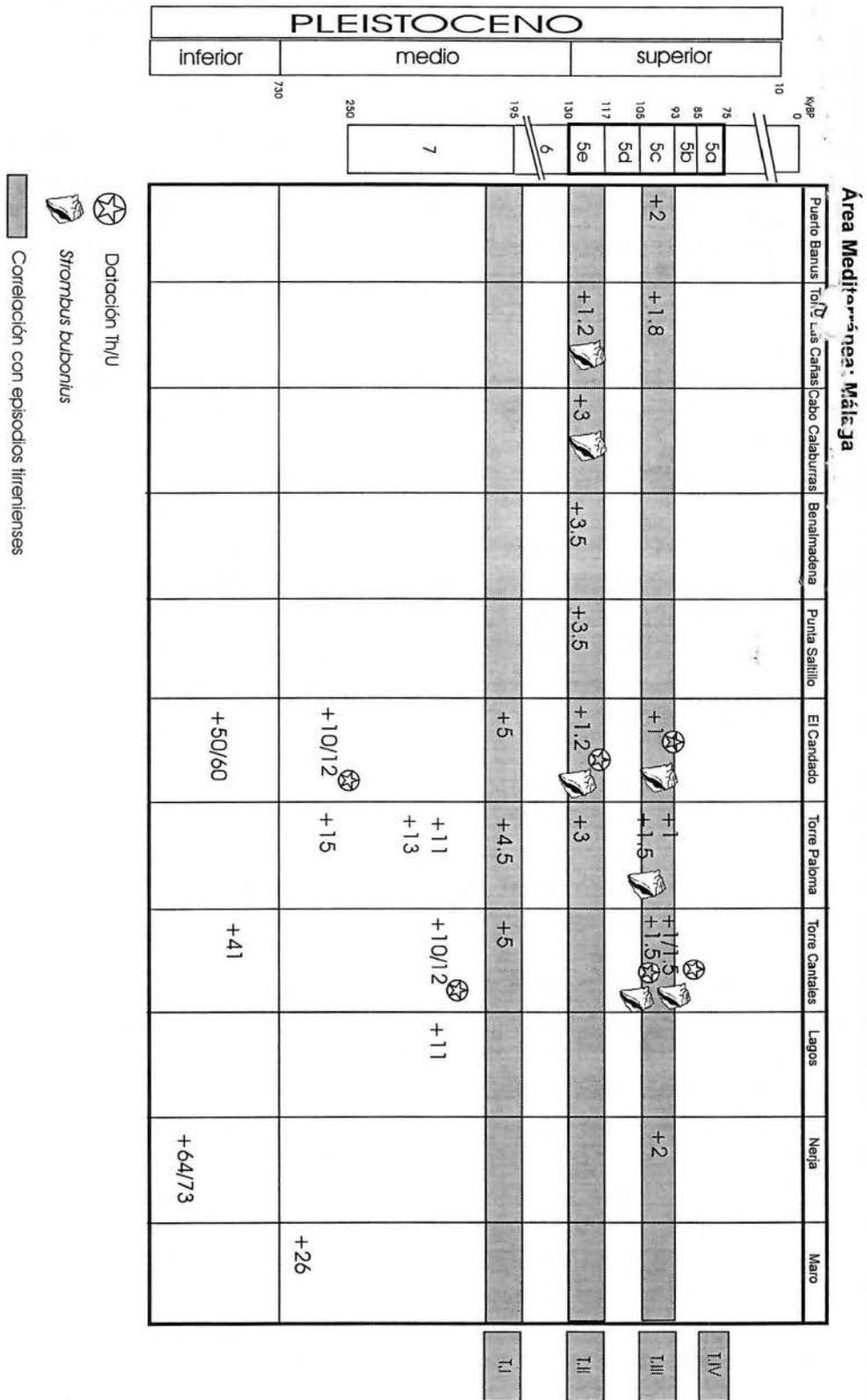


Figura 3.10. Cuadro sintético de los depósitos marinos pleistocenos del Área Mediterránea (Málaga) y tentativa cronológica.

El sector Oeste de Málaga presenta una morfología diferente, reflejada claramente en la disposición de los depósitos. La presencia en varios de ellos de *Strombus bubonius* nos vuelve a indicar que nos encontramos dentro del ciclo Tirreniense γ , concretamente, en el T-II y T-III, ya que en este área no ha sido observada la presencia de *Strombus bubonius* en el T-I.

En Torre de Las Cañas encontramos dos depósitos superpuestos separados por una superficie karstificada. En el inferior, más antiguo, encontramos *Strombus bubonius* y es asignable al T-II. El superior, más moderno, correspondería al T-III. Este mismo es localizado más hacia el Oeste, hasta Puerto Banus, asociado a un depósito dunar cementado, lo que ha sido descrito en otras áreas como característico del T-III (Cádiz; Zazo, 1980). Hacia el Este los depósitos no presentan *Strombus bubonius*, aunque presentan abundante fauna. La falta de depósitos dunares asociados y la diferencia de las facies nos inclina a asociarlo al T-II.

3.2.2. ÁREA DE CONEXIÓN ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO: ESTRECHO DE GIBRALTAR

3.2.2.1. Descripción de los depósitos marinos

Distintas variaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario han quedado registradas en el área del Estrecho. La distribución de los diferentes episodios no es homogénea y el seguimiento de un mismo nivel a lo largo del litoral no es fácil, dada la discontinuidad de los afloramientos y la actividad neotectónica de la zona (Goy *et al.*, 1994a). En la zona de Gibraltar encontramos testigos de diferentes posiciones del nivel del mar, tanto en forma de plataformas como de terrazas marinas (figura 3.11).

A +80 m. se localiza una plataforma con un depósito de arenas marinas asociado (Rose y Rosenbaum, 1991).

Los mismos autores citan una plataforma que se desarrolla entre +50/60 m., con evidencias de erosión marina y depósitos de playa. El acantilado fósil asociado a este nivel se puede localizar en distintos puntos del Peñón.

A +20/25 m. se puede observar una terraza con depósitos de playa en la cara Este del Peñón (*Catalan Bay*). Otro nivel de similares características es localizable en diferentes puntos a +15/17 m.

Entre La Línea y Punta Chullera los niveles marinos están representados por un conjunto de plataformas encajadas. En el área norte (Punta Chullera) se localizan a +40 m., +35 m. y +20 m., esta última con un depósito de cantos de cuarzo y arenisca con matriz arenosa rojiza. Más al Sur, en Torre Nueva, localizamos sólo dos

niveles, a +35 m., sin depósito, y a +28 m. (altura del máximo transgresivo), con un depósito de pie de acantilado formado por bloques redondeados de areniscas con gravas y arenas con abundantes cantos de cuarzo.

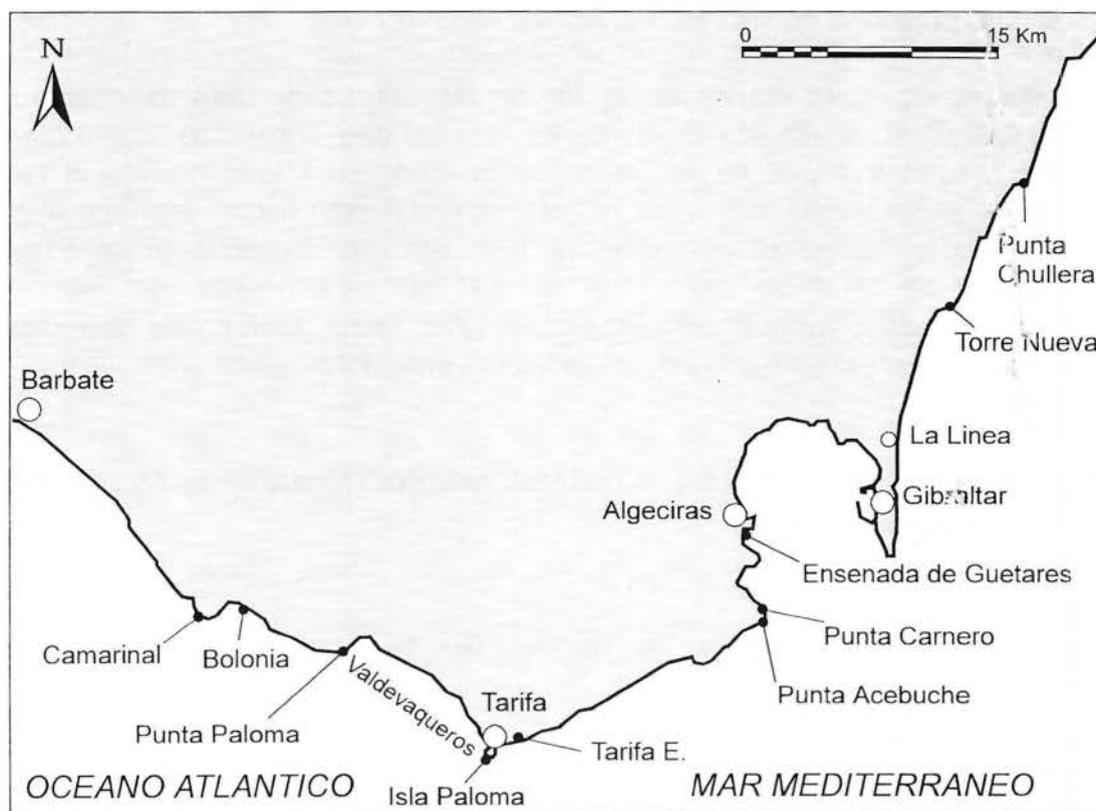


Figura 3.11. Mapa de localización del Área del Estrecho de Gibraltar con indicación de localidades con registro de depósitos marinos pleistocenos emergidos.

Estas plataformas vuelven a aparecer en el sector de La Línea-Punta Carnero a unas alturas entre +25 y +35 m.

Restos de una plataforma con depósito de bloques y cantos redondeados con matriz areno-arcillosa son observados en el tramo Punta Acebuche-Valdevaqueros.

En las inmediaciones de Tarifa, Zazo y Goy (1991b) reconocen un conglomerado marino con fauna a +21 m.

En el sector de Punta Paloma-Ensenada de Bolonia, se localiza a +22 m. un nivel formado por una biocalcarenita con restos de conchas correspondiente a facies de playa. Encajado en este nivel encontramos otro a +17 m. formado por

un conglomerado de cantos redondeados de cuarzo y bloques de biocalcarenita del nivel anterior, distinguiéndose escalones de playa.

En Punta Camarinal, rellenando cavidades desarrolladas en las calcarenitas miocenas, encontramos rellenos de arenas marinas cementadas, selladas a techo por cortezas estalagmíticas, a unas alturas de +21 m., +19 m. y +17 m.

El registro de los niveles marinos del Pleistoceno medio y superior es más o menos continuo en este área, aunque la actividad neotectónica hace presentar un mismo nivel a diferentes alturas haciendo difícil su posterior correlación.

En Gibraltar encontramos niveles formados por conglomerados de caliza y cantos de cuarzo con abundante fauna rellenando cavidades a +10 m. y +5 m. separadas por coladas estalagmíticas (figura 3.12). Otro nivel, formado por un depósito arenoso de cantos de caliza y cuarzo, restos de *Lithothamnium* y de conchas, se observa entre 0 m. y +2,5 m. Sobre él se apoya un potente depósito kárstico y, en algún caso, (Gorham Cave) toda una serie arqueológica continua que comienza en el Paleolítico (Goy *et al.*, 1994a; Hoyos *et al.*, 1994) (figura 3.13).

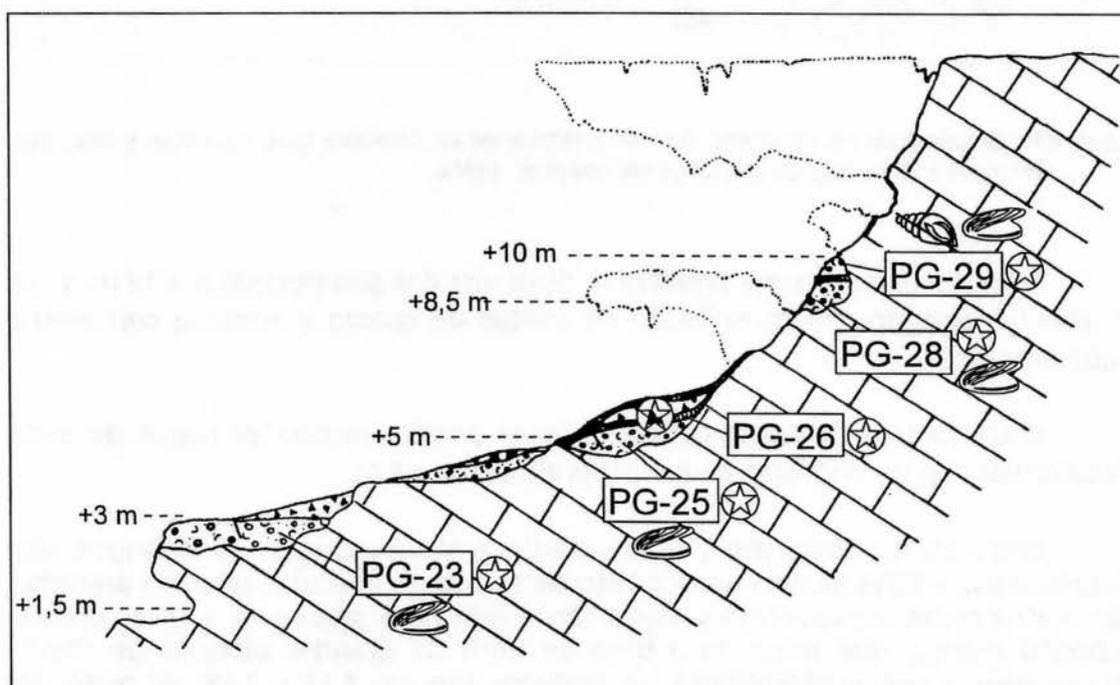


Figura 3.12. Esquema de los depósitos marinos pleistocenos en Deadman's Beach - Punta Europa (Gibraltar) y su relación con depósitos kársticos asociados (de Goy *et al.*, 1994a).

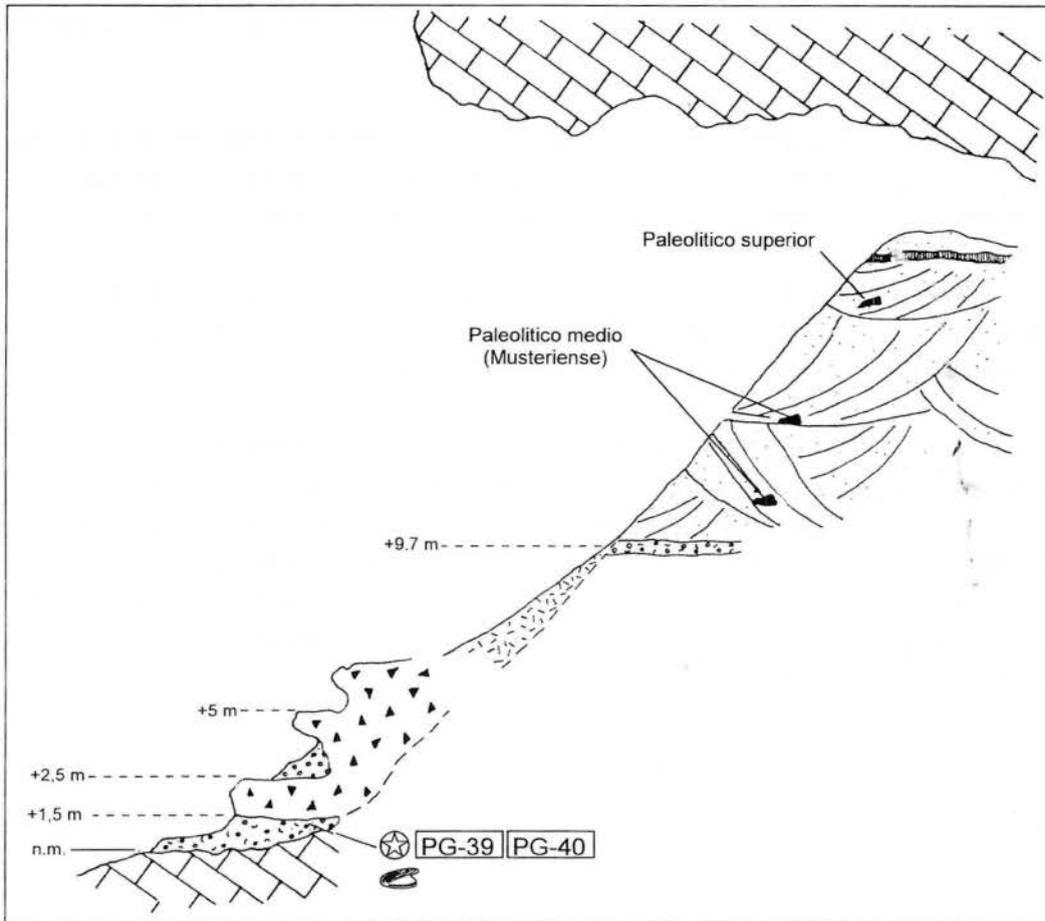


Figura 3.13. Esquema de los depósitos marinos pleistocenos de Ghorham Cave (Gibraltar) y depósitos kársticos y arqueológicos asociados (de Goy *et al.*, 1994a).

Entre La Línea y Punta Chullera se observan dos plataformas a +12 m. y +8 m. con un depósito no consolidado de cantos de cuarzo y arenisca con matriz rojiza arenosa.

Entre La Línea y Punta Carnero sólo es posible reconocer restos de estas plataformas con un depósito similar a una altura de +8 m.

Entre Punta Acebuche y la Ensenada de Valdevaqueros se distingue una plataforma a +15/18 m. con un depósito de cantos de cuarzo, cuarcita y areniscas con matriz rojiza areno-arcillosa. Hacia Tarifa este nivel aparece a +18 m. con un depósito marino que presenta a base un nivel de grandes bloques de "flysh" erosionados y con perforaciones de litófagos (figuras 3.14 y 3.15). El resto del depósito es un conglomerado con pasadas de arenas, con abundancia de fauna, habiéndose recogido fragmentos de *Ostrea* sp. A techo presenta un nivel de dunas cementadas. La potencia del depósito es de 3,5 m. Este mismo depósito aparece en Tarifa a +11 m., con una potencia del depósito dunar mayor (3-4 m.) (figura 3.16). En el mismo se ha podido reconocer *Balanus perforatus* (BRUGUIERE), que indica con precisión el nivel máximo marino alcanzado por el mar ya que vive en

zona supralitoral e intermareal, y *Ostrea* sp. En Isla Paloma podría corresponder con un nuevo nivel a +4 m encajado en depósitos marinos antiguos formado por un conglomerado de cantos de cuarzo y calcarenitas, con abundancia de fauna y rodolitos, alternando con niveles de arenas marinas cementadas. Zazo (1980) localiza en Torre de la Peña a +8 m un depósito de 4 m de potencia que podría corresponder con el anterior, formado por un conglomerado de cantos de arenisca y calizas que pasa a techo a areniscas. En el mismo encuentra restos fósiles de pez (*Dentex Filosus Valenciennes*).

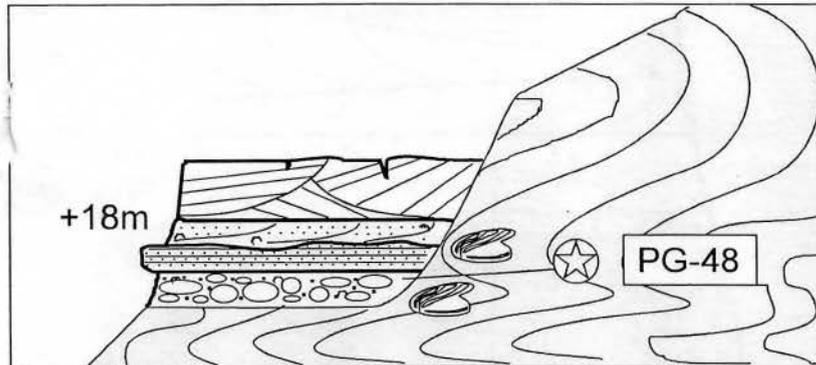


Figura 3.14. Esquema de los depósitos marinos del Pleistoceno superior localizados al Este de Tarifa.

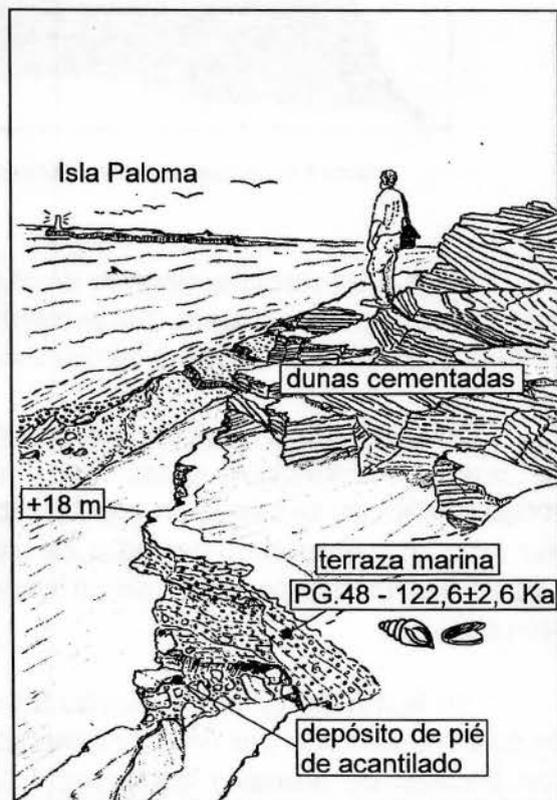
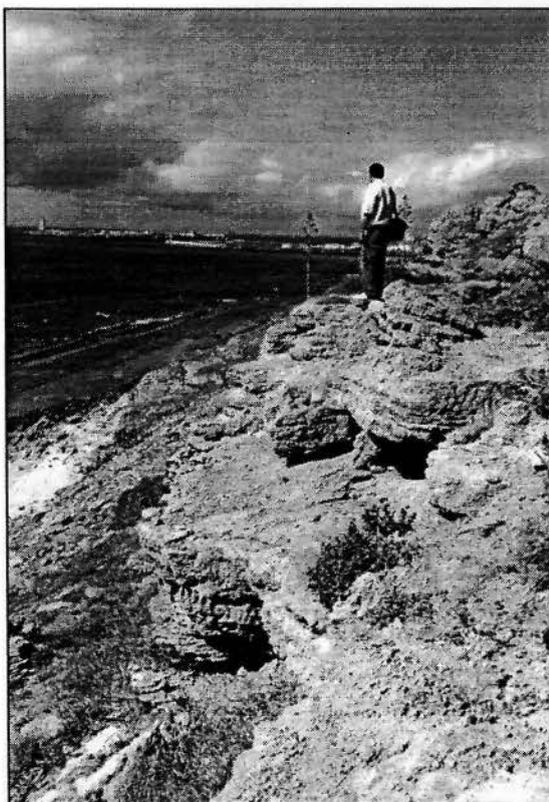


Figura 3.15. Detalle del anterior depósito.

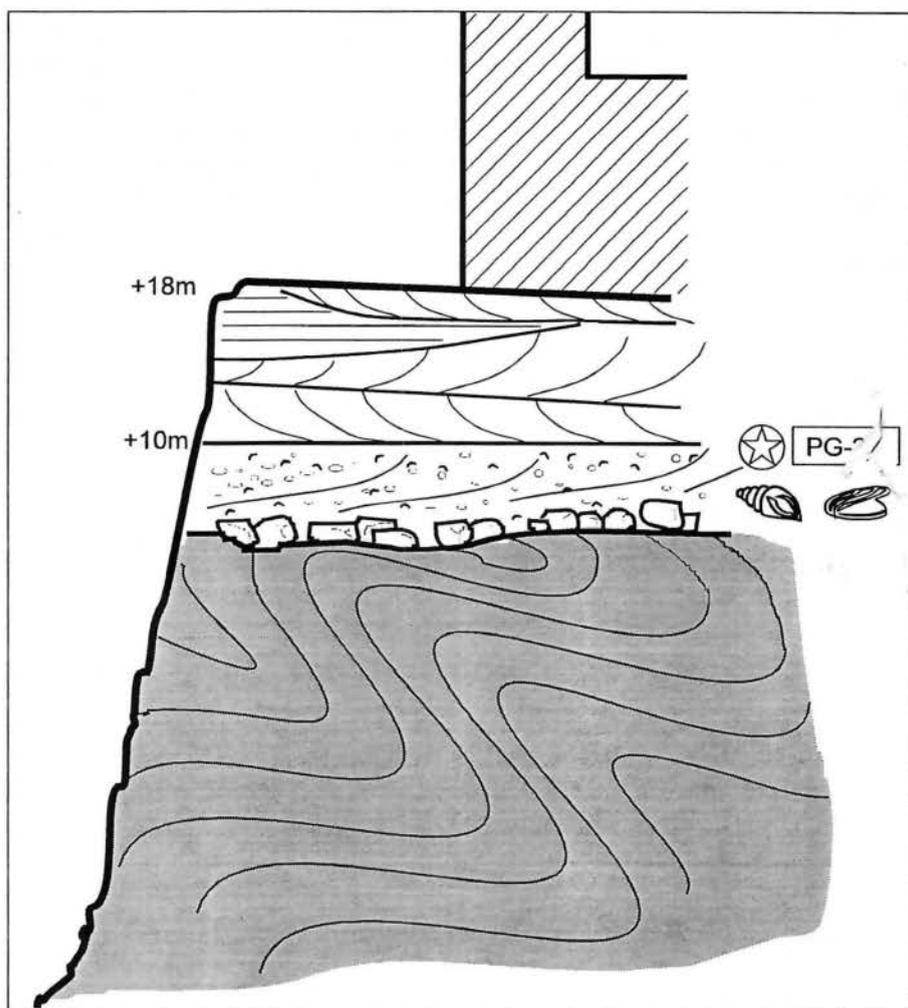


Figura 3.16. Esquema de los depósitos del Pleistoceno superior de Tarifa.

En Punta Paloma se observa un nivel a +7,5 m. formado por una calcarenita con fauna muy recrystalizada que presenta un depósito dunar cementado a techo. Todo el depósito se encuentra tectonizado (figura 3.17).

En la Ensenada de Bolonia encontramos una plataforma a +13 m. en la que se pueden reconocer restos de un depósito calcarenítico con pasadas conglomeráticas. Encajada en ella se encuentra otra plataforma a +7,5 m. en la que no hemos observado depósito. En sondeos realizados en las ruinas romanas de Belo se han localizado restos de un nivel de areniscas marinas a +7,5 m. (Hoyos, com.per.).

En Punta Camarinal se localiza un nivel a +13 m. formado por un depósito de playa constituido por un conglomerado de cantos de cuarzo, calizas y arenisca, con pasadas de arenas y abundancia de fauna. Encajado en él se observa un depósito a +8 m. de arenas de playa cementadas con restos de fauna. En el mismo

se ha labrado una plataforma a +6 m. que corresponde con una nueva posición del nivel del mar. Estos depósitos se hayan fuertemente karstificados.



Figura 3.17. Detalle de los depósitos eolicos asociados a los niveles marinos del Pleistoceno superior de la ensenada de Guetares.

3.2.2.2. Cronología

Como se ha descrito, en el sector de Gibraltar existen numerosos restos de depósitos que marcan antiguas altas paradas del nivel del mar. Nuevamente la tectónica activa de este área no permite correlacionar dichos niveles únicamente en base a la altura en que aparecen, sino que hay que buscar otras características y apoyarse en las dataciones isotópicas realizadas en los mismos.

El nivel más continuo y mejor datado y caracterizado es el asociado al Estadio Isotópico 5c (Tirreniense III en el Mediterráneo y Ouljiense en el área atlántica). En todo este área nos podemos referir al episodio Ouljiense, ya que no se ha detectado la presencia de *Strombus bubonius* que caracteriza el ciclo Tirreniense.

Normalmente este episodio presenta un depósito marino con abundancia de fauna, entre la que podemos encontrar fauna cálida del cortejo del *Strombus bubonius* (Zazo y Goy., 1989). Este depósito lleva asociado comúnmente un depósito eólico, presentando su máximo desarrollo en Trafalgar (Zazo, 1989), descrito posteriormente. El depósito marino ha sido datado por Th/U en 107 ± 2 Ka (PG.32). En Gibraltar (Gorham Cave) un depósito similar no ha podido ser datado

dado que ha actuado como un sistema geoquímico abierto. De este modo, sólo se puede determinar un límite inferior que asegura que la muestra es más antigua que 78 ± 1 Ka (PG.39). Asociado al mismo y sellándolo se encuentra una serie arqueológica que abarca todo el Paleolítico (Hoyos *et al.*, 1994). Entre La Línea y Punta Acebuche, en la ensenada de Guetares, se reconoce también un depósito marino con una duna cementada asociada, que alcanza una altura máxima de 3/4 m (figura 3.18). Este depósito va ganado altura hacia Tarifa y es correlacionable con los descritos a +15, +11 y +8 m. El depósito a +11 m. de Tarifa ha sido datado por Th/U en 100 ± 2 Ka (PG-22), confirmando la edad dada por Bruckner y Radtke (1986) (datación Th/U 105 ± 5 Ka). Debido a las características descritas, este depósito puede ser asociado con los encontrados entre +6/8 m. entre Punta Paloma y Punta Camarinal.

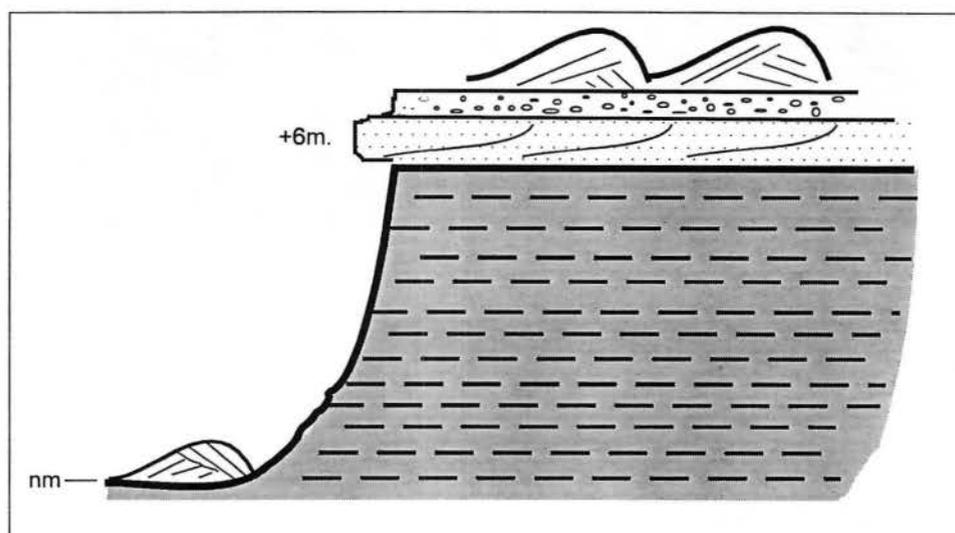


Figura 3.18. Esquema de los depósitos marinos del Pleistoceno superior de Punta Paloma.

El nivel correspondiente con el T-II Mediterráneo, y que asociamos a la alta parada del nivel del mar ocurrida en el Subestadio Isotópico 5e, ha sido datado por Th/U en Gibraltar (Punta Europa). Dado que geoquímicamente ha funcionado como un sistema abierto, sólo podemos delimitar su edad con un amplio margen de error. El límite inferior se puede situar en $>92,5 \pm 1$ Ka (PG-25), confirmado por la datación isotópica de la corteza estalagmítica que recubre este depósito (76 ± 2 Ka, PG-26a). Su posición respecto al siguiente nivel (+10 m.) nos induce a situar este episodio en el Subestadio Isotópico 5e. Este episodio puede corresponder con el encontrado al Este de Tarifa, donde el nivel de +18 m. ha sido datado en $122,6 \pm 2,6$ Ka (PG.48), correlacionándolo con el que aparece en Tarifa a +21 m.

Por encima de este depósito, en Gibraltar (Punta Europa), aparece un depósito a +10 m. que ha sido datado en $177 \pm 3,5$ Ka (PG-28), asociándolo al episodio mediterráneo Tirreniense I, ligado al Subestadio Isotópico 7.a. Sólo

podemos asegurar como de este ciclo a este depósito, siendo la correlación con otros lugares sólo tentativa y basada en la disposición del depósito respecto al siguiente (5e, que hemos correlacionado con el T-II) (figura 3.19). Los depósitos más antiguos están asignados a las edades dadas por Zazo (1989) y Zazo y Goy (1989).

Área de Conexión Atlántico-Mediterráneo: Estrecho de Gibraltar

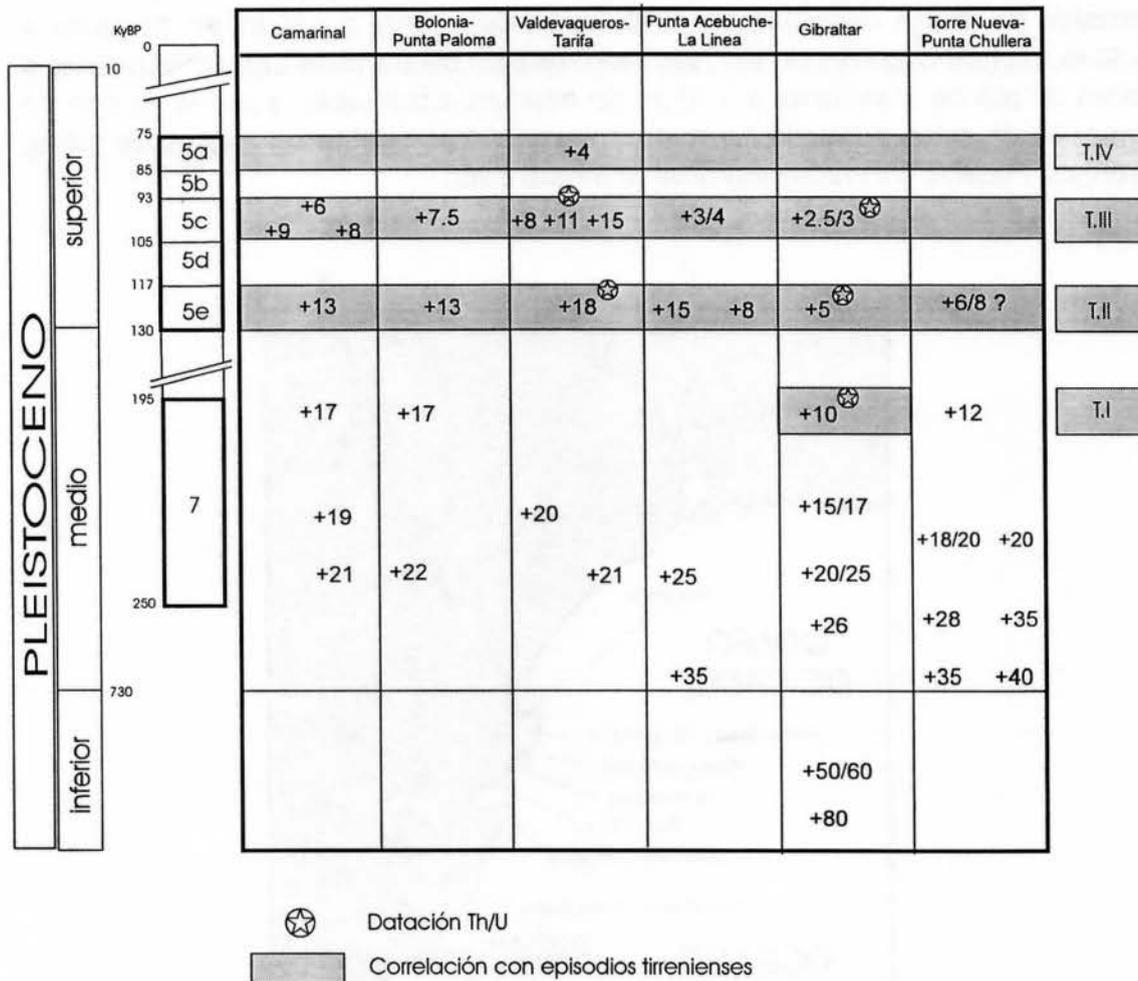


Figura 3.19. Cuadro sintético de los depósitos marinos pleistocenos del Área del Estrecho de Gibraltar y tentativa cronológica.

3.2.3. ÁREA ATLÁNTICA: GOLFO DE CÁDIZ

3.2.3.1. Descripción de los depósitos marinos

El registro de los depósitos marinos de este área previos al ciclo Ouljiense se corresponde con terrazas y plataformas marinas distribuidas a diversas alturas y de forma discontinua a lo largo del litoral, sin depósitos continentales asociados (Zazo, 1989).

Entre Cabo de la Plata y Barbate se localizan diversas plataformas de abrasión de origen marino (Zazo, 1980; Zazo y Goy, 1987): a +36 m. sin depósito, a +30 m. con un depósito de bloques redondeados de areniscas correspondientes a facies de pié de acantilado, a +20 m. sin depósito observable, y a +14 m. con un depósito de poca potencia formado por un conglomerado de cantos de caliza, arenisca y cuarzo con fauna (*Glycimeris*) (figura 3.20).

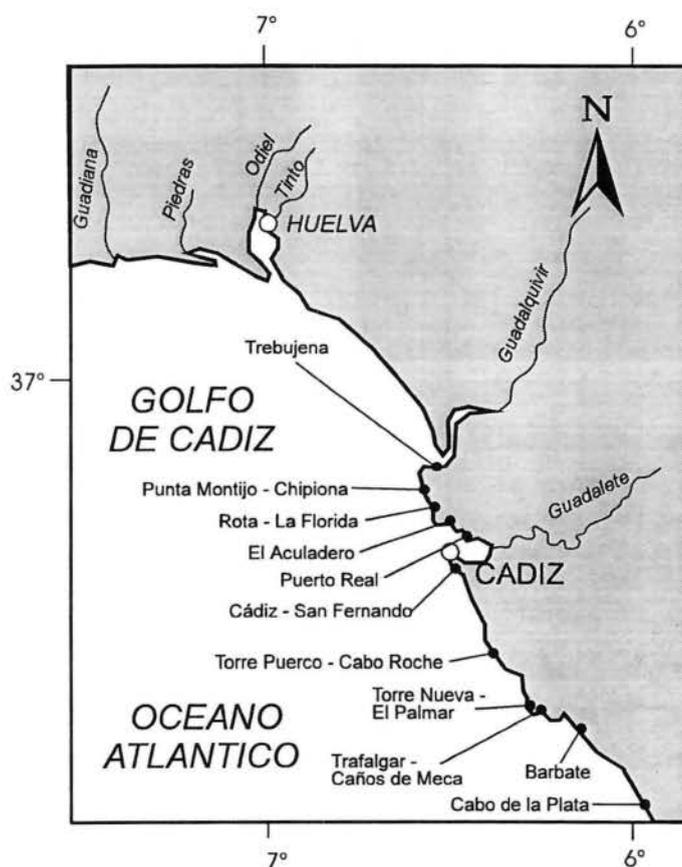


Figura 3.20. Mapa de localización del Área Atlántica: Golfo de Cádiz con indicación de localidades con registro de depósitos marinos pleistocenos emergidos.

Entre Barbate y Cabo de Trafalgar sólo se reconoce, de los niveles anteriores, una plataforma sin depósito a +20 m., aunque existen restos de un nivel más antiguo que se desarrolla de forma discontinua desde la cota +45 m. a +80 m. formado por un conglomerado de cantos de caliza y arenisca con matriz arenosa y restos de *Pectinidos* y *Ostreidos* (Zazo, 1980; Zazo y Goy, 1991a).

Entre Torre Nueva y El Palmar aparece también un nivel tectonizado de +40 m. a +74 m. formado por un conglomerado de cantos de gran tamaño de caliza y arenisca con fauna: *Glycymeris bimaculata* (POLI), *Pecten* sp., *Acanthocardia tuberculata* (L), *Buccinum monterocatoi* (LOCARD).

Se distinguen además otros dos niveles: una plataforma a +36 m. y un depósito formado por un conglomerado lumaquéllico afectado por facturación (NO-SE). La fauna que aparece es: *Glycymeris bimaculata* (POLI), *Pecten* sp., *Ostrea* sp., *Venus* sp. (Zazo, 1980).

Los niveles más antiguos localizados en la zona de Rota-La Florida son los citados por Zazo (1980) y Zazo y Goy (1991a) a +43 y +40 m.

En Cádiz aparece un nivel marino a +29 m. y en San Fernando a +14 m., al igual que en Puerto Real, que podría corresponder con el encontrado en El Acuiladero a +10 m.

El registro de los niveles comúnmente asignados al Pleistoceno medio y superior es más discontinuo en este área, siendo nuevamente la actividad tectónica reciente la responsable de dificultar la correlación de los diversos depósitos.

En el sector Cabo de la Plata-Barbate se localiza de forma discontinua una plataforma a +3/4 m. Entre Cabo de la Plata y Zahara se presenta como un depósito de playa formado por calcarenitas fosilíferas muy cementadas que alcanza una altura de +4 m. La fauna encontrada es: *Lima lima* (L), *Mytilus* sp., *Mactra* sp., *Patella depressa* (PENNANT), *Patella safiana* (LMCK) (Zazo, 1980).

Entre Zahara y Barbate aparece como un conglomerado de cantos calcáreos muy cementado. La fauna que presentan es: *Thais haemastoma* (L), *Arca noae* (L), *Venus* sp., *Glycymeris bimaculata* (POLI), *Gryphaea* sp., *Acanthocardia tuberculatum* (L), *Callista chione* (L).

Al Norte de Barbate estos depósitos se encuentran a +3,5 m. constituidos por un conglomerado de cantos de cuarzo y arenisca con matriz arenosa y restos de fauna. A techo presenta una arenisca dunar cementada.

En los Caños de Meca, inmediatamente al Norte de los anteriores depósitos, este nivel aparece a +1,5 m. (Zazo, 1980).

En Cabo de Trafalgar observamos una terraza marina que alcanza su máximo transgresivo a +4 m. formada por un conglomerado cementado con matriz arenosa. A techo presenta un potente nivel de dunas fósiles. La fauna reconocida es (Zazo, 1980): *Pecten cf. maximus* (L), *Thais haemastoma* (L), *Balanus* sp., *Ostrea* sp. (figuras 3.21 y 3.22).

Entre Torre Nueva y El Palmar este depósito aparece a +6 m. en forma de terraza que condiciona la morfología plana de este área. El depósito está formado por un conglomerado de cantos de cuarzo muy cementado con fauna. Se ha encontrado: *Pecten jacobaeus* (L), *Glycymeris bimaculatus* (POLI).

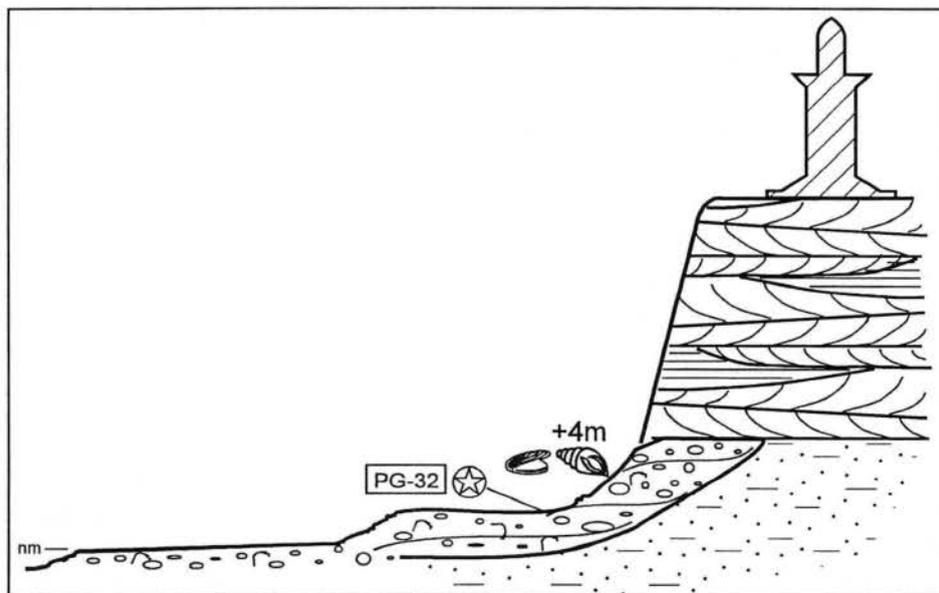


Figura 3.21. Esquema de los depósitos marinos del Pleistoceno superior del Faro de Trafalgar.

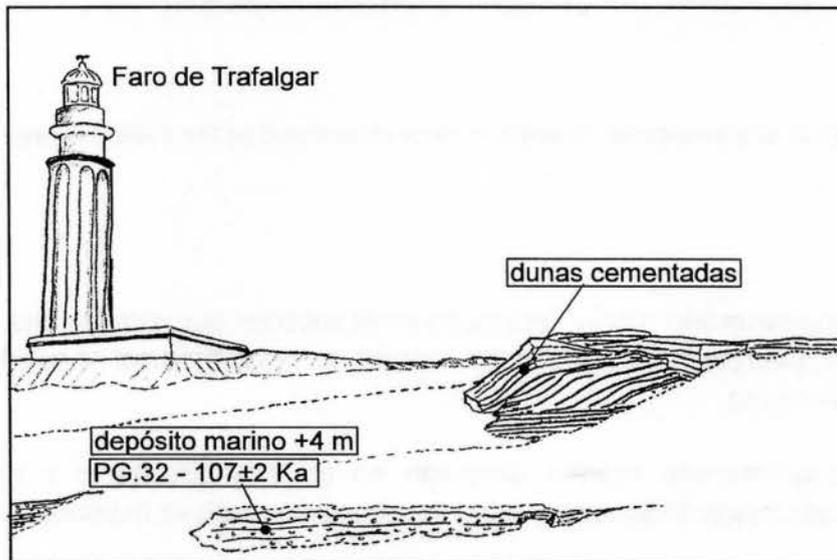


Figura 3.22. Detalle de los depósitos marinos del Pleistoceno superior del Faro de Trafalgar.

En Torre Nueva había sido observado un depósito entre 0 y +3 m. con abundancia de fauna (Zazo, 1980). Un análisis detallado ha permitido diferenciar tres niveles dentro de este depósito (figura 3.23):

- (a) Conglomerado marino con una altura máxima de 3 m. Presenta abundancia de fauna entre la que destaca: *Pecten maximus* (L), *Ostrea* sp., *Ostrea angulata*, *Chlamys* af. *opercularis* (L).

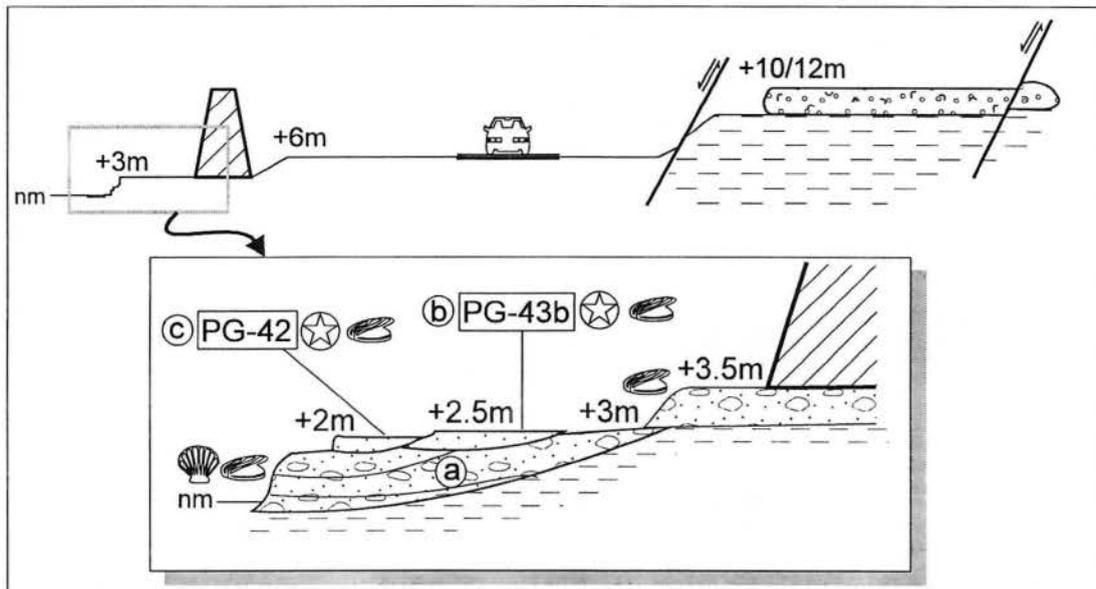


Figura 3.23. Esquema de los depósitos marinos pleistocenos de Torre Nueva-El Palmar.

(b) Conglomerado marino encajado en el anterior que alcanza una altura de 2,5 m. Decece la presencia de *Ostrea* sp. y *Pecten* sp. Abundancia de *Glycymeris* sp.

(c) Conglomerado marino encajado en los dos anteriores y rellenando cubetas desarrolladas en los mismos. Alcanza una altura máxima de 2/2,5 m.

Entre Cabo Roche y Torre del Puerco encontramos una terraza marina a +3 m. formada por un conglomerado de cantos de cuarzo, caliza y cantos blandos de margas conteniendo una fauna de (Zazo, 1980): *Glycymeris bimaculatus* (POLI), *Ostrea edulis* (L).

Al Norte de Torre del Puerco se localiza una nueva terraza marina con un depósito de playa compuesto por un conglomerado de cantos de cuarzo y areniscas, con matriz arenosa y pasadas de arenas de playa cementadas. Se observa abundante fauna. A techo presenta arenas cementadas que corresponden a depósitos dunares. Todo el depósito se encuentra tectonizado.

En El Aculadero (Puerto de Santa María), Zazo *et al.* (1983) reconocen, entre otros, un nivel marino tipo *lagoon* sobre el que se apoya un depósito marino con cantos de cuarzo que presenta: *Ostrea lamellosa*, *Pecten jacobaeus*, *Chlamys*

opercularis, *Chlamys glabra*. En un nuevo muestreo se ha recogido, además, *Cerastoderma* sp., *Glycimeris* sp..

Sobre este depósito se desarrolla una karstificación que está fosilizada por un glacis que contiene industrias del tipo *pebble-culture* y un depósito dunar algo cementado. Una nueva superficie de karstificación y un depósito de limos y dunas sellan toda la serie.

En el Faro de Rota se reconoce un conglomerado marino con restos de fauna. Si bien no es claramente observable, parecen existir dos depósitos diferentes separados por una costra calcárea, lo que indicaría que pertenecen a dos paradas del nivel del mar independientes. La fauna recogida es: *Glycimeris violacescens* (LMCK), *Glycimeris* sp., *Pecten* sp., *Ostrea* sp. (figura 3.24).

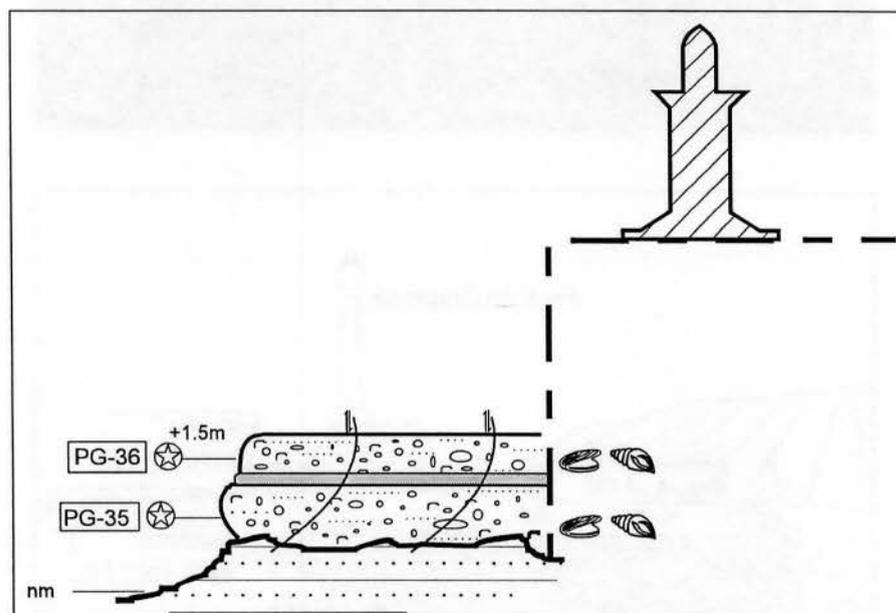


Figura 3.24. Esquema de los depósitos marinos pleistocenos del faro de Rota.

En el Faro de Chipiona aparece un depósito marino con una altura de + 3 m. (figura 3.25). El mismo está suavemente basculado hacia el SE y en él se puede distinguir los siguientes niveles (Zazo, 1980):

- a) Conglomerado marino con cantos de cuarzo y matriz arenosa. Abundancia de *Ostrea* sp. y *Pecten* sp.

b) Arenisca cementada con presencia de *Pecten maximus*, *Chlamys varia*, *Ostrea edulis*, *Cardium* sp.

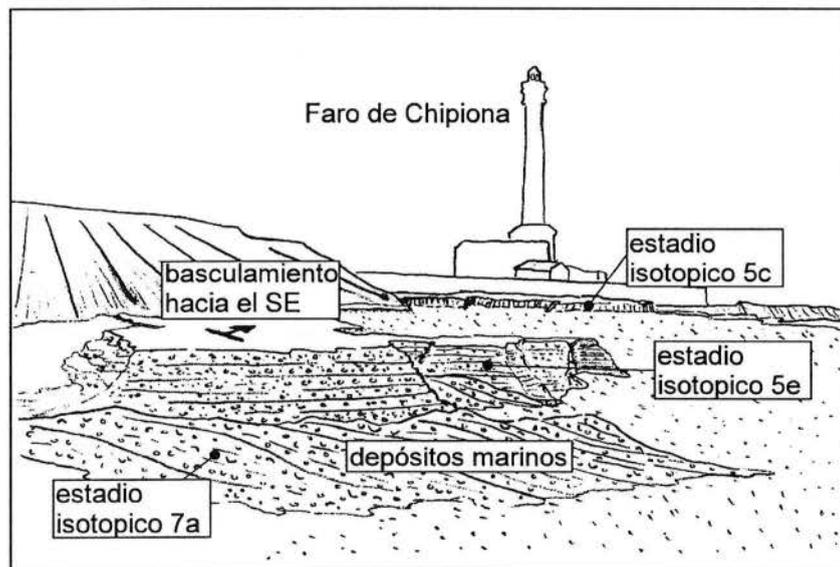


Figura 3.25. Detalle de los depósitos marinos pleistocenos del Faro de Chipiona.

c) Conglomerado marino con cantos de cuarzo, matriz arenosa y muy cementado. Presenta gran cantidad de fauna: *Glycimeris* sp., *Pecten* sp., *Chlamys varia*, *Pseudoamussium clavatum* (POLI), *Chlamys flexuosa* (POLI), *Ostrea lamellosa* (BROCCHI), *Anomia* sp., *Venus* sp.

d) Arenisca muy cementada con *Chlamys varia*, *Chlamys flexuosa*, *Mytilus* sp., *Patella depressa* (PENNANT), *Cymatium dolarium* (BORN), *Cymatium corrugatum* (LMCK), *Murex trunculus* (L), *Ocenebra erinaceum* (L), *Balanus* sp.

e) Conglomerado poco cementado de cantos de cuarzo redondeados con *Chlamys varia*, *Chlamys flexuosa* (POLI), *Anomia* sp.

A techo de este último nivel se desarrolla un nivel de karstificación y sobre el mismo un glacis de limos arenosos rojos.

En Punta Montijo se localiza un conglomerado con cantos de cuarzo, muy cementado y con abundante fauna que alcanza una altura de +3/4 m. Está basculado suavemente hacia el SE y sobre el mismo se apoyan los niveles que aparecen en Chipiona.

3.2.3.2. Cronología

Los estudios realizados en la zona (Zazo, 1980; Zazo y Goy, 1987) han atribuido los depósitos encontrados entre +0 y +3 m. al Ouljiense, centrado cerca de 100 Ka. Si bien nuestras observaciones en base a las características de los depósitos podían inducirnos a apoyar estos datos, las dataciones Th/U realizadas ofrecen una edad más antigua para algunos de los depósitos descritos (figura 3.26).

Los depósitos localizados en Rota a +1,5 m. han sido datados en 275 ± 9 Ka (PG-35) el inferior y en $169 \pm 3,5$ Ka (PG-36) el superior. Esto confirma lo observado al intuir que debían tratarse de dos episodios diferentes ya que se observa una costra calcárea entre los dos. El depósito más antiguo podría correlacionarse con el estadio Isotópico 9. El depósito más moderno es asignable al Subestadio Isotópico 7.a, aunque está ligeramente desplazado de las edades dadas comúnmente para este episodio. Sería por tanto correlacionable con el T-I del Mediterráneo.

En Punta Montijo el depósito a +3 m. ha sido datado por Zazo y Goy (1988) en 201 Ka, correspondiéndose con el Subestadio Isotópico 7.a, con lo que se puede correlacionar con el T-I del Mediterráneo.

En Chipiona el basculamiento de los depósitos hace más difícil la correlación. Los depósitos inferiores, que se apoyan directamente sobre los depósitos encontrados en Punta Montijo, podrían atribuirse al Estadio Isotópico 7.a, ya que parecen ser los mismos, e incluso al comienzo del Último Interglacial (Subestadio Isotópico 5e o T-II Mediterráneo). La unidad d. presenta fauna termófila (*Cymatium dolarium*) que ha sido asociada con la presencia de *Strombus bubonius* (Zazo, 1980). Como veremos a continuación, esto es más característico en el área atlántica en los depósitos correspondientes al Ouljiense (T-III Mediterráneo, Estadio Isotópico 5c).

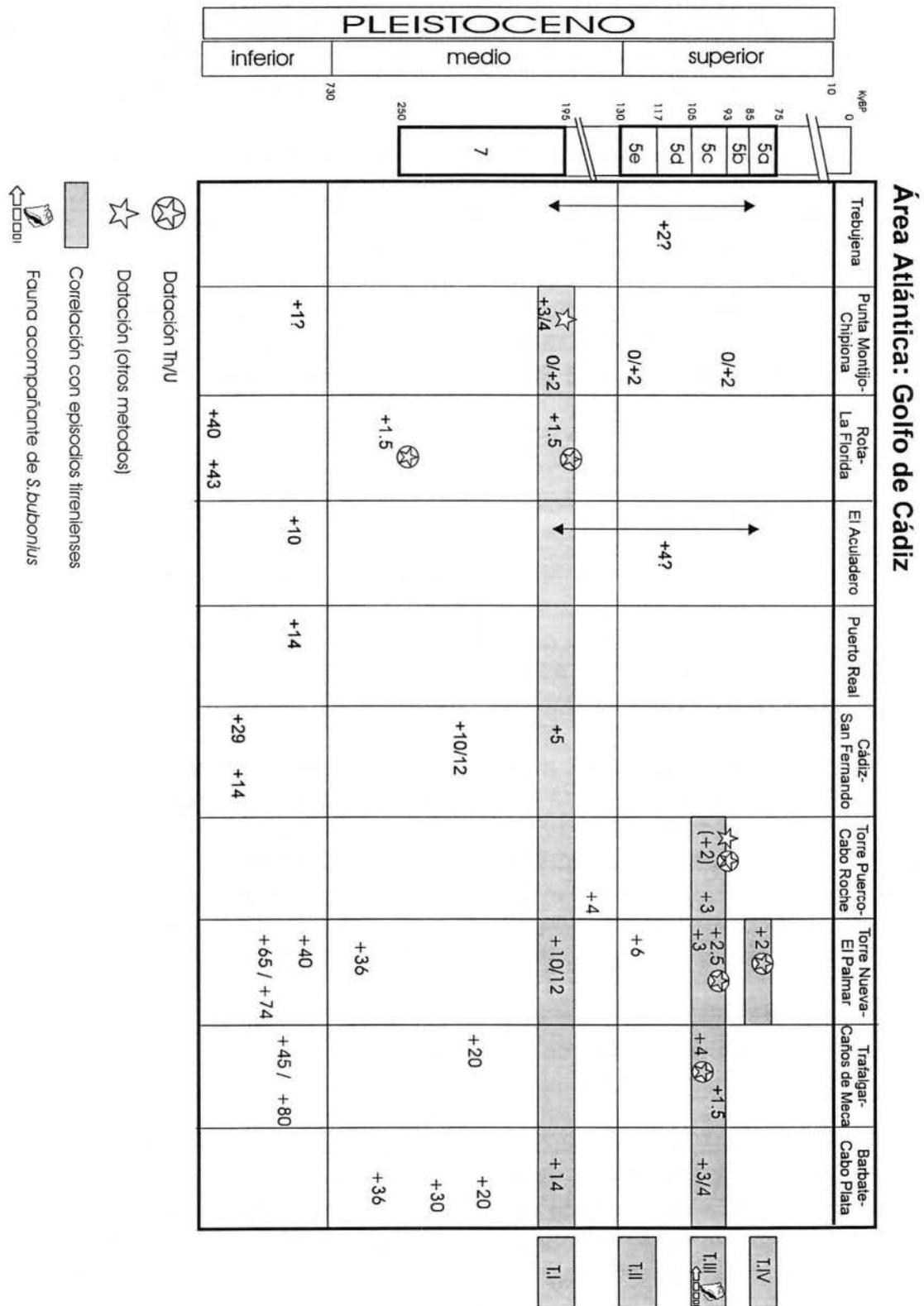


Figura 3.26. Cuadro sintético de los depósitos marinos pleistocenos del Área Atlántica: Golfo de Cádiz y tentativa cronológica.

Como se ha dicho, normalmente este episodio presenta un depósito marino con abundancia de fauna, entre la que podemos encontrar fauna del cortejo del *Strombus bubonius*, como *Patella safiana*, *Thais haemastoma*, *Arca noae* o *Cymatium dolarium* (Meco, 1976; Zazo, 1980; Zazo et al., 1994a). Este depósito lleva asociado, comúnmente, un depósito eólico, presentando su máximo desarrollo en Trafalgar (Zazo, 1989), donde la terraza marina ha sido datada por Th/U en 107 ± 2 Ka (PG.32).

Debido a las características descritas, este depósito puede ser correlacionable con los encontrados entre +4 y +1,5 m. entre Cabo de la Plata y Torre del Puerco. Como habíamos observado, en Torre Nueva este nivel se puede desdoblarse en dos pulsaciones y, de hecho, la edad atribuida al depósito de +2,5 m. ($89,7 \pm 1,2$, PG-43b) confirma una pulsación más joven que la anterior. El depósito de Caños de Meca de +1,5 m. se correlaciona con este episodio (Ouljiense), no pudiéndose detallar a qué pulsación corresponde ya que la diferencia de alturas entre éste y los encontrados entre Trafalgar y Barbate parece corresponder a causas tectónicas. Las dataciones realizadas en estos depósitos por otros autores confirman estos datos (Th/U 90 ± 10 Ka y Pa/U 92 ± 6 Ka; Zazo, 1980; Zazo y Goy, 1988).

Un episodio más joven que el anterior aparece en Torre Nueva, donde el depósito de +2 m. ha sido datado en $78,3 \pm 3,1$ Ka (PG-42), correspondiendo con el Estadio Isotópico 5a (T-IV del Mediterráneo). Los episodios más antiguos han sido asignados a las edades dadas por Zazo y Goy (1988).

3.3. INFLUENCIA DE LA NEOTECTÓNICA EN LA DISPOSICIÓN DE LOS DEPÓSITOS MARINOS

Las dataciones isotópicas realizadas en los niveles marinos cuaternarios emergidos, han permitido la realización de estimaciones cuantitativas de las tasas de elevación y subsidencia tectónica a lo largo de la costa del área de conexión Atlántico-Mediterráneo durante los últimos 100 Ka, lo cual constituye una fuente importante de criterios para la evaluación de la actividad neotectónica en el área y su influencia en la disposición de los depósitos marinos.

3.3.1. CONTEXTO SISMOTECTÓNICO

El Estrecho de Gibraltar junto con el Mar de Alborán constituye la zona más occidental del límite colisional de las placas Africana y Euroasiática en el Mediterráneo. Aunque en los primeros estudios de carácter geofísico se identificaron tasas de convergencia global entre África y Eurasia del orden de 11,4

mm/año (Minster y Jordan, 1978), en el contexto de este límite de placas se pueden distinguir varios segmentos en los cuales las tasas y el tipo de movimiento relativo entre ambas placas son diferentes. De esta forma, en las áreas situadas tanto al Este como al Oeste de la Península Ibérica este límite parece estar bien definido por su sismicidad asociada. La Zona del Atlántico corresponde a una zona transformante dextral (Falla de Gloria) en la cual las placas se deslizan paralelamente con dirección E-O a una velocidad de 2 mm/año (Bufforn *et al.*, 1988; Westaway, 1990), mientras que en el Mediterráneo oriental la convergencia es absorbida mediante la subducción N-S de la Placa Africana bajo los arcos de Calabria y Egeo a una velocidad variable de 6 a 4 mm/año (Dewey *et al.*, 1989; Westaway, 1990).

Sin embargo, en el Mediterráneo Occidental, entre la Península Ibérica y el Magreb Norteafricano, existe un patrón de sismicidad difuso a partir del cual es imposible delinear un límite de placas fiable. Este hecho ha sido interpretado por diversos autores (Vegas *et al.*, 1987; Bufforn *et al.*, 1988) como que en esta zona la convergencia entre ambas placas es absorbida por una amplia banda de deformación intermedia de unos 600 km. de anchura (Cordilleras Béticas y Rif Norteafricano) donde la deformación es distribuida por numerosas fallas de desgarre. Esta zona de deformación intermedia estaría sometida a unos esfuerzos compresivos NO-SE con velocidades de convergencia aproximadas de 2 a 3 mm/año (Westaway, 1990). En concreto para la zona del Estrecho de Gibraltar distintos autores (Bufforn *et al.*, 1988; Vegas, 1992; Makris y Egloff, 1993) señalan la existencia de esfuerzos residuales compresivos E-O heredados del emplazamiento de los últimos mantos béticos en la zona del Campo de Gibraltar y que indicarán una subducción relicta de la Placa Atlántica bajo el dominio Ibérico.

3.3.2. ANÁLISIS NEOTECTÓNICO DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS EPISODIOS MARINOS CUATERNARIOS

Los depósitos dejados por antiguas posiciones del nivel del mar son quizás los indicadores más precisos para detectar movimientos recientes en el vertical, y en muchos casos para obtener estimaciones cuantitativas acerca de las tasas de estos movimientos. Para utilizar este tipo de criterio es necesario: a) "*Identificar en el espacio una línea de costa para un tiempo determinado*", mediante el análisis geomorfológico y la realización de dataciones isotópicas precisas (Th/U); y b) "*Encontrar el máximo transgresivo, que es el que correspondería a la altura máxima de las pleamares (que identificamos con la cota cero) para un momento determinado*", condición que es indispensable para determinar las alturas reales de los diferentes episodios (Zazo y Goy, 1989; Goy *et al.*, 1994a, 1995a).

3.3.2.1. Evaluación de las tasas de movimientos verticales para los últimos 100 ka

En base a la continuidad de afloramientos, la calidad de las dataciones isotópicas y la existencia de otros criterios para realizar su cronología relativa (contenido faunístico, características sedimentológicas, correlación geomorfológica, etc.) de los distintos episodios marinos identificados, se ha elegido el nivel de 100 Ka para llevar a cabo el análisis de las tasas y tendencias tectónicas en la zona de estudio. Las tasas de movimientos verticales a lo largo del litoral se pueden calcular en función de la relación altura/edad de un nivel determinado, siguiendo una metodología para áreas costeras "tectónicamente activas" generalizada en todo el mundo (Lajoie, 1986). Para llevar a cabo esta evaluación cuantitativa se han de asumir dos premisas previas: a) que el nivel medio del mar correspondiente al episodio interglacial de 100 Ka coincida con el actual; y b) que los movimientos verticales hayan sido constantes en el tiempo extrapolándose a la actualidad (Goy *et al.*, 1994a, 1995a).

Teniendo en cuenta estas premisas, se ha realizado un mapa de isobasas (correlación de altitudes) de los niveles correspondientes a 100 Ka (figura 3.27 y 3.28).

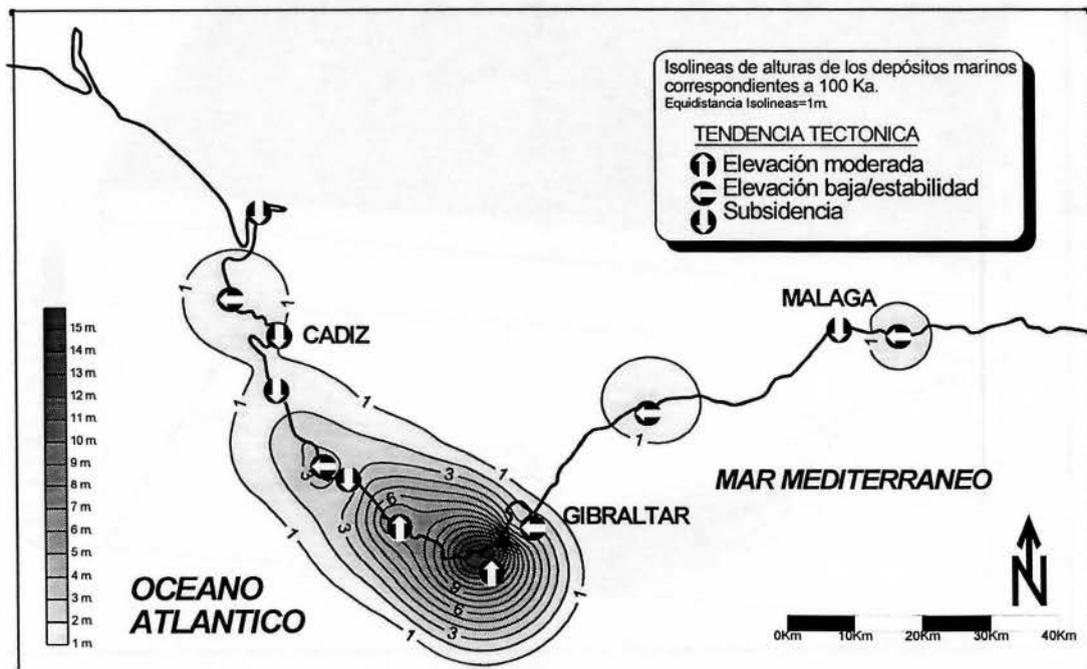


Figura 3.27. Mapa de isobasas de los niveles marinos emergidos correspondientes a la alta parada del nivel del mar centrada a 100 Ka.

Este mapa ofrece una lectura sobre las tendencias generales de elevación o hundimiento a lo largo de la línea de costa, y corresponde a una superficie de deformación ocurrida con posterioridad a la del geoide de hace 100 Ka. Sin embargo, hay que tener en cuenta errores significativos a la hora de interpretar el mapa de isobasas, en relación con las medidas de las altitudes ($\pm 0,5$ m.), dataciones isotópicas Th/U ($\pm 4,5$ Ka), y, aunque se han medido las alturas con relación al nivel máximo de marea, se puede asumir un error de $\pm 0,5$ m. en la demarcación de ese límite. Esto hace que el error asumido en cada cálculo de las tasas de movimientos verticales tenga un rango de ± 1 m. en $100 \pm 4,5$ Ka, resultando un error significativo de ± 1 cm/Ka.

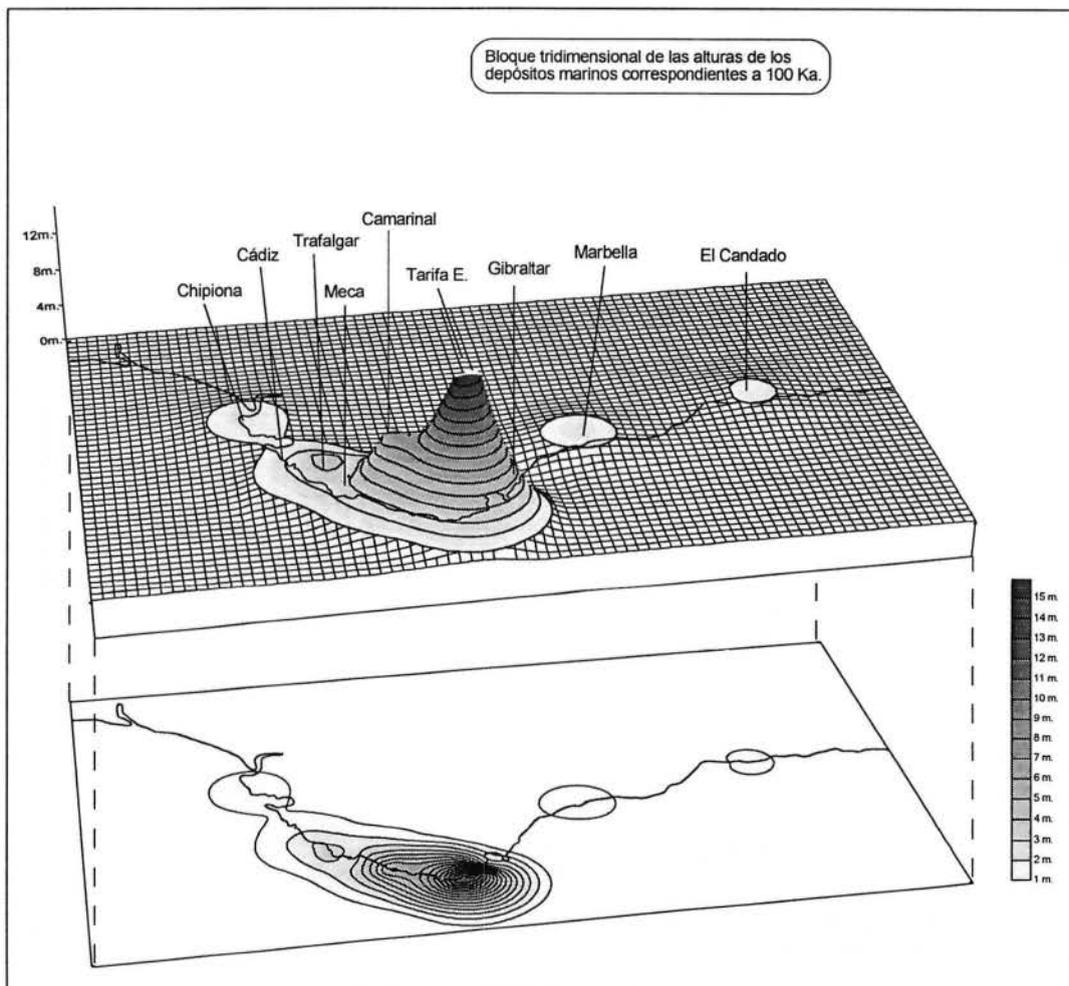


Figura 3.28. Esquema tridimensional del mapa de isobasas de los niveles marinos emergidos correspondientes a la alta parada del nivel del mar centrada a 100 Ka. (vista desde el Sur).

En las figuras se puede observar que el área que presenta las mayores tasas de elevación corresponde a la zona central del Estrecho (Tarifa-Punta Carnero), coincidiendo con el triángulo delimitado por la confluencia de dos grandes alineaciones morfoestructurales NO-SE y NE-SO. En esta zona las tasas registran valores comprendidos entre 10 y 15 cm/Ka, correspondiendo esta última a las plataformas al Este de Tarifa. Estos cálculos se han basado en medidas de Th/U determinadas en Tarifa (10 cm/Ka) y su correlación con los niveles observados hasta Pta. Carnero. Las tasas de elevación decrecen, casi simétricamente, hacia los dominios Mediterráneo (Este) y Atlántico (Oeste), y la tendencia general se invierte dominando los movimientos subsidentes (hundimiento) en las zonas adyacentes a Cádiz y Marbella.

En el área atlántica las tasas de elevación decrecen progresivamente hacia el Oeste, presentando tasas de elevación más moderadas comprendidas entre 6 y 8 cm/Ka (Punta Paloma-Camarinal). Más hacia el Oeste, a partir de la Ensenada de Barbate-Cabo de Trafalgar, los valores calculados se hacen mucho más modestos, arrojando rangos de entre 3 y 1 cm/Ka. Dado que el valor del error significativo asumido es mayor que algunas de las tasas calculadas, estas nos indicarían que nos hallamos en una zona de carácter subsidente, en el caso de tasas cercanas a 1 cm/Ka, o al menos estable. En el área mediterránea, la tendencia de las tasas de elevación también decrece progresivamente a medida que nos alejamos de la zona central del Estrecho, desde Punta. Carnero hasta Málaga, presentando una inversión de la tendencia a partir de la Bahía de Algeciras. Las áreas de Marbella y Rincón de la Victoria presentan tasas entre 1 y 2 cm/Ka, situándonos en un contexto de elevación moderada o estable. La ausencia de episodios marinos al Este de Nerja sólo puede ser explicada por causa tectónica: hundimiento de ese sector costero (Lario *et al.*, 1993).

3.3.2.2. Distribución espacial de los episodios marinos

En relación al dispositivo geométrico de las unidades marinas del Último Interglacial y conforme con las tasas de elevación calculadas, pueden observarse distintos escenarios en el área de estudio (figura 3.29).

En las zonas con tendencia a la elevación, con tasas mayores de 4 cm/Ka, se observa que las unidades morfosedimentarias se disponen escalonadas, situándose la más antigua a mayor altura que el resto. Esto se observa claramente en el área de Tarifa, con tasas de hasta 15 cm/Ka, así como en el área de Punta Paloma-Camarinal (6 cm/Ka) y Gibraltar (5 cm/Ka). Dado que las unidades observadas morfológicamente son terrazas, el área fuente de sedimentos se debe localizar a gran distancia, como ocurre en la costa sur de Almería (Zazo *et al.*, 1993b).

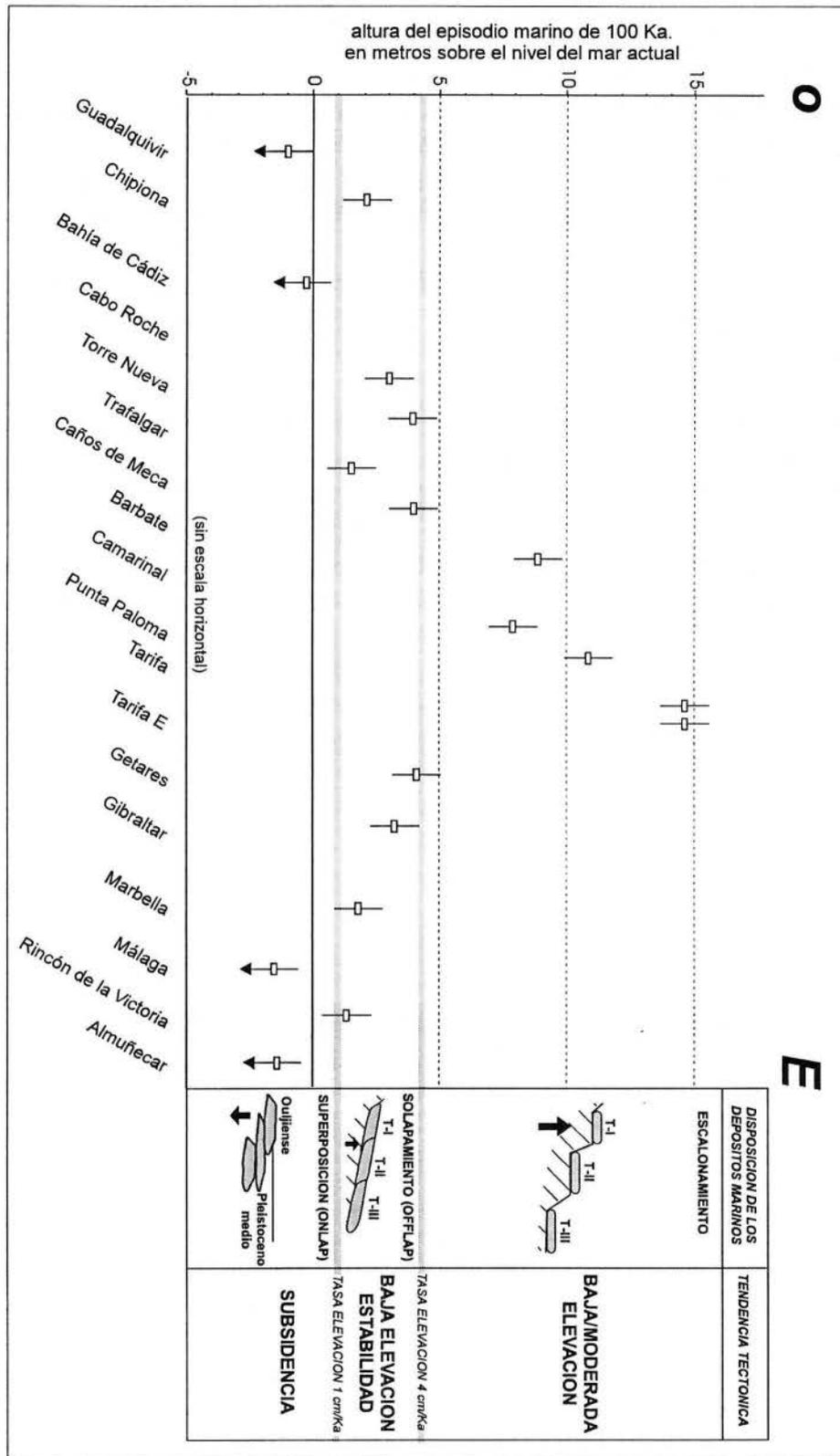


Figura 3.29. Esquema del dispositivo geométrico de los depósitos marinos pleistocenos del área de estudio en relación a las diferentes tasas de elevación calculadas.

En áreas con tasas de elevación menor, las unidades morfosedimentarias se disponen en solapamiento, situándose la más antigua a mayor altura. En el caso de Málaga, con tasas cercanas a 2 cm/Ka, éste parece ser el modelo de disposición en el Último Interglacial, si bien en el Pleistoceno medio podrían observarse tasas de elevación mayor y un tránsito a un dispositivo en escalonamiento (Lario *et al.*, 1993), habiéndose observado rasgos que indican una elevación general de la costa desde el Plioceno superior (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991).

En áreas con tasas menores de 1 cm/Ka con tendencia al hundimiento, se observa un dispositivo de superposición de los diferentes episodios marinos, quedando el más antiguo a cota más baja en relación con los recientes, tal como ocurre en la Bahía de Cádiz (Zazo *et al.*, 1993b).

3.3.3. COMPORTAMIENTO NEOTECTÓNICO DE LA ZONA DE ESTUDIO: MODELO GEODINÁMICO

La zona del Estrecho se encuentra en un contexto geodinámico convergente provocado por la aproximación, en dirección general NNO-SSE, de las placas Africana y Euroasiática. Sin embargo, el Estrecho de Gibraltar constituye el único punto de contacto en donde no existe corteza oceánica intermedia a lo largo del trazado mediterráneo del límite África-Eurasia. Por tanto, constituye una zona muy peculiar donde la convergencia neta se ha bloqueado, dando lugar a una zona de deformación intermedia donde la mayor parte de los esfuerzos tectónicos son absorbidos mediante la formación de fallas de desgarre (tectónica transpresiva), tal y como se ha propuesto para el conjunto del SE de España (Vegas, 1992; Bufforn *et al.*, 1990).

Dentro del este tipo de contexto, la geometría delineada por los sistemas de fracturas que afectan a los depósitos y morfologías cuaternarias, así como su comportamiento cinemático durante este período, pueden ser asimiladas a un modelo de Cizalla Pura asimétrica, inducido por un campo de esfuerzos compresivo de dirección submeridiana. Dentro de este modelo, las dos grandes alineaciones NE-SO y NO-SE actuarían como accidentes de desgarre separando zonas en compresión y distensión (Goy *et al.*, 1994a, 1995a).

Por otra parte, el carácter de cizalla pura del modelo propuesto por estos autores permite explicar que las tasas de elevación tectónica más importantes se registren en la zona central del Estrecho, enmarcándose dentro del triángulo delimitado por dos grandes desgarres NE-SO y NO-SE. Así, en el bloque meridional que comprende la zona central del Estrecho, al no poder desplazarse hacia el Norte, los movimientos en la horizontal son inhibidos traduciéndose en movimientos verticales positivos (elevación), como demuestran las tasas calculadas en este estudio. Por el contrario, en los bloques laterales predominan los

movimientos en la horizontal (por escape tectónico), siendo los movimientos en la vertical secundarios y de carácter subsidente.

3.3.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

El significado de estas tasas en relación al rango de actividad tectónica del Estrecho de Gibraltar, sólo se puede determinar mediante su comparación con las que se registran en otras zonas consideradas como tectónicamente activas. Así, en el entorno de la Península Ibérica, se puede considerar como la zona tectónicamente más activa en cuanto a lo que se refiere a tasas de elevación. En esta zona se registran tasas de elevación máximas (15 cm/Ka) sensiblemente superiores a las que se registran en el litoral de Almería (10-7,5 cm/Ka) para los mismos últimos 100 Ka (Zazo *et al.*, 1993b).

A nivel global los valores de tasas de elevación superiores a 5 cm/Ka se asocian a zonas situadas en contextos netamente convergentes ligados a procesos de subducción activa (Lajoie, 1986). Sin embargo, tasas más moderadas comprendidas entre 2 y 1 cm/Ka se relacionan a una tectónica transpresiva asociada a márgenes transcurrentes. El registro de tasas de elevación tan discretas a lo largo de márgenes sismotectónicamente tan activos como es el caso del SO de EEUU (Falla de San Andrés), se explica porque la mayor parte de los esfuerzos tectónicos se absorben mediante desplazamientos en la horizontal (fallas de desgarre), los cuales llegan a alcanzar valores de 34 ± 3 mm/año (Falla de San Andrés; Hill *et al.*, 1991).

Dentro de este tipo de contexto se ha situado la zona del Estrecho de Gibraltar (Goy *et al.*, 1994a, 1995a), que aunque situada en un margen convergente (África-Eurasia) representa a nivel global un grado de actividad tectónica relativa de moderado a bajo, muy discreto en relación a otras zonas. Como se ha visto anteriormente dentro del contexto del límite de placas convergente África-Eurasia, la velocidad de convergencia en la zona del Estrecho presenta valores de entre 2 y 3 mm/año (Westaway, 1990), es decir, un orden de magnitud superior a las tasas máximas calculadas para los últimos 100 Ka. Esta gran discrepancia de valores únicamente puede ser comprendida dentro de un contexto transpresivo, en donde los movimientos tectónicos en la vertical sólo representarían del 10 al 6,6% del total del desplazamiento neto entre África y Eurasia. Se asume que el resto del desplazamiento (90 al 93,4%) sería acomodado mediante la generación de fallas de desgarre, tanto en el entorno Bético como en el Norte de África, según el modelo de cizalla propuesto por Goy *et al.* (1994a, 1995a) (figura 3.30).

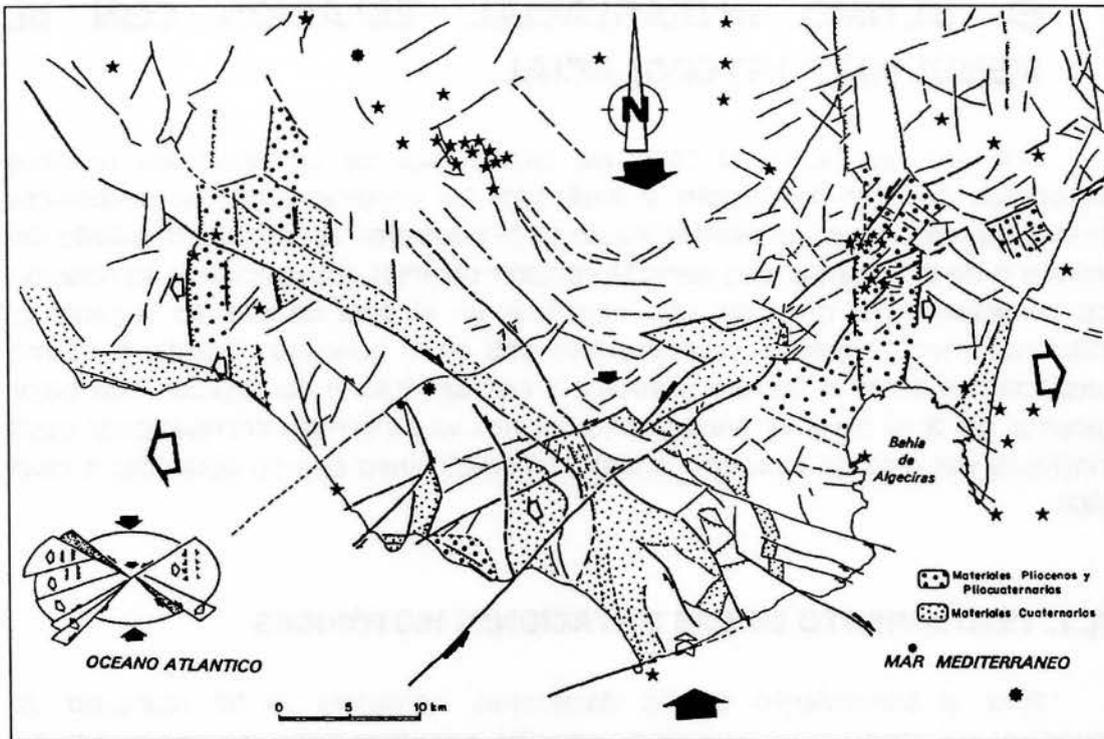


Figura 3.30. Modelo geodinámico del comportamiento neotectónico del Estrecho de Gibraltar (zona Norte) durante el Cuaternario. Las flechas negras indican esfuerzos compresivos y las blancas direcciones de distensión secundarias predominantes. Los datos de sismicidad se han representado mediante estrellas (sismicidad superficial, $< 20\text{ km}$) y asteriscos (sismicidad profunda, $> 20\text{ km}$). Dentro de estos últimos los de menor tamaño representan sismos de $M < 4$. Las estrellas de menor tamaño corresponden a la replica del terremoto de Castelar. En la esquina inferior izquierda se ha representado el "elipsoide de deformación teórico" generado por una cinemática de cizalla asimétrica en respuesta a esfuerzos compresivos de dirección general N-S (zonas de despegue más importantes en punteado) (Goy *et al.*, 1994 a; 1995a).

3.4. VARIACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR EN EL ÚLTIMO INTERGLACIAL. RELACIÓN CON EL PENÚLTIMO INTERGLACIAL.

Una vez realizada una tentativa cronológica de los depósitos marinos pleistocenos del área de estudio, y analizados los condicionantes neotectónicos que influyen en la posición altimétrica de estos depósitos, un estudio detallado del significado de los mismos nos permite concluir diversas observaciones en relación a las variaciones del nivel del mar ocurridas en el área de estudio durante el Pleistoceno medio-superior, centrándonos más en lo ocurrido durante el Último Interglacial, es decir, el Estadio Isotópico 5 (ver capítulo 2). Su relación con otros depósitos del área mediterránea peninsular nos va a permitir correlacionar estas variaciones del área de conexión Atlántico-Mediterráneo con las ocurridas a nivel global.

3.4.1. TRATAMIENTO DE LAS DATACIONES ISOTÓPICAS

Para el tratamiento de las dataciones isotópicas se ha realizado un histograma de intensidades a partir de aquellas, calculado por superposición de las edades Th/U, representando estas por una distribución de Gauss con la edad como media y la amplitud determinada por el error.

Debido a que las variaciones en la intensidad obtenida en el histograma pueden estar influenciadas por muestreos preferenciales (Geyh, 1980), hay que tener en cuenta que esta intensidad que representa un determinado evento está en relación directa con el número de muestras y, por lo tanto, no marca una mayor frecuencia de aparición de dicho evento, sino su peso en la muestra total. En nuestro caso, esto ocurre en los depósitos del T-III/Ouljiense, ya que como hemos visto aparecen bien representados en todo el litoral del Sur y Este peninsular, presentando además abundancia de fauna que permite la realización de dataciones isotópicas.

Dado que los depósitos datados los asociamos con altas paradas del nivel del mar, los distintos picos obtenidos representan las situaciones de alta parada del nivel del mar que han existido durante el período estudiado. Este método de análisis y representación de variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno medio-superior ha sido utilizado en otras áreas del litoral mediterráneo (Hillaire Marcel *et al.*, 1986; Somoza *et al.*, 1987; Somoza, 1989; Somoza, 1993; Causse *et al.*, 1993; Zazo *et al.* 1993; Hillaire Marcel *et al.*, 1996) así como en depósitos de terrazas marinas de otras áreas (Hamelin *et al.*, 1991; Smart y Richards, 1992; Bard *et al.*, 1993; Gallup *et al.*, 1994).

Tabla 3.2. Dataciones Th/U realizadas por diversos autores en los depósitos marinos pleistocenos del S y SE Peninsular. Se han incluido dataciones realizadas por otros métodos para su comparación con las realizadas por Th/U.

Muestra	Edad (Ka)	Error (Ka)	Localidad	Material	Depósito	Alt.(m)	Referencia	Metodo
UQT-84	159	16.8	Guardias Viejas	concha	playa	15.5	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-311	104	6.4	Guardias Viejas	concha	playa	15.5	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-92	143	16.4	Guardias Viejas	concha	playa	0.5	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-310	132	12	Guardias Viejas	concha	playa	0.5	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-321	150.3	12.6	Guardias Viejas	concha	playa	13.5	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-312	150.5	20.8	Guardias Viejas	concha	playa	13.5	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-138	176		Guardias Viejas	concha	playa	4.75	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-313	195	28	Guardias Viejas	concha	playa	6	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-315	187	20.2	Punta Sabinar	concha	playa	11	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-135	188.4	22	Punta Sabinar	concha	playa	11	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-137	175.5	20	Punta Sabinar	concha	playa	8	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-140	130.6	12.8	Punta Sabinar	concha	playa	4	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-252	131.1	14	Punta Sabinar	concha	playa	4	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-85	100.6	9	Roquetas	concha	playa	7	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
-	104	6	Roquetas	concha	playa	7	Baena et al., 1981	Th/U
UQT-94	131.2	10.6	R.Amoladeras	concha	playa	9	Goy et al., 1986a	Th/U
UQT-251	201.3	30.6	R.Amoladeras	concha	playa	9	Goy et al., 1986a	Th/U
UQT-319	132.9	12.2	R.Amoladeras	concha	playa	9	Goy et al., 1986a	Th/U
UQT-89	92.6	6.4	R.Amoladeras	concha	playa	5.5	Goy et al., 1986a	Th/U
UQT-314	141.4	15.2	R.Amoladeras	concha	playa	5.5	Goy et al., 1986a	Th/U
I	93		R.Amoladeras	concha	playa	5	Bernat et al., 1978	Th/U
I	108		R.Amoladeras	concha	playa		Bernat et al., 1978	Th/U
II	102		R.Amoladeras	concha	playa		Bernat et al., 1978	Th/U
III	98		R.Amoladeras	concha	playa		Bernat et al., 1978	Th/U
IV	95		R.Amoladeras	concha	playa		Bernat et al., 1978	Th/U
V	88		R.Amoladeras	concha	playa		Bernat et al., 1978	Th/U
V	101		R.Amoladeras	concha	playa		Bernat et al., 1978	Th/U
VI	99		R.Amoladeras	concha	playa		Bernat et al., 1978	Th/U
F	39	2	R.Sepultura	concha	playa	1	Baena et al., 1981	Th/U
G	34.72	1.7	R.Sepultura	concha	playa	1	Baena et al., 1981	Th/U
UQT-87	32.2	3	R.Sepultura	concha	playa	2.75	Baena et al., 1981	Th/U
UQT-91	55.6	3	R.Sepultura	concha	playa		Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
A	144.4	14	Playazo	concha	playa	0.5	Baena et al., 1981	Th/U
UQT-253	188.6	28	Playazo	concha	playa	0.5	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-139	170.5	14	Playazo	concha	playa	0.5	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
UQT-320	112.3	6.6	Playazo	concha	playa	0.5	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
L-787.D	80	5	Mojacar	concha	playa	4.2	Stearns y Thurber, 1965	Th/U
UQT-136	96.7	7.2	Mojacar	concha	playa	4.2	Hillaire-Marcel et al., 1986	Th/U
L-787	82	5	Terreros	concha	playa	0.5	Stearns y Thurber, 1965	Th/U
	94	8	El Torrejon	concha	playa	2.5	Dumas, 1977	Th/U
	92	8	El Torrejon	concha	playa	2.5	Dumas, 1977	Th/U
	92	7	El Torrejon	concha	playa	2.5	Dumas, 1977	Th/U
LMA1	100	5.8	La Marina	concha	playa	5	Bernat et al., 1982	Th/U
LMA2	103		La Marina	concha	playa	5	Bernat et al., 1982	Th/U
LMA4	105		La Marina	concha	playa	5	Bernat et al., 1982	Th/U
LMA5	94		La Marina	concha	playa	5	Bernat et al., 1982	Th/U
LMB1	95		La Marina	concha	playa	5	Bernat et al., 1982	Th/U
81-9	149		La Marina	concha	playa	5	Bernat et al., 1982	Th/U
81-14	65		La Marina	concha	playa	5	Bernat et al., 1982	Th/U
81-14	66		La Marina	concha	playa	5	Bernat et al., 1982	Th/U
	111.5		Santa Pola	concha	playa	1.5	Brückner y Radtke, 1985	Th/U
	100	5	Saladar	concha	playa	0.5	Dumas, 1977	Th/U
	100	7	Saladar	concha	playa	0.5	Dumas, 1977	Th/U
	119	13	Cala Borrachos	concha	playa	4	Dumas, 1977	Th/U
	85	8	La Albufereta	concha	playa	6.3	Dumas, 1977	Th/U
L-787C	85	5	Cabo Huertas	concha	playa	2	Stearns y Thurber, 1965	Th/U
	91.6	6	Cabo Huertas	concha	playa	2	Dumas, 1977	Th/U
L-787B	32	3	Cabo Huertas	concha	playa	2.5	Stearns y Thurber, 1965	Th/U
	38	2	Cabo Huertas	concha	playa	2.5	Dumas, 1977	Th/U
	55	3	Cabo Huertas	concha	playa	2.5	Dumas, 1977	Th/U
UQT-83	191.4	16	Cabo Huertas	concha	playa	2.5	Hillaire-Marcel et al.,1986	Th/U
	85	7	Cap Negret	concha	playa	2.5	Dumas, 1977	Th/U
UQT-322	68	15	La Albufereta	Glycimeris	playa	6.2	Causse et al., 1993	Th/U

Muestra	Edad (Ka)	Error (Ka)	Localidad	Material	Depósito	Alt.(m)	Referencia	Metodo
UQT-329	68	15	Cala Borrachos	S.b.	playa	0.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-330	100.8	10.4	Cala Borrachos	Glycimeris	playa	0.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-331	88.1	6.4	Cala Borrachos	shell	playa	0.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-337	139.9	14.2	Cala Borrachos	Glycimeris	playa	4	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-334	12.3	3.5	Santa Pola	algas	playa	1	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-327	143.7	14	Santa Pola	Glycimeris	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-328	127.3	12.6	Santa Pola	Glycimeris	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-332	>250		Santa Pola	Glycimeris	playa	40	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-333	>250		Santa Pola	Glycimeris	playa	30	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-338	>250		Santa Pola	Glycimeris	playa	1	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-335	>75		La Marina	Glycimeris	playa	5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-336	>75		La Marina	shell	playa	3.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-561	140.1	14	La Mata	Glycimeris	playa	1.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-803	142.9	14.2	La Mata	Glycimeris	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-563	81.4	5.3	La Mata	S.b.	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-1094	106.4	8.2	La Mata	S.b.	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-1095	133.7	10.4	La Mata	S.b.	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-564	75.3	6.3	La Mata	shell	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-1098	94	6.7	La Mata	shell	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-562	>200		La Mata	Glycimeris	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-1097	>200		La Mata	Glycimeris	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-804	65		Torre Vieja	Patella	playa	0.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-812	100		Torre Vieja	Glycimeris	playa	2	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-813	100		Torre Vieja	Glycimeris	playa	2	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-814	100		Torre Vieja	Glycimeris	playa	2	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-805	100		Torre Vieja	Glycimeris	playa	2	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-324	68.7		Torre Vieja	Glycimeris	playa	1.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-325	124.6	11.2	Torre Vieja	Glycimeris	playa	1.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-326	55.9		Torre Vieja	Glycimeris	playa	0.8	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-800	*		Aguilas-El Cocon	S.b.	playa	0.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-801	*		Aguilas-El Cocon	S.b.	playa	0.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-1096	*		Aguilas-El Cocon	S.b.	playa	0.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-862	145.1	17.2	Aguilas-El Cocon	S.b.	playa	0.5	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-790	60.1	4	Terreros	S.b.	playa	1	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-806	79.1	6.4	Terreros	S.b.	playa	1	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-807	114.6	10.4	Terreros	S.b.	playa	1	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-789	180		Pozo del Esparto	S.b.	playa	7	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-860	180		Pozo del Esparto	S.b.	playa	7	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-861	180		Pozo del Esparto	S.b.	playa	7	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-802	103.2	8.4	Cala Calon	shell	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-788	142.7	14.2	Cala Calon	littorina	playa	1	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-566	98.1	8.2	Cala Calon	S.b.	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-858	70.4		Cala Calon	algas	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-859	70.4		Cala Calon	algas	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-876	70.4		Cala Calon	algas	playa	3	Causse et al., 1993	Th/U
UQT-565	64.1		Cala Calon	S.b.	playa	7	Causse et al., 1993	Th/U
E-35	65.7	15%	Calabasi(S.Pola)		eolianita		Brückner, 1986	TL
E-13	102	19.5	Torre Garcia (S.P.)	S.b.	playa		Brückner, 1986	Th/U
E-32b	111.5	19.2	Torre Enmedio	S.b.	playa		Brückner, 1986	Th/U
E-13	113	20%	Torre Garcia(S.P.)	S.b.	playa		Brückner, 1986	ESR
E-18a	112	20%	P.Culo de Perros	Glycimeris	playa		Brückner, 1986	ESR
E-18b	122	20%	P.Culo de Perros	Glycimeris	playa		Brückner, 1986	ESR
E-32	94	20%	Torre Enmedio	S.b.	playa		Brückner, 1986	ESR
E-34a	>350	20%	Los Aren. del Sol	Glycimeris	playa		Brückner, 1986	ESR
E-34b	>310	20%	Los Aren. del Sol	Glycimeris	playa		Brückner, 1986	ESR
E-34c	>515	20%	Los Aren. del Sol	Glycimeris	playa		Brückner, 1986	ESR
E-70	112	20%	Cabo Huertas	S.b.	playa	2	Brückner, 1986	ESR
E-75a	125	30%	Cabobasi	shell	playa	3	Brückner, 1986	ESR
E-79	>232	20%	Los Aren. del Sol	shell	playa		Brückner, 1986	ESR
E-37	205	30	Altea		calcreta		Brückner y Radtke, 1986	Th/U
E-40	99.2	20	Denia		calcreta		Brückner y Radtke, 1986	Th/U
E-87b	119.5	7	La Marina		calcreta		Brückner y Radtke, 1986	Th/U
E-91	105	5	Tarifa	shell	playa	12	Brückner y Radtke, 1986	Th/U
E-35	65.7	15%	Calabasi		eolianita		Brückner y Radtke, 1986	TL
E-87	139	25%	La Marina	S.b.	playa		Brückner y Radtke, 1986	ESR
E-92	117.3	20%	Cerro Juan (ML)	shell	playa	2.75	Brückner y Radtke, 1986	ESR

Se realiza el análisis tanto para los depósitos localizados en el área de estudio como para los depósitos definidos en otras áreas del Sureste peninsular correlacionables con ellos. Debido a que en cada caso se ha utilizado diferente técnica de datación (*TIMS-Thermal Ionitiation Mass Spectrometry* en las muestras del área de estudio; α -espectrometría en las demás muestras) los datos han sido tratados primero de forma separada, ya que los primeros presentan una mayor precisión que los segundos influenciando claramente la curva de intensidades (Smart y Richards, 1992). Teniendo en cuenta este factor, así como el anteriormente citado del muestreo preferencial, se ha realizado posteriormente un análisis conjunto del total de los datos.

En este análisis no han sido utilizadas las dataciones en las que el depósito ha actuado como un sistema geoquímicamente abierto, debido a que la edad obtenida no corresponde con la real de formación del depósito (Hillaire-Marcel *et al.*, 1986; Causse *et al.*, 1993; Hillaire-Marcel *et al.*, 1996), así como las que no existe información o seguridad del depósito con el que se corresponden.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, de las 17 dataciones Th/U (*TIMS*) realizadas en el área de estudio (Tabla 3.1) se han utilizado 12, ya que se han eliminado los sistemas geoquímicamente abiertos y las dataciones realizadas sobre cortezas estalagmíticas, que nos han servido de referencia para establecer cronologías relativas. En el segundo caso se han utilizado 54 dataciones Th/U (α -espectrometría) del Sur y Sureste peninsular (Tabla 3.2), utilizando en su selección los criterios anteriormente expuestos. Para el total se ha utilizado el conjunto de las 66 dataciones disponibles.

Si bien en el primer caso la muestra no sería representativa para otros tipos de análisis estadísticos, sí nos permite realizar un histograma de intensidades, ya que en el mismo sólo se refleja el peso de cada datación dentro de la población total estudiada. En cualquier caso, diversos trabajos que intentan crear referencias globales sobre los cambios del nivel del mar a partir de los datos de terrazas marinas han utilizado conjuntos de datos del Pleistoceno medio-superior de la misma entidad que los utilizados en este trabajo (Chen *et al.*, 1991, Bahamas, 37 dataciones; Hamelin *et al.*, 1991, 16 dataciones; Stein *et al.*, 1991, California, 10 dataciones; Bard *et al.*, 1993, Barbados, 24 dataciones; Collins *et al.*, 1993, Abrolhos, SO Australia, 10 dataciones; Gallup *et al.*, 1994, Barbados, 28 dataciones; Zhu *et al.*, 1993, Albolhos, SO Australia, 10 dataciones). Así mismo, como se ha comentado, las dataciones con *TIMS* ofrecen un alto grado de precisión (Chen *et al.*, 1986; Edward *et al.*, 1987a; Edward *et al.*, 1987b; Bard *et al.*, 1990) que permiten una mayor confianza con un menor número de dataciones.

3.4.2. ALTAS PARADAS DEL NIVEL DEL MAR EN EL ÁREA DE CONEXIÓN ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO Y ZONAS CERCANAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA EN EL ÚLTIMO INTERGLACIAL

Para el análisis de las altas paradas del nivel del mar durante el Pleistoceno reciente (últimos 200 Ka), su posible ciclicidad y la relación con el diferente grado de actividad tectónica, se debe tener en cuenta que los altos relativos del nivel del mar son función, principalmente, de dos componentes:

- La componente eustática, que regula la altura absoluta del nivel del mar para un tiempo determinado.
- La componente tectónica, que varía la altura de un mismo nivel en diferentes áreas.

La consideración de estos factores y la utilización de criterios adicionales, tanto cartográficos como sedimentológicos y paleontológicos, junto con el análisis de las dataciones Th/U realizadas en los depósitos, permite definir secuencias completas de altas paradas del nivel del mar.

Como se ha explicado repetidamente, existe diferente terminología para nombrar los episodios marinos de los últimos 200 Ka, bien sea en el área mediterránea o en el área atlántica. Siendo la zona que nos ocupa el área de conexión entre estas, no existe un criterio claro sobre cuando aplicar una u otra terminología. La aparición de *Strombus bubonius* en el sector mediterráneo del área de estudio no es continua ni geográficamente, ni en un mismo nivel, ni en una misma secuencia, por lo que no puede ser utilizada como criterio *sensu stricto*.

Tal como se ha observado anteriormente, los máximos asociados a altas paradas del nivel del mar están correlacionados con los diferentes Estadios y Subestadios Isotópicos correspondientes a unas condiciones climáticas favorables para esas situaciones. Parece por tanto más correcto utilizar una terminología que relacione estas altas paradas del nivel del mar con los Estadios Isotópicos a los que se asocian. De este modo se le ha asignado a cada alta parada del nivel del mar (*Highstand*, **HS**) el número del Subestadio Isotópico con el que se correlaciona y, en caso de observar diferentes pulsaciones, numerar las mismas en orden de aparición (de más antigua a más moderna). Si bien estas pulsaciones han sido también nombradas como *highstands* en otras áreas (Smart y Richards, 1992; Bard *et al.*, 1993; Zazo *et al.*, 1994a), en nuestro caso, debido a la entidad de los depósitos, no podemos afirmar que ha existido una alta parada del nivel del mar en sentido estricto, ya que esto implica un período de estabilidad. Debido a esto, dichas variaciones se interpretan como pulsaciones positivas de menor entidad temporal dentro de un episodio de alta parada del nivel del mar (**HS**), denominándose como **hs.** (*high sea-level*).

En el caso del Estadio Isotópico 7 se ha utilizado la terminología en la que los diferentes Subestadios están marcados con letras (7e, 7c y 7a de más antiguo a más moderno), si bien pueden ser citados igualmente con numeración decimal (7.5, 7.3 y 7.1), correspondiendo a los citados anteriormente (Bard *et al.*, 1993; Gallup *et al.*, 1994). En el caso del Estadio Isotópico 5, utilizaremos la terminología que divide los Subestadios con letras (5e, 5c y 5a, de más antiguo a más moderno) por ser la más difundida.

3.4.2.1. Pre-Estadio Isotópico 7

Las dataciones más antiguas que las asignadas al Estadio Isotópico 7 han sido incluidas debido a que han servido de referencia en el momento de establecer las cronologías relativas de los depósitos (figura 3.31). Su inclusión dentro de un Estadio Isotópico se realiza atribuyendo su depósito a episodios interglaciares. Como se puede observar, las dataciones sólo se han realizado en los depósitos del área de estudio. La falta de datos se debe tanto a que la mayoría de los trabajos se han centrado en los depósitos Tirrenienses (ver apartado 3.1.2.), creando el problema del muestreo preferencial antes aducido, como a que hasta la aparición de nuevas técnicas (TIMS) las dataciones Th/U en este rango de edades no era fiable. Posiblemente varios de los depósitos citados como Pre-Tirrenienses (op.cit.) corresponderían con estos **HS** (*Highstands*), y si bien existe una buena localización, descripción y cartografía de los depósitos marinos del Pleistoceno inferior y medio, se han establecido unas cronologías relativas que necesitarían el apoyo de más dataciones isotópicas a fin de poder evaluar la importancia de estos estadios interglaciares en el registro del litoral. De cualquier modo, este estudio se sale de los objetivos fijados para el presente trabajo.

3.4.2.2. Estadio Isotópico 7: Penúltimo Interglacial

La referencia dentro del estudio de las variaciones del nivel del mar en el Último Interglacial al Estadio Isotópico 7 (Penúltimo Interglacial) está justificada debido a que es dentro de este Estadio cuando se registra la aparición de fauna cálida en el Mediterráneo (Goy *et al.*, 1986 a; Hillaire Marcel *et al.*, 1986), así como en el Atlántico (Zazo *et al.*, 1994a).

- **HS.7e.** Un pequeño máximo aparece centrado a 240 Ka (**hs.7e.1**, primer *high sea-level* dentro de este subepisodio), aunque las escasas dataciones llevadas a cabo no permiten confirmar este dato (figura 3.31). Igual que en el apartado anterior, hay un registro abundante de depósitos que podrían asignarse a este **HS-Highstand** (Pretirrenienses, op.cit.), si bien nuevamente la falta de dataciones no permite precisar más.

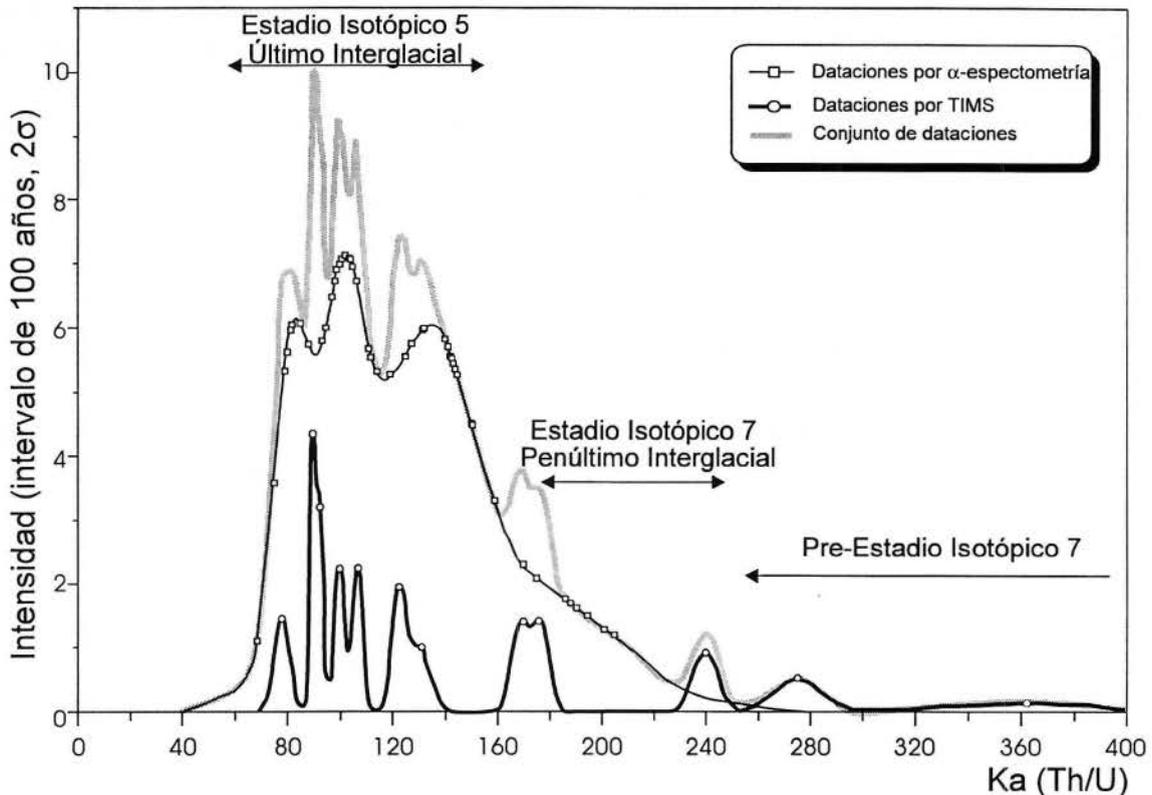


Figura 3.31. Diagrama de intensidades de altas paradas del mar del S y SE peninsular en base a las dataciones Th/U TMS realizadas en el área de estudio y a las dataciones Th/U realizadas en otras áreas del litoral del Sur y Sureste peninsular (datos utilizados en Tabla 3.1 y Tabla 3.2).

- **HS.7a.** En el estudio de detalle (figura 3.32) observamos un pico en las medidas realizadas con TMS en el área de estudio entre 162-182 Ka, aunque en el área mediterránea hay dataciones desde 205 Ka, si bien con un rango de error elevado. La precisión de las dataciones TMS permite fijar la alta parada del nivel del mar observada entre 180-168 Ka. Aunque dicha parada no está encuadrada dentro de la edad dada a este Estadio Isotópico (Martinson, 1987), ya que correspondería con el tránsito 6/7, es claramente asignable al mismo. A este respecto hay que añadir que nuevos trabajos realizados en sondeos oceánicos del Atlántico Norte han permitido obtener registros en los que se han logrado resoluciones con una precisión del nivel de las obtenidas en sondeos de hielo. Datos de estos sondeos obtenidos en base al registro $\delta^{18}\text{O}$ en *Globigerina bulloides* dan una edad para el Estadio Isotópico 7 entre 183-245 Ka (Cortijo *et al.*, 1995). La existencia de este amplio rango de edad debe obedecer a que dentro de los *highstand* correspondientes a los distintos Subestadios (**HS.**) existen varias pulsaciones positivas del nivel del mar (**hs.**, *high sea-level*), tal como ocurre en otras áreas (Aharon y Chappell, 1986; Bard *et al.*, 1993). De este modo, podríamos hablar de una

oscilación positiva del nivel del mar ca.200 Ka, observada en el Mediterráneo peninsular (**hs.7a.1**), y una oscilación positiva entre 180-168 Ka, registrada tanto en el Mediterráneo como en el Atlántico peninsular (**hs.7a.2**). Este último episodio (*high sea-level* **hs.7a.2**) podría también corresponder al tránsito entre los Estadios Isotópicos 7a y 6, que ha sido observado en otras áreas (Gallup *et al.*, 1994).

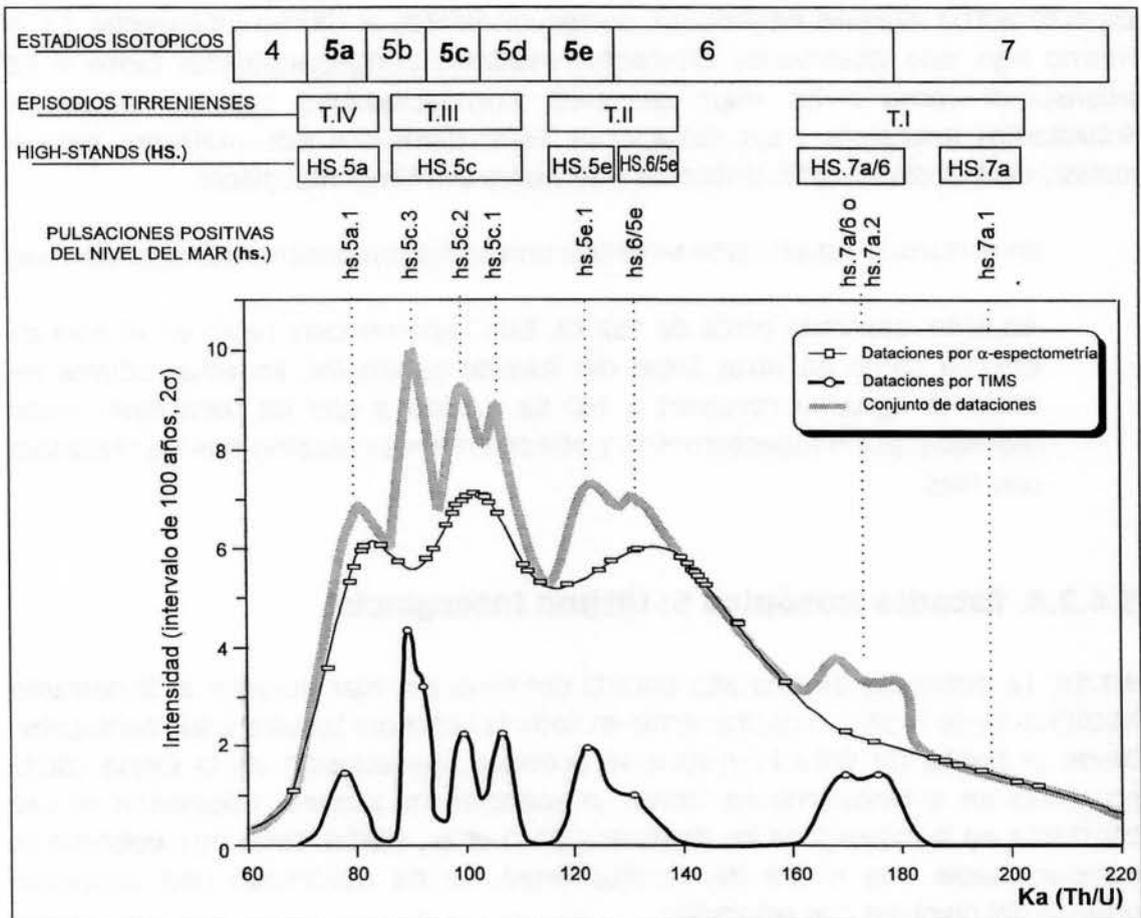


Figura 3.32. Detalle del diagrama de intensidades de altas paradas del mar en el S y SE peninsular durante los últimos 200 Ka. en base a dataciones Th/U TIMS realizadas en el área de estudio y a las dataciones Th/U realizadas en otras áreas del litoral del Sur y Sureste peninsular. Se correlacionan las altas paradas de nivel del mar (*High-stands*, **HS.**) con los estadios isotópicos (Martinson *et al.*, 1987) y los ciclos marinos del Atlántico y Mediterráneo.

Tanto los niveles de Canarias como los peninsulares mediterráneos presentan ejemplares de *Strombus bubonius*, aunque son más escasos en la Península. Representan la primera referencia a una situación climática más cálida que anteriormente, ya que se detecta por primera vez en el Cuaternario reciente la aparición de fauna cálida, que sin embargo está ausente en el litoral atlántico peninsular.

3.4.2.3. Tránsito Estadio Isotópico 6/5e

Como se ha observado en los trabajos referidos, en el litoral del Sur peninsular existe un amplio registro de los depósitos marinos correspondientes al Último Interglacial. En el estudio realizado (figura 3.32) se han tenido en cuenta 7 dataciones Th/U *TIMS* (área de estudio) y 40 dataciones Th/U obtenidas por α -espectrometría (Sureste peninsular), correspondientes al Último Interglacial. En el mismo han sido observados diferentes máximos correspondientes tanto a **HS** (*Highstand*) como a **hs.** (*high sea-level*), correlacionables con los diferentes Subestadios Isotópicos y sus pulsaciones. Estos datos han sido utilizados para el análisis del tránsito Estadio Isotópico 6/5e y para el Último Interglacial.

En el tránsito Estadio 6/5e se refleja una oscilación positiva del nivel del mar:

-hs.6/5e. Centrada cerca de 132 Ka. Está representada tanto en el área de estudio como en otras áreas del Sureste peninsular. En estas últimas los datos se agrupan cercanos a 140 Ka debido a que las dataciones están realizadas por α -espectrometría y ofrecen menos precisión que las realizadas con *TIMS*.

3.4.2.4. Estadio Isotópico 5: Último Interglacial

-HS.5e. La presencia de una alta parada del nivel del mar durante el Subestadio Isotópico 5e se registra ampliamente en toda la costa del Sureste y Sur peninsular. Desde el punto de vista faunístico se produce una eclosión de la fauna cálida ecuatorial en el Mediterráneo, donde la aparición de *Strombus bubonius* es casi constante en la mayoría de los depósitos (Zazo *et al.*, 1994a). Todo este episodio es correlacionable con el T-II del Mediterráneo. Se ha observado una oscilación positiva del nivel del mar principal:

-hs.5e. Desarrollada entre 117-125 Ka. Representada tanto en el área de estudio como en el Sureste peninsular.

Tanto la pulsación **hs.6/5e** como la **hs.5e**, representadas en el histograma de frecuencias, han sido observadas y cartografiadas en la costa peninsular, habiéndose distinguido y diferenciado tanto morfológica como sedimentológicamente (Zazo y Goy, 1989; Zazo *et al.*, 1993b), si bien estos autores centran todo en un episodio a ca.128 Ka al hacer una media de las dataciones obtenidas. En un reciente estudio (Hillaire-Marcel *et al.*, 1996) de los depósitos correspondientes a altos niveles del mar en Baleares durante el Último Interglacial, se han realizado diversas dataciones Th/U por *TIMS* (no incluidas en el presente estudio) en el que se definen dos máximos centrados ca.135 Ka y ca.117 Ka respectivamente, correspondientes con las **hs.6/5e** y **hs.5e** definidas por nosotros.

-HS.5c. Se trata de la unidad más continua observada a lo largo de la costa peninsular, correspondiendo con el T-III mediterráneo y el Ouljiense atlántico. En este caso las dataciones de Th/U por *TIMS* del área de estudio muestran un episodio múltiple, mientras que los datos del Sureste peninsular tienden a remarcar un episodio principal centrado en 102 Ka (figura 3.32). El estudio conjunto remarca igualmente, debido al peso de las dataciones *TIMS*, un episodio múltiple, habiéndose identificado varias pulsaciones tanto en nuestro área de estudio como en otras áreas del Mediterráneo (Zazo y Goy, 1989).

-hs.5c.1. Centrada cerca de 107 Ka.

-hs.5c.2. Centrada cerca de 100 Ka.

-hs.5c.3. Centrada cerca de 90 Ka.

En nuestro área de estudio en Torre Cantales y Torre Paloma es posible diferenciar dos de estas pulsaciones. Ambas presentan una gran abundancia de fauna y una matriz roja característica. La abundancia de *Strombus bubonius* es también característica de ambos depósitos. El primero alcanza una altura de 1 m. y el segundo una altura de 1,5 m. En Torre Cantales y en Playa Burriana hemos asociado un depósito de cantos muy redondeados y arenas con este episodio, aunque no podemos afirmar si se trata de una nueva pulsación o corresponde a una de las anteriores con diferente facies.

En Torre Nueva-El Palmar también se han podido diferenciar dos depósitos diferentes asociados con estas pulsaciones, con una altura de máximo transgresivo entre 2,5/3 m.

-HS.5a. Aparece de forma discontinua a lo largo de la costa. Sólo ha sido posible observar una pulsación dentro de esta alta parada del nivel del mar. Corresponde con el T-IV observado en el Sureste peninsular al que se le ha asignado una edad ≥ 70 Ka (Goy *et al.*, 1993a).

-hs.5a.1. Centrada cerca de 80 Ka. En Baleares este nivel está caracterizado por la desaparición de la fauna cálida (Cuerda, 1989), aunque el *Strombus bubonius* pervivió en nichos ecológicos determinados del litoral mediterráneo peninsular (Almería y Alicante, Zazo *et al.*, 1994a).

3.4.3. RELACIÓN CON EL REGISTRO GLOBAL

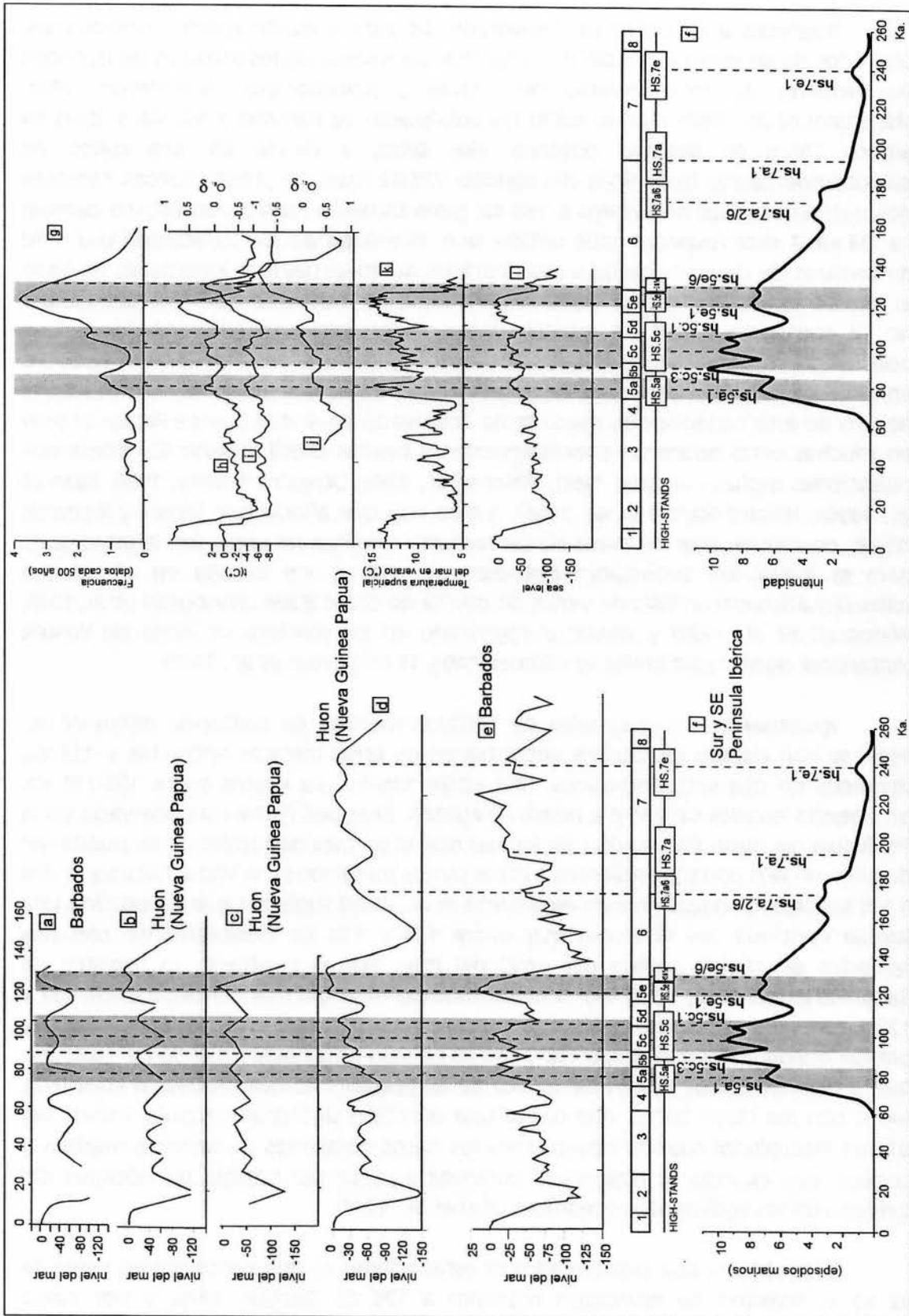
El estudio de las altas paradas del nivel del mar y distintas pulsaciones dentro de las mismas (**HS** y **hs.**) durante el Pleistoceno medio y superior en la zona de conexión Atlántico-Mediterráneo, puede ser correlacionado con otros datos del registro mundial.

El análisis de los datos de Nueva Guinea (Aharon y Chappell, 1986) y nuevas dataciones realizadas en las terrazas de Barbados (Bard *et al.*, 1993) permiten realizar una correlación nuestro área de estudio (figura 3.33). En primer lugar, podemos observar que el **hs.7e.1**, centrado ca.240 Ka, es observado también como una terraza marina tanto en Nueva Guinea como en Barbados. Es remarcable que en estas dos áreas también se observa una alta parada del nivel del mar ca.220 Ka, que aunque no se ha observado en la costa sur peninsular, si ha sido observada en Canarias (Zazo *et al.*, 1993c; Zazo *et al.*, 1994a).

El registro de las altas paradas ocurridas en el Subestadio Isotópico 7a está también presente en todas estas áreas, y en el caso de Barbados se observan también dos pulsaciones ocurridas en esta parada, denominadas por nosotros **hs.7a.1** y **hs.7a.2**. El registro de las terrazas de la Península de Huon (Nueva Guinea Papua, Aharon y Chappell, 1986) muestra un episodio múltiple con dos pulsaciones entre 170 Ka y 190 Ka que se registra también en la curva de variaciones del nivel del mar estimada a partir de la curva normalizada de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos (Labeirye *et al.*, 1987; Vogelsang, 1990; Bard *et al.*, 1993) (figura 3.33).

Por otra parte, el registro de las variaciones del nivel del mar de Barbados (Gallup *et al.*, 1994) marca una subida del nivel del mar en el tránsito entre los Estadios Isotópicos 6/7, a 190 Ka, mientras que la subida del nivel del mar del Estadio 7a la sitúa a 193-201 ka. En consecuencia, parece que nuestro **hs.7a/1** sería el que correspondería con este registro, mientras que el máximo que hemos situado entre 168-180 Ka debería corresponder a un **hs.6/7** (tránsito entre los Estadios Isotópicos 6 y 7). No optamos por este modelo y nos parece más correcto pensar en una nueva pulsación dentro del Estadio 7a (es decir, mantenemos un **hs.7a/2**), soportado por los datos de Bard *et al.* (1993) que sitúan dentro del episodio 7a la subida observada a 187 Ka en las terrazas de Barbados.

Figura 3.33. Correlación del registro de las altas paradas del mar en el área de conexión atlántico-mediterráneo (f) con el registro mundial: a) Variación del nivel del mar en las terrazas coralinas de Barbados (Bard *et al.*, 1990); b) variación del nivel del mar en las terrazas coralinas de Huon, Nueva Guinea Papua (Aharon, 1984); c) Variaciones del nivel del mar en base a las terrazas coralinas de Huon, Nueva Guinea Papua (Shackleton, 1987); d) Variación del nivel del mar en las terrazas coralinas de Huon, Nueva Guinea Papua (Aharon y Chappell, 1986); e) Variaciones del nivel del mar en las terrazas coralinas de Barbados (Bard *et al.*, 1993); g) variaciones del nivel del mar en base a dataciones Th/U de terrazas de coral de todo el mundo asociadas con altas paradas del mar (Smart y Richards, 1992); h) Curva normalizada de variación de $\delta^{18}\text{O}$ en el océano (Martinson *et al.*, 1987); i) Variación de la temperatura en base registro isotópico del sondeo de hielo de Vostok, Antártida (Jouzel *et al.*, 1987); j) Curva normalizada de variación de $\delta^{18}\text{O}$ en el registro de venas de calcita, Great Basin (Winograd *et al.*, 1988); k) Variación de la temperatura en la superficie del océano (sondeo V23-82)(Bradley, 1985); l) Variaciones del nivel del mar estimadas en base al registro de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos planctónicos y bentónicos (Shackleton, 1987).



Respecto a los datos del Subestadio 5e parece existir mayor controversia. Los datos de las variaciones del nivel del mar deducidos de los estudios de isótopos del oxígeno de foraminíferos bentónicos y planctónicos (Shackleton, 1987; Martinson *et al.*, 1987) fijan el inicio del Subestadio 5e cercano a 130 Ka, si bien en ambos casos se pueden observar dos picos a ca.140 Ka. Los datos de paleotemperaturas deducidos del sondeo V23-82 (Dawson, 1992) marcan también dos pequeños picos anteriores a 130 Ka, pero también marcan un brusco cambio ca.128 Ka. A este respecto cabe señalar que el análisis de 320 dataciones por Th/U de terrazas de coral asociadas a altas paradas del nivel del mar localizadas en todo el mundo (Smart y Richards, 1992) (figura 3.33), ha mostrado que este Subestadio no se comporta como un evento único y presenta tres subpoblaciones que podrían corresponder a otras tantas pulsaciones, aunque centran todo el episodio en $123,5 \pm 13$ Ka. En numerosas localidades han podido ser separadas dos unidades dentro de este subepisodio, como se ha observado en Nueva Guinea Papua, si bien en muchas otras aparecen sobreimpuestas y resulta difícil separar las diferentes pulsaciones (Hollin y Hearty, 1990; Miller *et al.*, 1986; Utzega y Hearty, 1986; Zazo *et al.*, 1994a; Hillaire Marcel *et al.*, 1996). A esto hay que añadir que Smart y Richards (1992) concluyen que los datos de las terrazas coralinas no soportan la edad dada para el inicio del Subestadio Isotópico 5e (140 ± 3 Ka) basada en el estudio paleoclimático del análisis de venas de calcita de Great Basin (Winograd *et al.*, 1988; Winograd *et al.*, 1992) y similar al registrado en los sondeos de hielo de Vostok (Antártida) donde este límite se sitúa en 140 ± 15 Ka (Jouzel *et al.*, 1987).

Igualmente, en el estudio de terrazas marinas de California (Stein *et al.*, 1991) se han datado los corales encontrados en estas terrazas entre 145 y 113 Ka, divididos en dos subpoblaciones, una entre 145-133 Ka y otra entre 126-113 Ka, ofreciendo edades similares a nuestro registro. Chappell (1974) ha observado en la Península de Huon (Nueva Guinea Papua) que la terraza denominada VII puede ser dividida en dos correspondientes a otras tantas pulsaciones, la VIIa a 142 Ka y la VIIb a 119 Ka. Nuevos datos de este área (Stein *et al.*, 1993) sugieren que ha existido una subida continua del nivel del mar entre 134 y 118 Ka, posiblemente con dos períodos de rápida subida del nivel del mar. Por el contrario, el registro de Bahamas (Chen *et al.*, 1991) indica una subida del nivel del mar continua entre 132 y 120 Ka, no encontrando evidencias de un doble pico en este período. Una alta parada del nivel del mar entre 132 y 116 Ka ha sido observada en el SO de Australia, que si bien no puede concretar acerca de las pulsaciones que incluye, si confirma, junto con los otros datos, que existe una duración significativamente mayor del Último Interglacial cuando observamos los datos obtenidos de terrazas marinas y corales, que cuando se observa la obtenida a partir del estudio de isótopos del oxígeno de los sedimentos oceánicos (Zhu *et al.*, 1993).

El problema que plantea admitir estas edades es que preceden en cerca de 12 Ka el máximo de insolación marcado a 128 Ka (Berger, 1978) y por tanto cuestionan la validez de la teoría de Milankovitch.

Los datos correspondientes al Subestadio Isotópico 5c, que en nuestro caso sugieren que este Subestadio también se comporta como un evento múltiple con tres pulsaciones, muestran una buena correlación con los nuevos datos de Bard *et al.* (1993). Este autor encuentra la pulsación más importante centrada en ca.100 Ka. Nuestro registro muestra el pico de esta alta parada a 102 Ka (**hs.5c.2**). La anterior pulsación (**hs.5c.1**) presenta en Barbados poca entidad, al igual que en nuestro área, pero aparece claramente en el registro de Nueva Guinea, al igual que el **hs.5c.3**.

Igualmente, este Estadio aparece más tempranamente que en el registro de los sondeos oceánicos, aunque se pueden reconocer también tres máximos. Las tres pulsaciones encontradas en nuestro área de estudio pueden también correlacionarse con los datos de Winograd *et al.* (1988) donde, de hecho, en su registro de isótopos del oxígeno aparecen también tres picos a las mismas edades.

El episodio **hs.5a.1** que nosotros hemos situado en ca.84 Ka, ha sido observado claramente en Barbados y Nueva Guinea Papua (Aharon, 1984; Bard *et al.*, 1990; Bard *et al.*, 1993; Gallup *et al.*, 1994) y también aparece representado en el estudio realizado para otras áreas (Smart y Richards, 1992) que lo sitúan en $81,5 \pm 5$ Ka, en este caso si parece ajustarse a las subidas del nivel del mar observadas en los sondeos oceánicos (Shackleton, 1987; Martinson *et al.*, 1987) así como con los registros de paleotemperaturas, que también marcan un máximo en esta época (Jouzel *et al.*, 1987; Dawson, 1992).

3.4.4. CONCLUSIONES PALEOCLIMÁTICAS

En el área de conexión Atlántico-Mediterráneo han sido observadas durante el Penúltimo y Último Interglacial diferentes subidas del nivel del mar que pueden ser relacionadas con los diferentes Estadios Isotópicos que se han identificado en diversos lugares del mundo, tanto en terrazas marinas como en el registro de sondeos oceánicos. Estos dos ciclos climáticos se han comportado como episodios múltiples en los que se han podido observar diferentes pulsaciones.

Dentro del Penúltimo Interglacial hemos podido diferenciar, al menos, dos altas paradas del nivel del mar: una que correspondería al Subestadio Isotópico 7e, cercano a 240 Ka; y otra correspondiente al Subestadio Isotópico 7a, que en este área empieza a ca.200 Ka y dura al menos hasta 168 Ka. Este último episodio parece comportarse como un episodio múltiple en el que podrían diferenciarse varias pulsaciones correspondientes a subidas rápidas del nivel del mar.

El episodio **HS.7a** correspondería con el episodio Tirreniense I del Mediterráneo y se caracteriza por ser el primero en el que se registra fauna cálida con *Strombus bubonius* y su cortejo acompañante, lo que indica el establecimiento de unas condiciones climáticas más cálidas que las anteriores.

Dentro del Último Interglacial han sido observados tres episodios principales de alta parada del nivel del mar correspondientes con los Subestadios Isotópicos 5e, 5c y 5a, denominados **HS.5e**, **HS.5c** y **HS.5a**, que tienen lugar respectivamente entre 125-117 Ka el primero, 110-90 Ka el segundo y 85-75 Ka el último. El episodio **HS.5c** se comporta como un episodio múltiple con varias pulsaciones, no existiendo evidencias de esto en los otros episodios. Estos episodios se corresponden con el Tirreniense II, III y IV del Mediterráneo y se caracterizan por la presencia de fauna cálida con *Strombus bubonius* y cortejo acompañante, así como por el desarrollo de complejos dunares, todo ello indicando la consolidación de unas condiciones climáticas más cálidas que las actuales y que las previas. Si bien en la actualidad los complejos dunares siguen desarrollándose, la desaparición de la fauna cálida senegalesa indica una temperatura superficial del agua del mar menor en la actualidad que durante los Subestadios Isotópicos mencionados.

El hecho más remarcable es el registro de una subida del nivel del mar ca.132 Ka en el tránsito Estadios Isotópicos 6/5e que, como se ha indicado, precede al máximo de insolación predicho por Milankovitch y fijado por Berger (1978a, 1978b) en 128 Ka, que se ha asumido que precede a su vez a la primera subida del nivel del mar del Último Interglacial (figura 3.34).

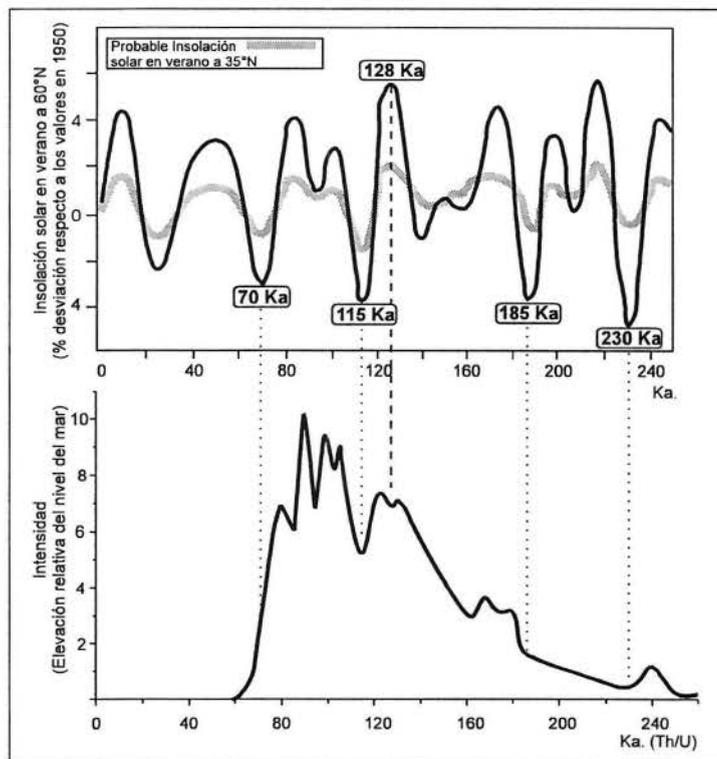


Figura 3.34. Correlación entre los datos de altas paradas del nivel del mar durante el Último Interglacial en el área de estudio y la curva de insolación propuesta por Berger (1978) a 60°N, así como propuesta de posible amortiguamiento de la misma para nuestras latitudes (35°N).

Como se ha visto, los datos obtenidos de terrazas marinas y de complejos coralinos han mostrado una mayor duración del Último Interglacial que lo observado a partir del estudio de los datos de sondeos oceánicos (Zhu *et al.*, 1993), hecho que también parece suceder en nuestro área.

Una reciente revisión de un conjunto de datos paleoclimáticos referente al tránsito Estadios Isotópicos 6/5e (Seidenkrantz *et al.*, 1996) muestra una oscilación climática de corta duración similar al Allerød/Younger Dryas (tránsito Estadio Isotópico 2/1) durante el tránsito Estadio Isotópico 6/5e.

Dicha revisión señala una oscilación cálida de corta duración registrada por datos polínicos de Alaska y Canadá (Schweger y Matthews, 1985), espeleotemas de Noruega (Lauritzen, 1995), microfauna en Alemania (Jung *et al.*, 1972) e isótopos estables de sondeos profundos en Albatross (Bornmalm, sin publicar), entre otros, que Seidenkrantz *et al.* (1996) proponen denominar Interstadial Zeifen al haberse definido por primera vez en la localidad alemana del mismo nombre.

Seguido a éste, y antes del calentamiento general de principios del Estadio Isotópico 5e, se registra un episodio frío de corta duración, deducido de estudios de foraminíferos bentónicos en Dinamarca (Seidenkrantz, 1993) y suelos de Europa Occidental. El mismo fue definido por ese autor como Estadial Kattegat, con una duración de unos cientos de años.

La curva isotópica dada por el equipo SPECMAP (Pisias *et al.*, 1984) muestra una fluctuación en los valores isotópicos del oxígeno, justo antes de la transición 6/5e, denominada evento 6.01. Seidenkrantz *et al.* (1996) sugieren que este evento sería correlacionable con el Interstadial Zeifen y que el siguiente pico positivo entre el evento 6.01 y el inicio del 5e correspondería con el Estadial Kattegat.

Como hemos visto (apartado 3.4.3), existen numerosas evidencias que marcan una subida del nivel del mar en el tránsito 6/5e, si bien en numerosas ocasiones se ha interpretado como dos pulsaciones dentro del Estadio Isotópico 5e.

En nuestro caso, apoyamos la existencia de un episodio de subida del nivel del mar previo al episodio 5e, en el tránsito Estadio 6/5e, definiéndose por tanto en el área SE peninsular la presencia del Interstadial cálido Zeifen, registrado como terraza marina correspondiente a una subida del nivel del mar. Este episodio ha sido recientemente registrado en Baleares como una terraza marina datada en ca.135 Ka (episodio E-1, Hillaire Marcel *et al.*, 1996) consistente con la hipótesis de una subida del nivel del mar en el tránsito Estadio Isotópico 6/5.

La presencia de este evento muestra que la oscilación climática Allerød/Younger Dryas (justo antes del tránsito Estadio Isotópico 2/1) no ha sido un episodio único, ya que el evento Zeifen-Kattegat evidencia también un

calentamiento seguido de un evento frío, ambos de corta duración, en el tránsito glacial-interglacial (Estadios Isotópicos 6/5).

De cualquier modo, algo que parece haberse obviado es que los datos de Berger (1978a, 1978b) corresponden a la insolación solar en verano a 60°N, mientras que en nuestro caso nos encontramos a 35°N, en unas condiciones climáticas más templadas. Si bien los mínimos de insolación solar observados por Berger (1978a, 1978b) a ca.230 Ka, 185 Ka, 115 Ka y 70 Ka sí se reflejan en nuestro registro como momentos de no subida del nivel del mar, se debe a que tienen una mayor intensidad y, aunque sean amortiguados en nuestras latitudes, son observables en todos los registros. En el caso de los mínimos de menor intensidad, como el observado inmediatamente anterior al máximo a 128 Ka, a esta latitud ha debido existir un amortiguamiento de sus efectos reduciendo su desviación respecto a los valores actuales (figura 3.34).

Debido a que este evento (oscilación en el tránsito Estadios 6/5) aparece en numerosos registros ello puede estar relacionado con cambios oceánicos y atmosféricos y, en nuestro caso, estaría directamente influenciado por la dinámica del Atlántico Norte (Corriente del Golfo; vena cálida Noratlántica: NAD). Si bien en nuestras latitudes, como se puede deducir por la presencia de fauna cálida en el Mediterráneo tanto en el tránsito Subestadio 7a/Estadio 6 (Tirreniense I) como en el tránsito Estadios 6/5, no parece ocurrir una drástica ausencia de circulación de agua cálida procedente de la corriente NAD en estos momentos, tal como sucedió en la zona norte del Atlántico Norte (Duplessy y Shackleton, 1985; Imbrie *et al.*, 1992), sí pudo notarse un enfriamiento en el área atlántica como sugiere la no presencia de fauna cálida en los depósitos marinos del litoral atlántico, donde la fauna cálida sólo aparece cuando las condiciones de circulación de NAD están completamente restablecidas en el Atlántico Norte, es decir, en el Subestadio Isotópico 5e.

Datos de Canadá, Mar del Labrador y SO Groenlandia (Hillaire Marcel *et al.*, 1994; Stoner *et al.*, 1995) identifican un impulso de agua de deshielo de casquetes glaciares a final del Estadio Isotópico 6 que probablemente marca el inicio de la deglaciación. Seidenkrantz *et al.* (1996) sugieren que este pico en el flujo de agua de deshielo es el resultado del calentamiento que ocurre durante el Interstadial Zeifen causando deshielo del casquete glacial de Laurentia y de Groenlandia, coincidiendo con el evento de deglaciación nórdica sugerido por Imbrie *et al.* (1993). En el Sur y Sureste peninsular, el resultado de este calentamiento generalizado y comienzo de la deglaciación en latitudes más al Norte, está marcado por la eclosión de fauna cálida ecuatorial en el Mediterráneo, donde la aparición de *Strombus bubonius* y fauna cálida acompañante es casi constante en todos los depósitos (Zazo *et al.*, 1994a).

Por tanto, las condiciones cálidas que se instalan en el Mediterráneo a partir del **HS.7a**, demostrado por la aparición de *Strombus bubonius* y otra fauna cálida, se restablecen en el tránsito Estadios 6/5 y se mantienen durante el Estadio Isotópico 5. Esta fauna, procedente del África Ecuatorial, penetró en el Mediterráneo vía el Estrecho de Gibraltar en una época en la que la corriente fría de las Islas Canarias seguía una trayectoria distinta a la actual, situándose más hacia el Oeste (Zazo *et al.*, 1989; Zazo *et al.*, 1994a). En el área atlántica, debido a la influencia del Atlántico Norte, este amortiguamiento de la desviación de la insolación solar debió ser menor que en el Mediterráneo, no permitiendo la instalación de unas condiciones cálidas hasta ya iniciado el Estadio 5 (ca.100 Ka), cuando la fauna cálida acompañante *Strombus bubonius* se instala en nuestras costas.

Capítulo 4

Capítulo 4

EL PRESENTE INTERGLACIAL EN EL ÁREA DE CONEXIÓN ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO

4.1. EL CONTROL DE LAS DIFERENTES UNIDADES MORFOSEDIMENTARIAS LITORALES

4.1.1. FACTORES GLOBALES

El término *Eustasia* fue definido en un principio bajo la suposición de que los cambios del nivel del mar eran globales, del mismo signo y coetáneos (Fairbridge, 1961). En la actualidad este término se utiliza simplemente en el sentido de variaciones del nivel del mar (Mörner, 1986).

Observando las distintas causas de estas variaciones se han definido los términos de *Tectono-Eustasia*, para referirse a los cambios debidos a modificaciones en el volumen de las cuencas oceánicas; *Glacio-Eustasia*, refiriéndose a las variaciones provocadas por la menor o mayor cantidad de hielo acumulado en los casquetes y, por tanto, a el volumen de agua presente en los océanos; y *Eustasia Geoidal*, para referirse a las variaciones debidas a la distribución del nivel de la masa de agua oceánica. A estos cambios horizontales y verticales del Geoide, entendiéndolo éste como una superficie equipotencial irregular de las fuerzas de gravedad, hay que añadir los cambios dinámicos de la superficie del nivel del mar (Mörner, 1976) (figura 4.1).

Las principales variables que afectan a estas variaciones son, por tanto (Mörner, 1994):

- Las deformaciones en el relieve del Geoide.
- Los ajustes isostáticos globales en respuesta a la deglaciación.
- Los cambios en el índice de rotación de la Tierra deformando tanto el elipsoide rotacional como la topografía de la superficie dinámica del mar por medio de cambios en los sistemas de circulación oceánica.
- Los cambios en la columna de agua debidos a la expansión térmica y/o salina.

EUSTASIA (CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR) NO SON GLOBALES, NI COETÁNEOS; NI DEL MISMO SENTIDO	CAMBIOS HORIZONTALES Y VERTICALES DEL GEOIDE	VOLUMEN DE LA CUENCA OCEÁNICA	CAMBIOS DEL VOLUMEN DE LA TIERRA	
			TECTONO-EUSTASIA	TECTÓNICOS OROGENIA DESARROLLO DE CRESTAS MEDIO OCEÁNICAS TECTÓNICA DE PLACAS SUBSIDENCIA DEL FONDO MARINO OTROS MOVIMIENTOS DE LA TIERRA
				RELLENO SEDIMENTARIO
	VOLUMEN DEL AGUA DEL OCEANO	EUSTASIA GLACIAL	ISOSTASIA ISOSTASIA GLOBAL HIDRO - ISOSTASIA AJUSTES POR CARGAS	AGUA EN SEDIMENTOS, LAGOS Y NUBES, EVAPORACIÓN, AGUA JUVENIL
DISTRIBUCIÓN DEL NIVEL DE LA MASA DE AGUA DEL OCEANO			EUSTASIA GEODAL	"OLAS" GRAVITACIONALES
	"GRADO" DE ROTACIÓN DE LA TIERRA	DEFORMACIÓN DEL RELIEVE DEL GEOIDE		
CAMBIOS DINÁMICOS	CAMBIOS DINÁMICOS DEL NIVEL DEL MAR	METEOROLÓGICOS		
		HIDROLÓGICOS		
		OCEANOGRÁFICOS		

Figura 4.1. Variables fundamentales que intervienen en los cambios del nivel relativo del mar (traducido de Mörner, 1986).

El estudio de diferentes curvas de variación del nivel del mar durante el Holoceno (Mörner, 1994) muestra una subida glacio-eustática regional hasta ca.6000-5000 yrBP en la que pueden existir algunos efectos tectónicos locales diferenciadores. Posteriormente se produce un relajamiento de la componente glacio-eustática y dominan los procesos de redistribución de las masas oceánicas, variando en niveles cercanos al actual nivel medio del mar (figura 4.2).

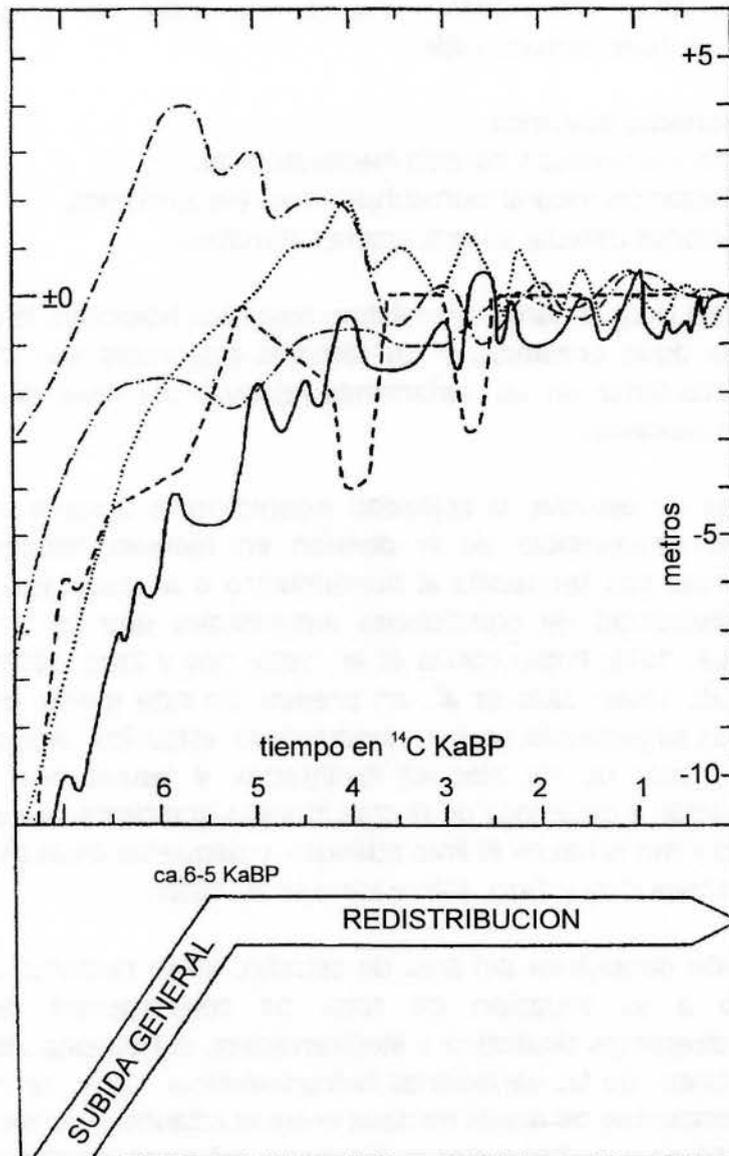


Figura 4.2. Curvas del nivel del mar de diferentes partes del mundo mostrando una subida general hasta ca. 6000-5000 yrBP y la redistribución de las masas de agua oceánica alrededor del nivel cero actual desde ca. 6000-5000 yrBP (traducido de Möner, 1994).

4.1.2. FACTORES REGIONALES

Los cambios del nivel del mar en un lugar determinado son debidos a un conjunto de procesos locales, regionales y globales, los cuales actúan interaccionándose pero con diferentes escalas temporales, espaciales y verticales. De este modo, la subida relativa del nivel del mar en un área determinada, además

de las variables antes mencionadas (figura 4.1), están influenciadas por los siguientes factores (Leatherman, 1989):

- la componente eustática.
- la subsidencia sísmica y cortical (neotectónica).
- la compactación natural (autosubsidencia) y/o antrópica.
- las variaciones debidas a fluctuaciones climáticas.

Como se ha visto, a partir del máximo eustático holoceno, la redistribución de las masas de agua oceánicas y los factores regionales son los que van a influenciar directamente en las variaciones relativas del nivel del mar y a los cambios litorales asociados.

En el área de estudio, la actividad neotectónica durante el Cuaternario superior ha sido responsable de la división en bloques fallados del litoral, diferenciando áreas con tendencia al hundimiento o al levantamiento que han favorecido la diversidad de condiciones ambientales que se observan en la actualidad (I.G.M.E., 1975; Rubio García *et al.*, 1985; Goy y Zazo, 1986a; Zazo *et al.*, 1994b; Zazo *et al.*, 1994c; Zazo *et al.*, en prensa). De este modo, en los bloques hundidos y áreas subsidentes se han desarrollado estuarios, *lagoones* y deltas, mientras que a favor de los bloques levantados, y "enraizados" en estos, se produce la formación y desarrollo de flechas litorales que cierran extensas áreas de llanuras mareales y marismas en el área atlántica, y pequeñas áreas de marismas en la costa mediterránea (Goy y Zazo, 1986a; Lario *et al.*, 1995).

La situación geográfica del área de estudio, tanto respecto a su latitud y longitud, como a su situación de zona de convergencia de dos áreas oceanográficas diferentes (Atlántico y Mediterráneo), condiciona de una manera importante el reflejo de las variaciones hidrodinámicas. Como se ha visto en el capítulo 1, el intercambio de masas de agua entre el Atlántico y el Mediterráneo es un factor esencial para comprender la dinámica del Golfo de Cádiz y el Mar de Alborán, y está a su vez condicionado por las características ambientales del área (régimen de vientos, régimen de mareas, régimen de oleaje y dinámica litoral) y por la situación climática dominante en cada momento.

Es de gran interés comprender la influencia que tiene el anticiclón de las Azores en este intercambio de masas de agua, en particular en el influjo de Agua Superficial Atlántica al Mediterráneo. En verano, el anticiclón de las Azores se extiende en forma de cuña sobre Europa creando una barrera infranqueable a los flujos procedentes del Atlántico, lo que da lugar a sequedad y altas temperaturas características de esta estación. En invierno, éste se desplaza hacia el Sur permitiendo que la Península quede más expuesta a los vientos del Oeste y a las borrascas atlánticas, provocando inestabilidad, templanza térmica y precipitaciones (Font Tullot, 1988).

Parece ser que en verano es mayor el flujo de agua atlántica hacia el Mediterráneo (Cano y Fernández, 1986; IEO, 1991), debido a que existe una mayor evaporación en esta estación. Por el contrario, Parrilla y Kinder (1987) sostienen que la evaporación en el Mediterráneo es mayor en invierno debido a los vientos existentes, planteando una contradicción. Datos de Bormans *et al.* (1986) muestran que el flujo de agua entrante responde a un ciclo temporal, siendo más fuerte en primavera. Posteriormente, han sugerido que el flujo es máximo en el período después de febrero-marzo, cuando la cuenca del Mediterráneo se ha rellenado debido a la entrada de agua invernal, volviendo a existir un submáximo a final de año para suplir con entrada de agua nueva el drenaje que ha existido durante el verano (Garrett *et al.*, 1990). Apoyando estos datos, Bryden *et al.* (1994) observan que el flujo es mínimo entre final de enero y mediados de marzo, justo antes de la época observada para flujo máximo, si bien señalan que se necesitaría mayor número de medidas y estudios para poder marcar estas épocas con fiabilidad.

De este modo, al no estar bien explicada la relación entre el flujo de agua atlántica y las situaciones estacionales, no se puede fijar con certeza las épocas de mayor entrada de agua atlántica que pueden haber influido en la evolución del litoral.

4.2. LAS UNIDADES MORFOSEDIMENTARIAS COSTERAS. SU EVOLUCIÓN TEMPORAL

El desarrollo de las unidades morfosedimentarias litorales está condicionado por la interacción de fenómenos globales y regionales, que controlan la evolución de la línea de costa durante el Holoceno (Goy *et al.*, 1996). Dentro de los fenómenos regionales que han afectado al desarrollo de las unidades morfológicas de este litoral podemos destacar: la actividad neotectónica durante el Cuaternario superior (comentada anteriormente) y la dinámica sedimentaria que ha caracterizado este área. La dinámica sedimentaria está influenciada tanto por los agentes hidrodinámicos (régimen mareal, régimen de oleaje, deriva litoral y dinámica fluvial), como por la disponibilidad de aportes sedimentarios.

Otro fenómeno importante que ha influido notablemente en la evolución del litoral durante los últimos 100 años ha sido la construcción de obras civiles (pantanos, diques, puentes, etc.), sobre todo durante la última mitad de este siglo.

En el presente trabajo se han estudiado, debido a su importancia para evaluar la evolución del litoral durante el Pleistoceno superior-Holoceno, las siguientes unidades morfosedimentarias:

- Sistemas de flechas litorales: representados tanto en el área atlántica como en el área mediterránea.

- Sistemas de estuarios: en los que se han diferenciado, en base a su evolución espacio-temporal, los sistemas de llanuras deltaicas (mejor representados en el área mediterránea) y los sistemas de marismas (mejor representados en el área atlántica).
- Sistemas eólicos: centrándonos principalmente en los desarrollados en el área atlántica en el sector Asperillo-Doñana.
- Sistemas de lagunas litorales: bien representadas en el área del Golfo de Cádiz, centrándose nuestros estudios en la laguna de Las Madres.
- Sistemas de terrazas marinas, socaves y plataformas.

4.3. CLASIFICACIÓN DE COSTAS Y ESTUARIOS

Si bien la definición de estuario y delta ha sido estudiada en numerosas ocasiones (Fairbridge, 1968; Davies, 1973; Reineck y Singh, 1973; Hayes, 1975; Belknap y Kraft, 1977; Fairbridge, 1980; Pritchard, 1984; Nichols y Biggs, 1985), la dinámica de estas áreas produce que la desembocadura de un río varíe de un estadio a otro durante su evolución y, de hecho, la definición de estuario realizada por Friedman y Sanders (1978) ("Un estuario existe en la desembocadura de un río debido a que no se está construyendo un delta.") indica claramente que el paso de uno a otro estadio depende del aporte de sedimento y del desarrollo de cuerpos sedimentarios. Dado que estos mismos autores afirman que mientras el estuario recibe aportes tanto fluviales como marinos el delta recibe aportes fundamentalmente fluviales, se puede concluir que un estuario que resulta progresivamente aislado del mar y que incrementa sus aportes fluviales evoluciona hacia delta. Este es el caso que se da en el área atlántica, y sólo se puede decir que se vuelve a condiciones estuarinas cuando el aporte de sedimentos fluviales sea mínimo, o cuando la subsidencia sea mayor que el aporte de sedimentos, o cuando el rango y la dinámica mareal sean lo suficientemente importantes, o bien por combinación de estos factores (Friedman y Sanders, 1978).

Las clasificaciones de medios deposicionales costeros más utilizadas han sido las de Curray (1964) y Dalrymple *et al.* (1992). Curray (1964) enfrenta los parámetros subida o bajada relativa del nivel del mar con los índices de erosión o sedimentación para identificar diferentes tipos de ambientes transgresivos y regresivos. Dalrymple *et al.* (1992) realizan un diagrama de clasificación en el que enfrentan el dominio de oleaje o marea frente a la influencia fluvial, de tal modo que generan un diagrama ternario en el que se muestra la relación entre los procesos genéticos y la mayoría de los ambientes costeros. El problema de estos modelos es que no incluyen la evolución temporal de estos ambientes, por lo que Dalrymple *et al.* (1992) realizan un intento de combinar los procesos con el aspecto

temporal extendiendo su diagrama triangular con una tercera dimensión representada por el tiempo relativo, que en el contexto de la evolución costera lo expresa en términos de progradación y transgresión. El problema es, principalmente, que la relativa intensidad de los procesos dominantes (fluvial, oleaje o mareal) no está directamente relacionada con transgresión o progradación, ya que el desplazamiento de la línea de costa está más relacionado con el aporte de sedimentos y con la posición relativa del nivel del mar (Boyd *et al.*, 1992).

Una modificación del diagrama de Curray (Boyd *et al.*, 1992) en la que se combina el concepto de índice de aporte sedimentario en dos tipos de costa (lineal y bahías elongadas-lobuladas) con el nivel relativo del mar hace posible que se pueda identificar la evolución entre dos tipos de ambientes sedimentarios costeros, lo que permite generar modelos de facies para medios estuarinos.

De este modo se observa que la clasificación de un sistema varía según el mismo evoluciona en el tiempo. Teniendo en cuenta estas premisas, hemos dividido los sistemas estuarinos del área de estudio en dos grupos principales:

- Sistemas de llanuras deltáicas: agrupan los sistemas litorales que comprenden una evolución de estuario abierto a estuario-delta y llanura deltáica.
- Sistemas de marismas: agrupan los sistemas litorales que comprenden una evolución de estuario abierto a estuario-delta, estuario isla barrera-*lagoon* y marisma.

4.4. SISTEMAS DE FLECHAS LITORALES

Si bien existen numerosos sistemas de flechas litorales en el área de estudio, sólo han sido estudiados los sistemas más importantes y representativos. En el área mediterránea, con menos desarrollo de los mismos, con excepción de el de Roquetas (Almería), se ha estudiado la flecha litoral de Calahonda y la flecha-tómbolo de La Atunara-Gibraltar. En el área atlántica han sido analizados los sistemas de la desembocadura del Guadiana (Sistema de Ayamonte), desembocadura del río Piedras (Sistema de El Rompido), desembocadura del Tinto-Odiel (Sistema de Punta Umbría), desembocadura del Guadalquivir (Sistema de Doñana) y la desembocadura del Guadalete (Sistema de Valdelagrana) (figura 4.3).

Igualmente, se ha incluido en el estudio el sistema de flechas litorales de Roquetas, que nos ha servido de referencia a la hora de definir las distintas unidades observadas, ya que es el más completo del área mediterránea peninsular y ha sido objeto de numerosos estudios (Goy *et al.*, 1986; Somoza *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, 1994b).

4.4.1. CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS DE FLECHAS LITORALES

En el área de estudio encontramos que, en general, los sistemas de flechas corresponden al modelo de barreras progradantes caracterizados por la existencia de múltiples cordones playeros y crestas *foredune* (Clifton y Hunter, 1982). Representan la progradación costera que ocurre posterior al máximo eustático holoceno y se desarrollan asociadas a ríos activos en costas dominadas por el oleaje (Roy *et al.*, 1994).

En algunos casos se han comportado como *headland spits*, con características similares a los anteriores pero que han crecido predominantemente a lo largo de la línea de costa (Allen, 1982). Al igual que los sistemas mencionados, estos últimos necesitan un aporte de sedimentos y suficiente espacio para desarrollarse. El crecimiento progresivo a lo largo de la línea de costa de estas flechas está caracterizado por la curvatura de las crestas de playa en su extremo final.

Según Davies (1983), la progradación de los sistemas de flechas se produce bien en momentos de bajada del nivel del mar, o bien en momentos de subida del nivel del mar cuando la tasa de sedimentación es mayor que la tasa de subida del mar. Este último caso no parece favorable para el registro geológico del sistema, y de hecho se ha observado que las condiciones favorables para la progradación de estos sistemas ocurren sólo cuando el nivel del mar baja suavemente o se estabiliza (Roy *et al.*, 1994). El estudio de numerosas barreras arenosas progradantes (caracterizadas principalmente por la presencia de acumulación de crestas de playa, Thom, 1984), muestra que después del máximo eustático holoceno se producen unas condiciones de progradación *post-stillstand* con desarrollo de barreras arenosas regresivas en las que los tiempos de relajación necesarios para indicar cambios morfológicos son del orden de 10^3 años (Nielsen y Roy, 1981; Cowel y Thom, 1994).

Los sistemas estudiadas aparecen como una serie de crestas y surcos playeros de extensión variable que se agrupan formando flechas. En la descripción de los sistemas se utiliza la nomenclatura utilizada por Zazo *et al.* (1994b) para definir las características de estas unidades morfosedimentarias.

En una sección transversal (figura 4.4) de un sistema de flechas litorales se observa que éste consiste en varias unidades de flechas (H) separadas por amplios surcos (*gap*). Cada unidad consiste en conjuntos de crestas de playa (*set*) separados por surcos (*gap*) de menor entidad que los anteriores, o superficies de erosión que truncan las crestas y surcos de playas de unidades más antiguas. Cada *set* incluye varias crestas de playa, cada una de las cuales representa una unidad de playa progradante. Se ha observado que las crestas de playa se forman por subidas de la "línea de agua" del rango de 5 a 30 cm. que se mantienen por un intervalo de algunos años o épocas concretas (Tanner, 1995). El surco asociado a continuación se

forma cuando la siguiente bajada del nivel del mar retorna la zona de batida del oleaje a su antigua posición para restablecer el equilibrio.

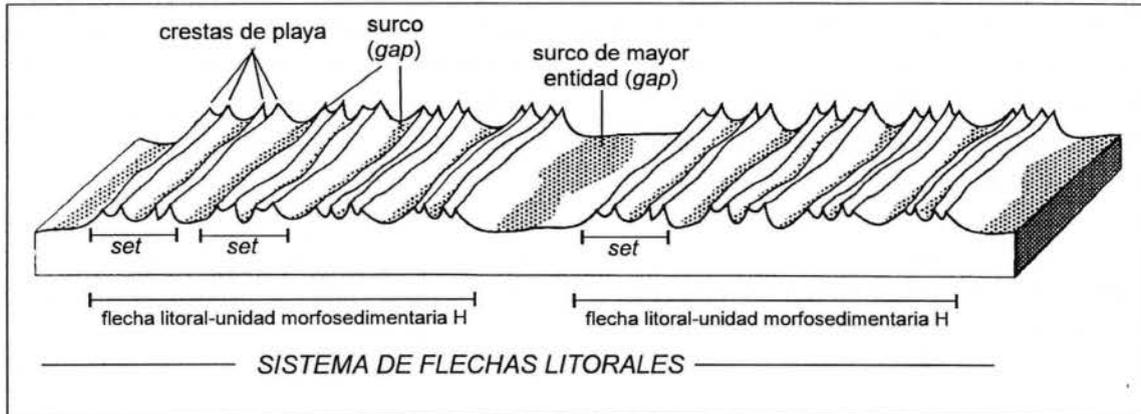


Figura 4.4. Sección transversal simplificada de un sistema de flechas litorales con indicación de las principales unidades citadas en el texto (modificado de Zazo *et al.*, 1994b).

De este modo, si bien la progradación de los sistemas se ha producido con una tendencia general de suave bajada del nivel del mar, el inicio de cada flecha se asocia con una situación momentánea de subida del nivel del mar de orden centimétrico. Estos períodos necesarios para la formación de una cresta de playa han sido fijados entre 30 y 60 años, lo que parece demasiado largo para asociarlo con mareas astronómicas, tormentas o temporadas de tormentas, pero sí pueden indicar cambios en la temperatura y/o en la presión (Tanner, 1995).

4.4.2. RESULTADOS Y TRATAMIENTO DE LAS DATACIONES ^{14}C

Los resultados de las dataciones ^{14}C realizadas sobre conchas muestreadas en los diferentes cordones de flechas están expresados en la Tabla 4.1.

Para el tratamiento de las dataciones isotópicas se ha realizado un histograma de intensidades a partir de las mismas (figura 4.5), calculado por superposición de las edades ^{14}C , representando estas por una distribución de Gauss con la edad como media y la amplitud determinada por el error. Para este análisis de intensidades se ha utilizado el programa CalHis 1.0 (Hekhuis, 1994; Stolk *et al.*, 1994; Törnqvist y Bierknens, 1994). Se han incluido las muestras que se consideran recicladas de barras anteriores, dado que si bien no pueden utilizarse para datar la unidad en la que están incluidas, sí marcan una edad anterior en la que hubo condiciones favorables para el desarrollo de barras litorales (ver apartado 1.3.3.2).

Tabla 4.1. Resultados de las dataciones ^{14}C realizadas en los sistemas de flechas litorales.

Muestra	Localidad	Laboratorio	$\delta^{13}\text{C} \%$	Edad ^{14}C (1)	error	Edad ^{14}C (2)	error	metod.
PG-12	La Atunara	UQ-PG12		3110	110	2670	140	
PG-13	La Atunara	UQ-PG13		3635	110	3195	140	
PG-14	La Atunara	UQ-PG14		3575	120	3135	145	
F-24	La Atunara	IRPA-1159	1.83	1210	35	770	90	AMS
CH-1	Calahonda	LGO-1025		1520	170	1080	190	
CH-2	Calahonda	LGO-1026		2720	180	2280	200	
CH-3	Calahonda	LGO-1027		800	190	360	210	
CH-4	Calahonda	LGO-1028		720	190	280	210	
R-8	Roquetas	UQ-1133	2.1	6885	100	6445	130	
R-7	Roquetas	UQ-1135	2	4035	100	3595	130	
R-10	Roquetas	UQ-1140		2585	100	2145	130	
R-9	Roquetas	UQ-1115	2	2385	100	1945	130	
R-2	Roquetas	R-2		2305	35	1865	90	
H-2	El Rompido	R-2179	-0.13	1460	50	1020	100	
H-3	El Rompido	R-2180	1.66	1875	50	1435	100	
H-4	El Rompido	R-2207		1440	50	1000	100	
H-5	El Rompido	R-2203		2605	50	2165	100	
R95-1	El Rompido	CX-20901	1.3	815	75	375	115	
R95-3	El Rompido	CX-20902	1.5	1985	70	1545	110	
R95A1-2	El Rompido	CX-20905	2.3	2130	70	1690	110	
R95A3-2	El Rompido	CX-20906	2.5	3410	70	2970	110	
R95B1-2	El Rompido	CX-20903	1.6	1520	70	1080	110	
R95B3-1	El Rompido	CX-20904	1.8	1360	65	920	105	
D-2	Doñana	R-2187	1.62	1790	50	1350	100	
D-7	Doñana	R-2205		2185	50	1745	100	
D-9	Doñana	R-2185	1.53	1860	50	1420	100	
D-11	Doñana	R-2210		2010	50	1570	100	
D-14	Doñana	R-2204		1490	50	1050	100	
D-15	Doñana	UTC-4191	1.5	3810	70	3380	110	
D-16	Doñana	UTC-4188	1.35	1650	50	1210	100	AMS
D-17	Doñana	R-2188	1.43	1850	50	1410	100	AMS
D-18	Doñana	UTC-4192	1.46	1370	60	930	105	
C-3	Valdelagrana	R-2182	1.43	2320	50	1880	100	AMS
C-4	Valdelagrana	R-2208		3145	50	2705	100	
C-5	Valdelagrana	R-2181	1.42	2270	50	1830	100	
C-6	Valdelagrana	R-2186	1.48	2120	50	1680	100	
PU95-1	Punta Umbria	CX-20907	1.5	3315	70	2875	110	
PU95-2	Punta Umbria	CX-20908	1.8	3555	75	3115	115	
PU95-3	Punta Umbria	CX-20909	1.8	1900	70	1460	110	
H94-1	Acebuchal	UTC-4182	1.75	5540	70	5100	110	
H94-2	Acebuchal	UTC-4185	1.33	2340	60	1900	105	AMS
H94-3	La Cascajera	IRPA-1157	1.74	3145	35	2705	90	AMS
H94-4	La Cascajera	IRPA-1158	1.82	3115	35	2675	90	AMS
H94-5	La Cascajera	UTC-4190	1.55	1730	60	1290	105	AMS
H94-6	La Cascajera	UTC-4186	1.58	1800	50	1360	100	AMS
H94-7	La Cascajera	UTC-4187	1.36	1740	80	1300	115	AMS
H94-8	P.Arenilla	IRPA-1164	1.49	3390	40	2950	95	AMS
H94-9	P.Arenilla	IRPA-1156	1.3	3660	40	3220	95	AMS
A-1	Ayamonte	UTC-4184	-0.24	1360	70	920	110	AMS
A-2	Ayamonte	UTC-4181	1.64	1400	60	960	105	AMS
A-3	Ayamonte	UTC-4183	0.54	1030	50	590	100	AMS
A-4	Ayamonte	UTC-4180	0.66	3180	100	2740	130	AMS
IC95-1	Ayamonte	CX-20899	0.2	835	65	395	105	AMS
IC95-3	Ayamonte	CX-20900	0.8	3130	70	2690	110	

(1) yrBP

(2) yrBP Efecto reservorio corregido (-440 ± 85 yr)

Muestra	Localidad	Laboratorio	Edad CalBP	CalBP(1sig.)	CalBP (2sig.)	referencia
PG-12	La Atunara	UQ-PG12	2820	2990-2490	3210-2480	Lario et al.1995
PG-13	La Atunara	UQ-PG13	3460	3650-3320	3830-3150	Lario et al.1995
PG-14	La Atunara	UQ-PG14	3400	3590-3240	3780-3040	Lario et al.1995
F-24	La Atunara	IRPA-1159	730	830-660	930-600	
CH-1	Calahonda	LGO-1025	1050	1260-890	1410-680	Lario et al.1995
CH-2	Calahonda	LGO-1026	2360	2690-2210	2860-1930	Lario et al.1995
CH-3	Calahonda	LGO-1027	440	610-240	680-0	Lario et al.1995
CH-4	Calahonda	LGO-1028	340	500-140	610-0	Lario et al.1995
R-8	Roquetas	UQ-1133	7320	7420-7200	7540-7060	Goy et al, 1986
R-7	Roquetas	UQ-1135	3970	4160-3820	4350-3650	Goy et al, 1986
R-10	Roquetas	UQ-1140	2190	2340-2020	3140-1300	Goy et al, 1986
R-9	Roquetas	UQ-1115	1940	2110-1810	2290-1670	
R-2	Roquetas	R-2	1860	1960-1740	2080-1635	Goy et al, 1986
H-2	El Rompido	R-2179	980	1110-905	1210-785	Zazo et al., 1994
H-3	El Rompido	R-2180	1395	1505-1310	1635-1230	Zazo et al., 1994
H-4	El Rompido	R-2207	960	1090-885	1190-760	Zazo et al., 1994
H-5	El Rompido	R-2203	2295	2370-2120	2560-1995	Zazo et al., 1994
R95-1	El Rompido	GX-20901	460	510-320	630-240	
R95-3	El Rompido	GX-20902				
R95A1-2	El Rompido	GX-20905	1700	1820-1570	1950-1430	
R95A3-2	El Rompido	GX-20906	3270	3390-3120	3510-2960	
R95B1-2	El Rompido	GX-20903	1050	1160-950	1280-860	
R95B3-1	El Rompido	GX-20904	910	990-770	1110-680	
D-2	Doñana	R-2187	1310	1430-1235	1535-1115	Zazo et al., 1994
D-7	Doñana	R-2205	1770	1875-1595	1985-1530	Zazo et al., 1994
D-9	Doñana	R-2185	1380	1490-1300	1645-1210	Zazo et al., 1994
D-11	Doñana	R-2210	1545	1680-1450	1785-1340	Zazo et al., 1994
D-14	Doñana	R-2204	1020	1130-930	1245-835	Zazo et al., 1994
D-15	Doñana	UTC-4191	3690	3840-3560	3980-3430	Dabrio et al., e.p.
D-16	Doñana	UTC-4188	1205	1280-1090	1365-970	Dabrio et al., e.p.
D-17	Doñana	R-2188	1370	1485-1290	1605-1200	Zazo et al., 1994
D-18	Doñana	UTC-4192	910	1000-780	1120-690	Dabrio et al., e.p.
C-3	Valdelagrana	R-2182	1915	2045-1805	2165-1680	Zazo et al., 1994
C-4	Valdelagrana	R-2208	2905	3035-2795	3175-2730	Zazo et al., 1994
C-5	Valdelagrana	R-2181	1860	1975-1740	2100-1625	Zazo et al., 1994
C-6	Valdelagrana	R-2186	1690	1800-1570	1915-1460	Zazo et al., 1994
PU95-1	Punta Umbria	GX-20907	3150	3280-2990	3390-2850	Dabrio et al., e.p.
PU95-2	Punta Umbria	GX-20908	3430	3570-3310	3700-3150	Dabrio et al., e.p.
PU95-3	Punta Umbria	GX-20909	1420	1540-1310	1690-1240	Dabrio et al., e.p.
H94-1	Acebuchal	UTC-4182	5910	6040-5770	6170-5680	Dabrio et al., e.p.
H94-2	Acebuchal	UTC-4185	1940	2070-1820	2220-1690	Dabrio et al., e.p.
H94-3	La Cascajera	IRPA-1157	2905	3025-2795	3155-2735	Dabrio et al., e.p.
H94-4	La Cascajera	IRPA-1158	2860	2975-2765	3120-2715	Dabrio et al., e.p.
H94-5	La Cascajera	UTC-4190	1270	1370-1160	1490-1050	Dabrio et al., e.p.
H94-6	La Cascajera	UTC-4186	1315	1445-1245	1545-1145	Dabrio et al., e.p.
H94-7	La Cascajera	UTC-4187	1280	1380-1160	1510-1050	Dabrio et al., e.p.
H94-8	P.Arenilla	IRPA-1164	3245	3350-3120	3445-2980	Dabrio et al., e.p.
H94-9	P.Arenilla	IRPA-1156	3555	3665-3440	3795-3350	Dabrio et al., e.p.
A-1	Ayamonte	UTC-4184	910	1000-770	1120-680	Dabrio et al., e.p.
A-2	Ayamonte	UTC-4181	930	1050-820	1150-720	Dabrio et al., e.p.
A-3	Ayamonte	UTC-4183	610	660-520	760-460	Dabrio et al., e.p.
A-4	Ayamonte	UTC-4180	2950	3120-2800	3300-2720	Dabrio et al., e.p.
IC95-1	Ayamonte	GX-20899	470	520-340	620-270	Dabrio et al., e.p.
IC95-3	Ayamonte	GX-20900	2880	3030-2770	3200-2710	Dabrio et al., e.p.

Debido a que las variaciones en la intensidad obtenida en el histograma pueden estar influenciadas por muestreos preferenciales (Geyh, 1980), hay que tener en cuenta que esta intensidad que representa un determinado evento está en relación directa con el número de muestras y por lo tanto no marca una mayor frecuencia de aparición de dicho evento, sino su peso en la muestra total.

A partir de dicho histograma se han diferenciado diversas fases preferenciales de formación de las flechas litorales, asociándolas con las fases de progradación en las que estas se formaron (figura 4.5). De este modo, se han reconocido claramente tres fases correspondientes a otra tantas unidades morfosedimentarias, denominadas H₂, H₃ y H₄. Una fase H₁, presente en algunos de los sistemas (principalmente en Roquetas), no está claramente marcada en el histograma debido a dos razones: al no existir dicha fase en varios sistemas, claramente no existen muestras relacionadas con la misma y, además, en los sistemas donde podría reconocerse no ha sido posible realizar un muestreo debido a las características del terreno. De todos modos, más adelante se expondrán argumentos para abogar sobre la presencia o no de dicha fase.

Igualmente, han sido observados diversos picos que se han asociado con los diversos *set* reconocibles en las flechas estudiadas. Con números romanos se indica el orden de aparición de cada *set* dentro de cada unidad de flecha, de más antiguo a más moderno.

Las distintas unidades están separadas por *gap* interpretados como momentos de no deposición o momentos erosivos. Los diferentes *set* están a su vez separados por pequeños *gap* que se han relacionado con momentos erosivos menores que han quedado reflejados como superficies de erosión que disectan parcialmente las crestas de *set* anteriores, permitiendo diferenciar unos de otros.

De este modo, y debido a que como se ha dicho se asocian las unidades representadas en el histograma con las fases de progradación de los sistemas de flechas, se han podido diferenciar dos Fases de Progradación principales. La Fase de Progradación I incluye las unidades H₁ y H₂. Como se ha comentado, es difícil fijar los límites de la unidad H₁, pero esta debió desarrollarse posteriormente al máximo transgresivo. Si la datación de Roquetas se considera como correcta y no resedimentada, indicaría que el máximo transgresivo tuvo lugar en este área inmediatamente antes de 6500 yrBP, lo que parece algo temprano en relación a otros datos de este área. La datación de la muestra de El Acebuchal no podemos considerarla como correcta, ya que es claramente redepositada al encontrarse por encima de un nivel marino datado en ca.1900 yrBP y, además, está asociada con los restos arqueológicos encontrados en el área (restos medievales de los siglos IX a XIII, Bazzana y Bedía, 1990).

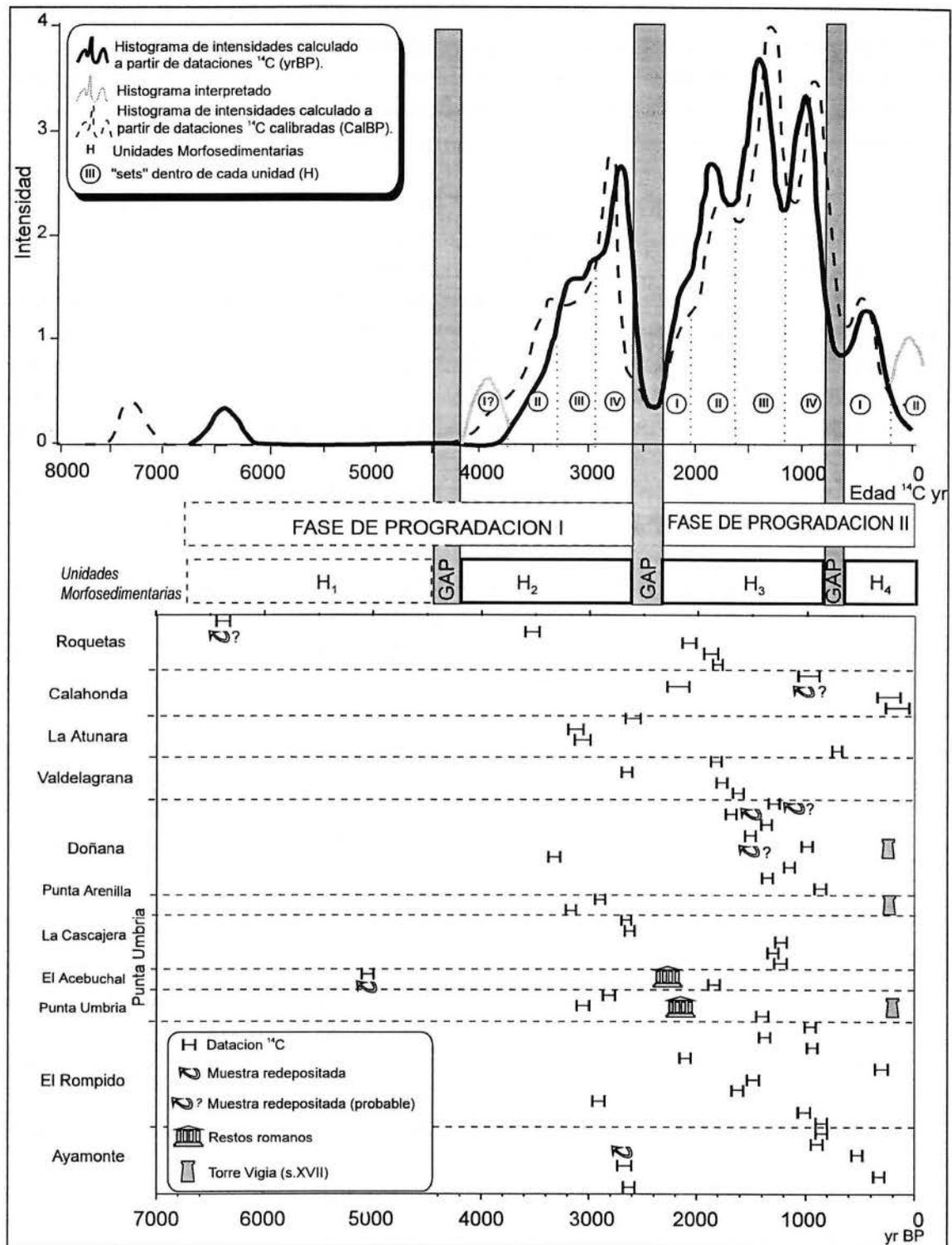


Figura 4.5. Histograma de intensidades de las dataciones ^{14}C mostrando las diferentes fases de progradación y unidades morfosedimentarias reconocidas en los sistemas de flechas litorales. a) edades sin calibrar; b) edades calibradas. Se adjunta un cuadro con la situación relativa de las muestras datadas.

La unidad H₂ comienza a formarse ca.4200 yrBP y se desarrolla hasta, al menos, 2600 yrBP. Dentro de la misma han sido reconocidos varios *sets* tanto en cartografía como en histograma. Si bien en este sólo aparecen representados los últimos *sets* (II, III y IV) desarrollados a partir de ca.3800 yrBP, la observación en fotografía aérea de *sets* anteriores al mismo indica la presencia de uno anterior (H₂₋₁) que, a falta de datación, pero en relación con los otros cuerpos sedimentarios, podría fijarse su desarrollo entre 4200 y 3800 yrBP.

Entre esta Fase y la Fase de Progradación II existe un *gap* que marca la no presencia de cuerpos sedimentarios entre 2600 y 2350 yrBP. A partir de esta fecha se desarrolla la unidad H₃ en la que se han reconocido al menos 4 *set* (H_{3-I}, H_{3-II}, H_{3-III} y H_{3-IV}). Esta unidad se desarrolla hasta ca.800 yrBP cuando, después de otro pequeño *gap*, a partir de ca.500 yrBP, comienza a desarrollarse la unidad H₄, en la cual son observables al menos dos *sets* (H_{4-I} y H_{4-II}) bien documentados por datos históricos (Lario *et al.*, 1995).

Este estudio permite realizar la interpretación de la representación morfosedimentaria de los distintos sistemas de flechas litorales y su evolución temporal de un modo más completo.

Es de gran interés comprender que para dar unas edades lo más ajustadas posible al calendario solar, las edades ¹⁴C deben ser calibradas, tal como se ha explicado en el apartado 1.3.3.2. De este modo, si se realiza un nuevo histograma de intensidades con las edades calibradas, dado que la curva de calibración no tiene una evolución constante en el tiempo, las distintas fases de progradación y *gap* se desplazan y agrupan algo diferentes a las definidas con las edades ¹⁴C (figura 4.5). De este modo, con las edades calibradas se observa que la Unidad H₂ se desarrolla entre 4400 y 2700 Cal yrBP, incluyendo 4 *set* bien diferenciados formados cada 400 años. La Unidad H₃ se desarrolla entre 2400 y 700 Cal yrBP, reconociendo igualmente 4 *set* de una duración de 400 años cada uno. Entre ambas unidades existe un *gap* de ca.300-350 años de duración. La última unidad reconocida, la Unidad H₄, se desarrolla entre ca.550-500 Cal yrBP y la actualidad, observándose que el *set* datado se ha formado en un periodo de 400 años (550-150 Cal yrBP), tal como sucede con los *set* de las unidades anteriores. A partir de este momento (150 Cal yrBP) comienza a formarse el *set* más reciente, tal como lo avalan los datos históricos. Entre la Unidad H₃ y la Unidad H₄ existe un *gap* menor con una duración de ca.200-150 años.

Estas edades calibradas son las que nos permiten tener unos datos exactos acerca de las ciclicidades que afectan a la formación de los sistemas de flechas litorales (ca.1600 cada Unidad Morfosedimentaria; ca.400 años cada *set*), y son las que deben ser utilizadas para correlacionar con los episodios datados por datos históricos.

4.4.3. SISTEMAS DE FLECHAS LITORALES EN EL ÁREA MEDITERRÁNEA

Los sistemas del área mediterránea difieren de los del área atlántica en que no están asociados a la desembocadura de los ríos importantes ni cerrando estuarios o áreas de marismas. Hay un menor aporte de sedimentos, tanto por falta de aportes fluviales, como por la no presencia de materiales disgregables en este tramo del litoral que aporten los mismos. Esto ha producido el predominio de sistemas de llanuras deltáicas frente al predominio de marismas en el área atlántica.

4.4.3.1. Sistema de Roquetas

En el área de Roquetas la costa es de baja a moderada energía, de tipo micromareal, con presencia de mareas meteorológicas. El rango mareal es cercano a 0,45 m. Durante el Holoceno los factores tectónicos e hidrodinámicos son los que han controlado el crecimiento de las flechas. El aporte de sedimentos a la costa se localiza bastante alejado del sector donde se desarrollan las flechas y, dependiendo del sentido de la deriva, proviene del río Adra o del río Andarax. Los vientos del Este y la acción moderada del oleaje inducen una corriente litoral que ha generado una progradación generalizada hacia el SE (Goy *et al.*, 1986; Somoza *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, 1994b), y posteriormente con predominio de vientos del OSO hacia el EN (Goy *et al.*, 1996; Zazo *et al.*, 1996b).

Características morfosedimentarias

Se han reconocido varias flechas desarrolladas durante el Pleistoceno superior (Tirreniense) y el Holoceno (figura 4.6).

El sistema de flechas holocenas está compuesto por series rítmicas de crestas de playa agrupadas en secuencias separadas por "líneas" de no progradación (Somoza *et al.*, 1991). Se han diferenciado cuatro unidades teniendo en cuenta la geometría de las mismas, la situación de las zonas de erosión y las dataciones ^{14}C realizadas (Goy *et al.*, 1986).

La unidad H_1 comienza a formarse a $ca. 6445 \pm 130$ yrBP y está compuesta por un conjunto de 30 crestas de playa. La unidad H_2 comienza antes de 3595 ± 130 yrBP y está formada por un conjunto de 19 crestas de playa, separadas por "líneas" de erosión menores. Estas dos unidades se formaron con condiciones de deriva litoral hacia el SO. Por el contrario, la siguiente unidad (H_3) comienza a formarse antes 2145 yrBP, pudiéndose reconocer un cambio en la deriva litoral, siendo ésta con dirección hacia el NE. La última unidad (H_4) se forma a partir de 500 yrBP y se extiende hasta la actualidad, con una dirección de deriva hacia el NE (Somoza *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, 1994b).

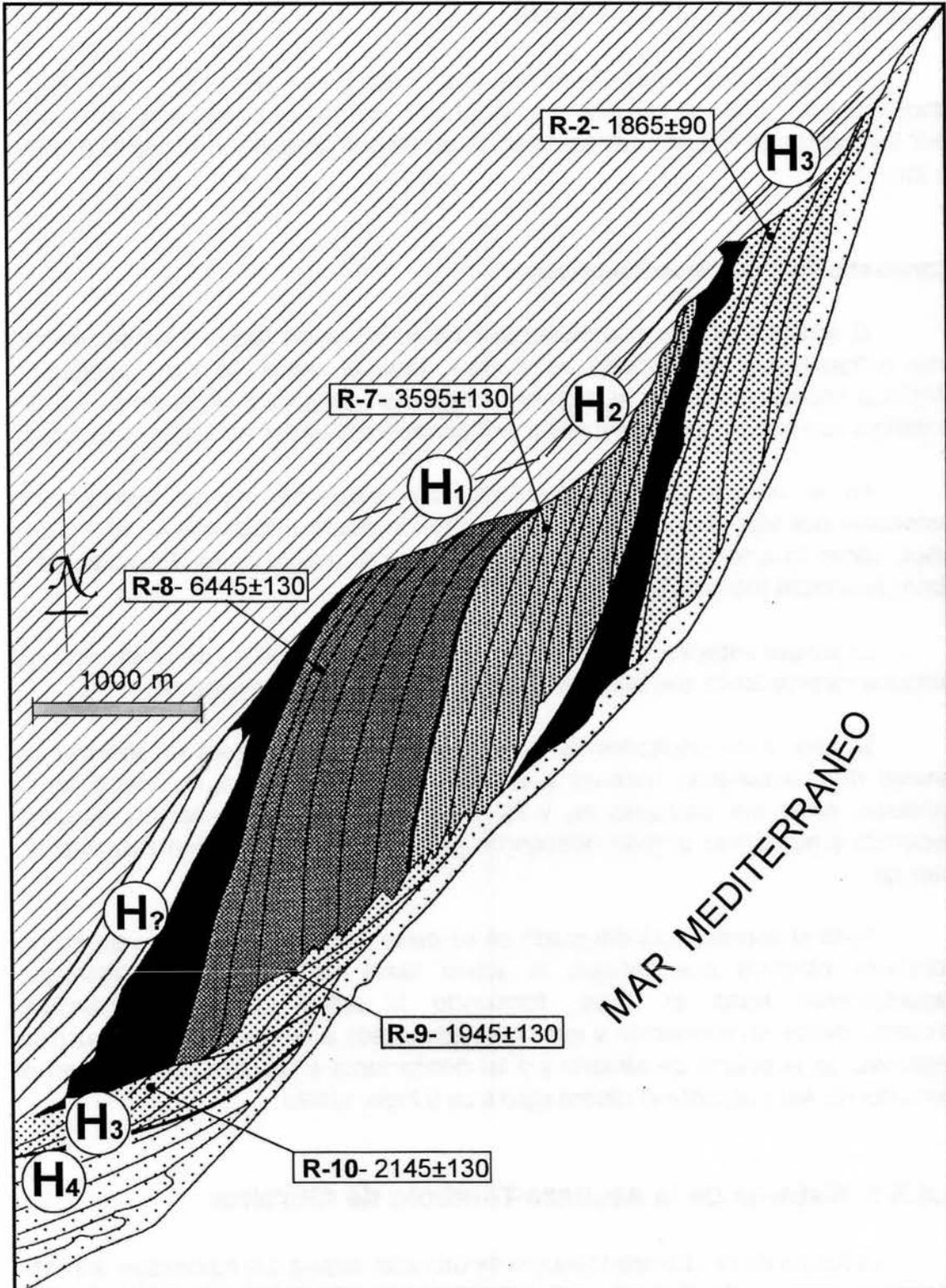


Figura 4.6. Sistema de flechas litorales de Roquetas (Almería) (modificado de Somoza *et al.*, 1991 y Zazo *et al.*, 1994b).

4.4.3.2. Sistema de Calahonda

Esta zona está influenciada por una deriva litoral regional hacia el O-SO, dado que este sector de la costa, al tener una trayectoria rectilínea, está dominado por los vientos de levante. Las características hidrodinámicas son similares a las de Roquetas.

Características morfosedimentarias

El adosamiento de cordones playeros en dirección NNE-SSO ha provocado una progradación del sistema de flechas hacia el Oeste. Se han reconocido distintas flechas litorales, si bien su observación en fotografía aérea no es sencilla debido a que se encuentran cubiertas por depósitos aluviales recientes (figura 4.7).

En la unidad morfosedimentaria más moderna (H_4) se han podido reconocer dos *sets* principales (H_{4-I} y H_{4-II}), estando desarrollados en los últimos 500 años, como lo atestiguan las dataciones isotópicas realizadas en este trabajo y datos históricos (Hoffmann, 1988).

La unidad anterior ha sido reconocida como la unidad H_3 , no observándose ninguna característica que pueda indicar un cambio en la deriva litoral.

En base a los resultados del análisis de conjunto de todos los sistemas, la unidad inmediatamente anterior a esta se asigna a la unidad H_2 . Como se ha señalado, estas dos unidades (H_3 y H_2) están cubiertas por depósitos aluviales recientes y no se han podido diferenciar los distintos *sets* que han formado las mismas.

Todo el sistema está disectado en su parte Sur por un nuevo conjunto de cordones playeros que forman la actual playa de Calahonda, curvándose seguidamente hacia el Oeste, formando la actual playa de Charcuna. Probablemente, su formación y evolución está ligada a las obras de construcción realizadas en el puerto de Almería y a las desviaciones artificiales realizadas en el delta del río Adra durante el último siglo (Goy y Zazo, 1986b).

4.4.3.3. Sistema de la Atunara-Tómbolo de Gibraltar

La flecha de La Atunara-Tómbolo de Gibraltar (figura 4.3) ha crecido durante el Holoceno progradando hacia el Sur, debido tanto a la deriva NNE-SSO que existe en el área occidental del tómbolo como a la deriva NNO-SSE del área oriental que se enfrenta a la bahía de Algeciras.

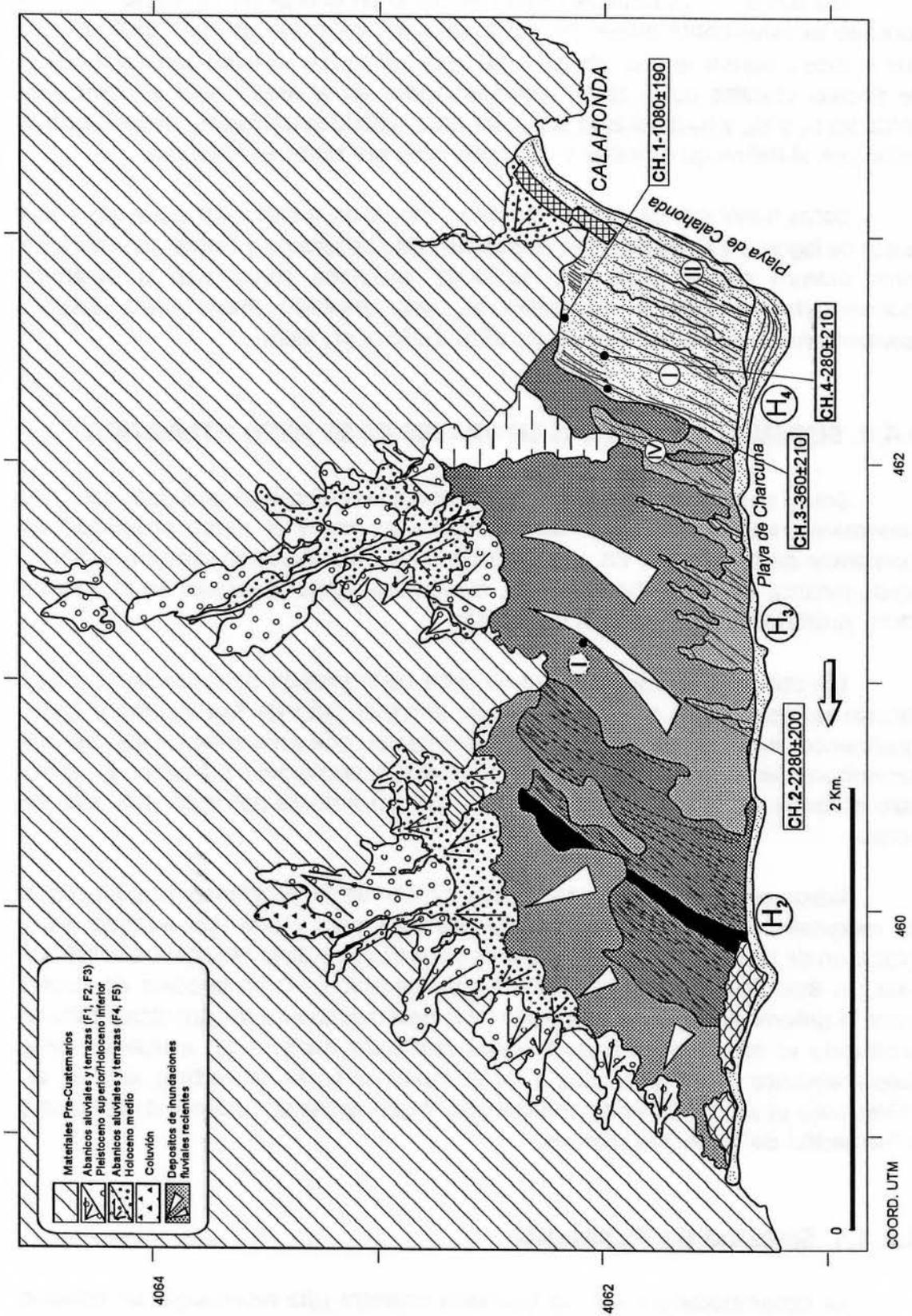


Figura 4.7. Esquema geomorfológico y evolución del sistema de flechas litorales de Calahonda (Granada).

Los datos ^{14}C disponibles muestran como en el área de La Atunara se han adosado sucesivamente diferentes cordones playeros desde antes de 3000 yrBP, lo que induce a pensar que la misma se ha desarrollado en relación con los sistemas de flechas litorales de la zona, distinguiéndose en el área Norte al menos las unidades H_2 y H_3 , y hacia el área Sur se ha desarrollado la unidad H_4 , provocando la unión con el Peñón de Gibraltar y convirtiéndolo por tanto en tómbolo.

Datos históricos (Museo de Gibraltar) muestran durante los siglos XVI y XVII restos de lagunas y áreas pantanosas que han sido desecadas y colmatadas durante estos últimos siglos, tanto por actividad antrópica como por la dinámica sedimentaria asociada a la unidad H_4 , que produjo importantes aportes sedimentarios durante los últimos 400 años (Lario *et al.*, 1995).

4.4.4. SISTEMAS DE FLECHAS LITORALES EN EL ÁREA ATLÁNTICA

Como se ha visto (apartado 1.5), debido a la orientación de la esta costa, su mesomareal (rango mareal medio cercano a 2,1 m.) y el oleaje producido en momentos de tormenta y los vientos procedentes del Suroeste, existe una deriva predominante del Oeste hacia el Este, curvándose hacia el Sureste en el área de Cádiz, ajustándose a la dirección de la costa.

Los sedimentos disponibles provienen de la erosión de los materiales que forman los acantilados del Sur peninsular entre el Cabo de San Vicente y Cádiz. Igualmente, existe un fuerte aporte de sedimentos que provienen de los ríos que desembocan en este área (Guadiana, Tinto-Odiel, Guadalquivir), si bien en el último siglo el aporte de sedimento se ha reducido drásticamente por la construcción de presas.

Desde el punto de vista tectónico, existen varios accidentes que afectan a los materiales neógenos y cuaternarios de este área y que han influido en la evolución de las unidades morfo-sedimentarias (figura 4.3): la Falla del Odiel (NE-SO), Falla del Bajo Guadalquivir (NE-SO), fallas de dirección E-O en la costa de Huelva entre la desembocadura del Tinto-Odiel y la desembocadura del Guadiana. Esto ha producido el basculamiento de bloques corticales hacia el SE, existiendo gran desplazamiento en la horizontal y poco movimiento en la vertical (Goy *et al.*, 1994b; Zazo *et al.*, 1994c) y ha condicionado la geometría de las áreas de estuario y la formación de las flechas litorales.

4.4.4.1. Sistema de Ayamonte

La desembocadura del río Guadiana muestra una morfología de estuario mesomareal dominado por el oleaje cuya evolución morfosedimentaria ha sido fuertemente influenciada por la actividad fluvial y mareal.

En el mismo se han distinguido varios medios sedimentarios, desde ambientes de playa en la cara expuesta de la flecha litoral, hasta marismas saladas desarrolladas a expensas de los bordes de canales activos en la zona protegida, y ambientes eólicos situados entre ambos (Morales *et al.*, 1994). Así mismo, han sido reconocidas varias flechas litorales con las características que se definen a continuación (figura 4.8).

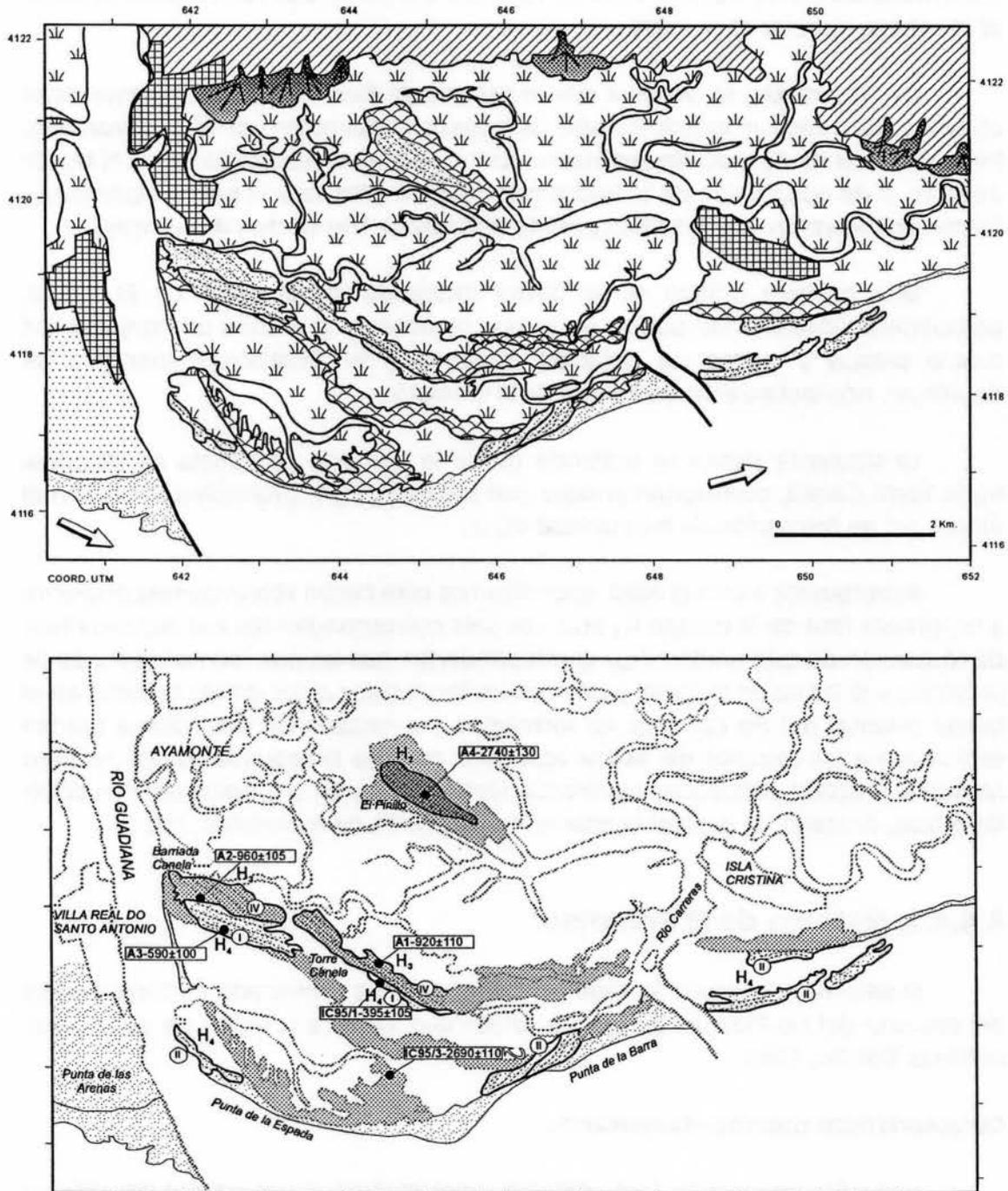


Figura 4.8. Esquema geomorfológico y evolución del sistema de flechas litorales de Ayamonte (Huelva).

Características morfosedimentarias

En el borde occidental del estuario del Guadiana la evolución de la flecha litoral de Punta de las Arenas ha estado controlada por la actividad de la componente de la deriva litoral (responsable del aporte de sedimento) y la actividad del oleaje (responsable de la migración y acreción de las barras). Por el contrario, en el borde oriental (sector de Ayamonte), la sedimentación responde a la actividad de corrientes mareales de reflujos y trenes de olas reflectados (Borrego *et al.*, 1992a; Morales *et al.*, 1994).

De este modo, se observa que el sistema de flechas litorales de Ayamonte corresponde a flechas sucesivas entre las cuales se desarrollan complejos mareales. Estos sistemas de flechas, denominados contraflechas, al desarrollarse en el borde opuesto al de generación de la flecha principal (en este caso el borde occidental), crecen en dirección SE-NO. Se han podido diferenciar tres flechas diferentes.

Una primera unidad es la flecha localizada en el lugar de El Pinillo, parcialmente cubierta de dunas, en la que se observa al menos un conjunto de cuatro crestas y surcos. La datación realizada y su situación respecto a las siguientes, nos inclina a situarla como de la unidad H₂.

La siguiente flecha se extiende desde la Barriada de Canela en diagonal hacia Torre Canela, correspondiéndose con la unidad H₃ y, probablemente, con el último set de formación de esta unidad (H_{3-IV}).

Superpuesta a esta unidad, encontramos otra flecha litoral correspondiente a la primera fase de la unidad H₄ (H_{4-I}). Los sets correspondientes a la segunda fase de formación de esta unidad (H_{4-II}) corresponderían con los que forman la Punta de la Espada y la Punta de la Barra, junto con los localizados al Sur de Isla Cristina, en el borde oriental del río Carreras. La formación y evolución de esta última unidad está ligada a los cambios del litoral acaecidos durante la segunda mitad del siglo pasado y el actual, influenciados directamente por acción antrópica (construcción de presas, dragado de desembocaduras, construcción de malecones, etc...).

4.4.4.2. Sistema de El Rompido

El sistema de flechas litorales de El Rompido ha provocado el cierre parcial del estuario del río Piedras, estando su desarrollo ligado a la unión de varias islas-barreras (Dabrio, 1989).

Características morfosedimentarias

Han sido reconocidas tres unidades morfosedimentarias dentro del sistema de flechas litorales de El Rompido (figura 4.9).

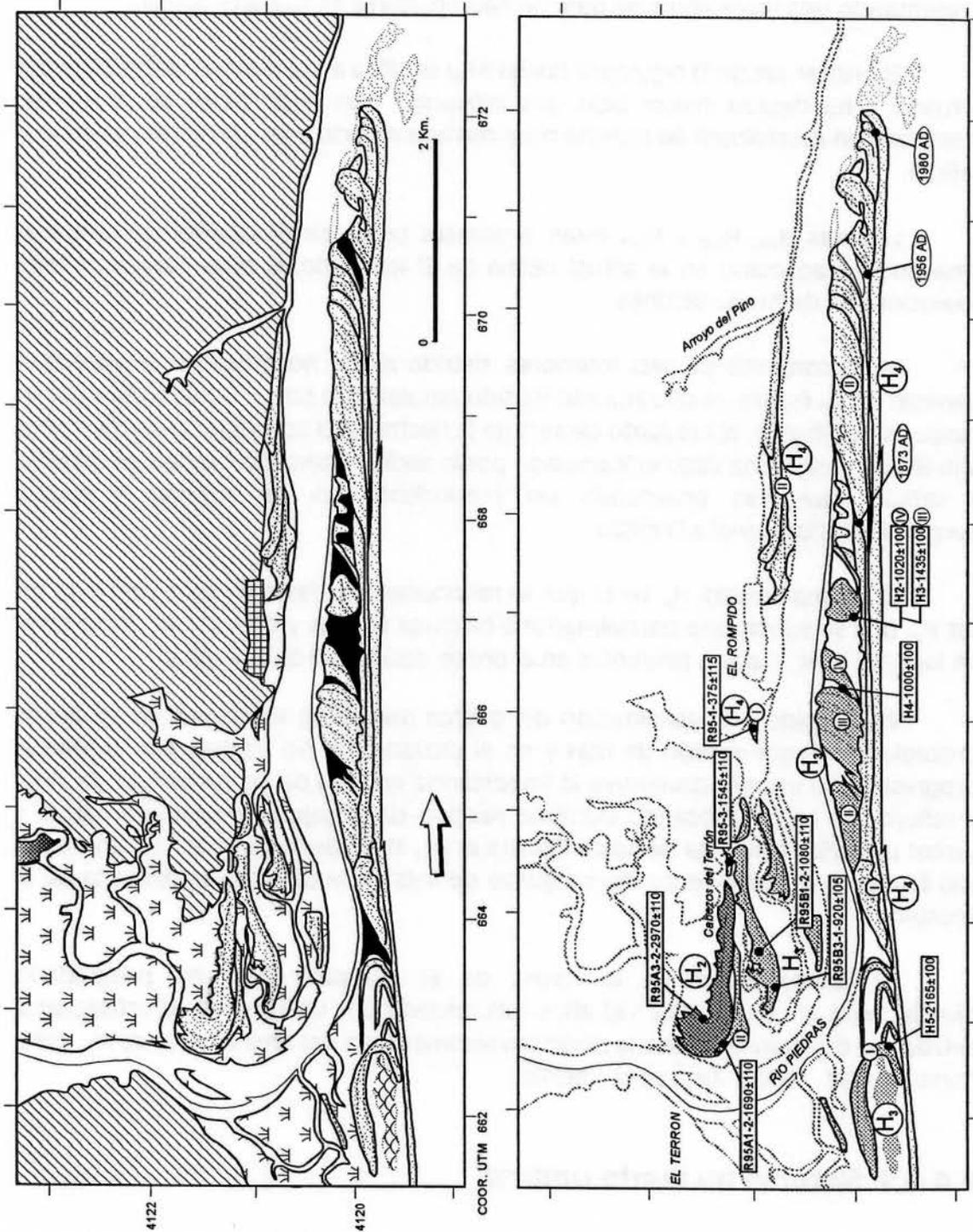


Figura 4.9. Esquema geomorfológico y evolución del sistema de flechas litorales de El Rompido (Huelva) (modificado de Zazo *et al.*, 1994b).

La unidad más antigua (H_2) se sitúa paralela a la línea de costa en la antigua desembocadura del río Piedras, empezando a cerrar el estuario. Al situarse en el borde oriental, ha crecido hacia el Oeste influenciada por el flujo mareal, presentando una morfología de *gancho* hacia el Norte en su parte apical.

El primer *set* de la siguiente flecha (H_{3-I}) se sitúa en el margen occidental del estuario y ha debido crecer bajo una influencia más importante de la marea, creciendo en morfología de *gancho* muy cerrado debido a las corrientes de flujo y reflujo.

Los *sets* H_{3-II} , H_{3-III} y H_{3-IV} están presentes tanto en el interior de la actual desembocadura como en la actual flecha de El Rompido, si bien parecen haber evolucionado de modo distinto.

En el conjunto de *sets* interiores, debido a que no debían presentar islas barreras en su frente, el crecimiento ha sido paralelo a la costa, influenciado por el oleaje. Sin embargo, el conjunto de *sets* de la flecha de El Rompido, al actuar como una isla barrera, se ha visto influenciado por la acción lateral de corrientes de flujo y reflujo que han provocado un crecimiento de las crestas y surcos perpendicular/diagonal a la costa.

La última unidad, H_4 , en la que se reconocen dos fases de *sets*, presenta un *set* H_{4-I} que se superpone parcialmente a las otras flechas y provoca el cierre total de los *tidal inlet*, todavía presentes en el borde occidental de la flecha.

Esto, unido a la disminución del prisma mareal en el interior de las zonas protegidas de este cordón de islas y en el estuario del río Piedras por el relleno progresivo del mismo, disminuye la importancia relativa de las corrientes de flujo y reflujo mareal, provocando dominio relativo del oleaje que produce barras y surcos paralelos a la línea de costa (Dabrio *et al.*, 1986; Borrego *et al.*, 1992b). Todo ello favorece el crecimiento del conjunto de *sets* de la playa de la barriada de El Rompido.

La última parte de la flecha de El Rompido (H_{4-II}) ha progradado rápidamente en los últimos 150 años influenciada por las numerosas actuaciones antrópicas que han afectado la dinámica sedimentaria del área (Dabrio *et al.*, 1986; Borrego *et al.*, 1992b; Zazo *et al.*, 1994b).

4.4.4.3. Sistema de Punta Umbría

El Sistema de Punta Umbría está constituido por un complejo de flechas litorales y contraflechas de distintas morfologías que cierran parcialmente el estuario del Tinto y el Odiel, actualmente transformado en las Marismas del Odiel.

Características morfosedimentarias

Como se ha dicho, el Sistema de Punta Umbría está constituido por varios subsistemas de distintas flechas litorales actualmente separados entre sí, pero que evolucionaron de forma sincrónica. Estos son: el Sistema de Punta Umbría propiamente dicho, las flechas litorales de Isla Saltés y la contraflecha de Torre Arenilla (figura 4.10). Si bien la contraflecha de Punta Arenilla podría haberse empezado a formar antes que las demás, tal como se ha interpretado debido a su relación con el tránsito a *lagoon* de la laguna de Las Madres, de donde se deduce que debía estar formada a ca.5500 yrBP (Zazo *et al.*, 1996c), este cierre puede ser debido a depósitos eólicos, tal como se discute en los apartados 4.7 y 4.8. En cualquier caso, al menos las unidades observables actualmente si se pueden correlacionar temporalmente.

El Sistema de Punta Umbría se desarrolla en el margen occidental del estuario de los ríos Tinto y Odiel, en la zona conocida como El Portil, habiéndose desarrollado progradando hacia el ESE. El mismo "arranca" de una terraza fluvio-marina de posible edad Pleistoceno medio (Rodríguez Vidal, 1987). La continuación de este sistema se localiza en Isla Saltés, constituida por fangos mareales entre los que se sitúan varios cordones de arenas y gravas con morfología de *ganchos* (Rodríguez Vidal, 1987), que constituyen El Almendral, El Acebuchal, La Cascajera y Cabezo Alto.

En sus primeros estadios la flecha se desarrolla con las crestas y surcos en dirección O-E, curvándose hacia el NE en su extremo oriental, si bien progresivamente las flechas van adquiriendo una dirección en conjunto ONO-ESE. En El Almendral y El Acebuchal la continuación de las flechas de Punta Umbría siguen la misma dirección con una ligera inclinación hacia el NE, mientras que en La Cascajera el cambio de dirección es más brusco pasando del sentido general ONO-ESE a orientarse hacia el Norte, claramente influenciado por la refracción del oleaje y la acción de las corrientes de marea (Borrego *et al.*, 1992a). Aunque la relación entre las flechas de Punta Umbría e Isla Saltés ha sido objeto de controversia respecto a si eran las mismas en un principio (Rodríguez Vidal, 1987) o si se desarrollaron independientemente, actuando las últimas como islas-barrera con morfología de *ganchos* (Figueroa y Clemente, 1979; Borrego, 1992), parece obvio que los sectores de las flechas de Punta Umbría, actualmente a ambos márgenes del río de Punta Umbría, no presentan ninguna variación en dirección que se pudiera esperar si se hubieran desarrollado independientemente, con la ría ya formada y estando sometidos a corrientes de flujo y reflujo mareales y descarga fluvial. Sólo es observable alguna desviación en las unidades finales de la Flecha de La Cascajera, con una incurvación de las crestas hacia el Norte en su margen cercana al río de Punta Umbría, lo que podría indicar que para ese momento sí estaría separada la unidad del sistema principal de Punta Umbría. La flecha de Cabezo Alto se ha desarrollado independientemente de las demás, progradando en dirección ESE.

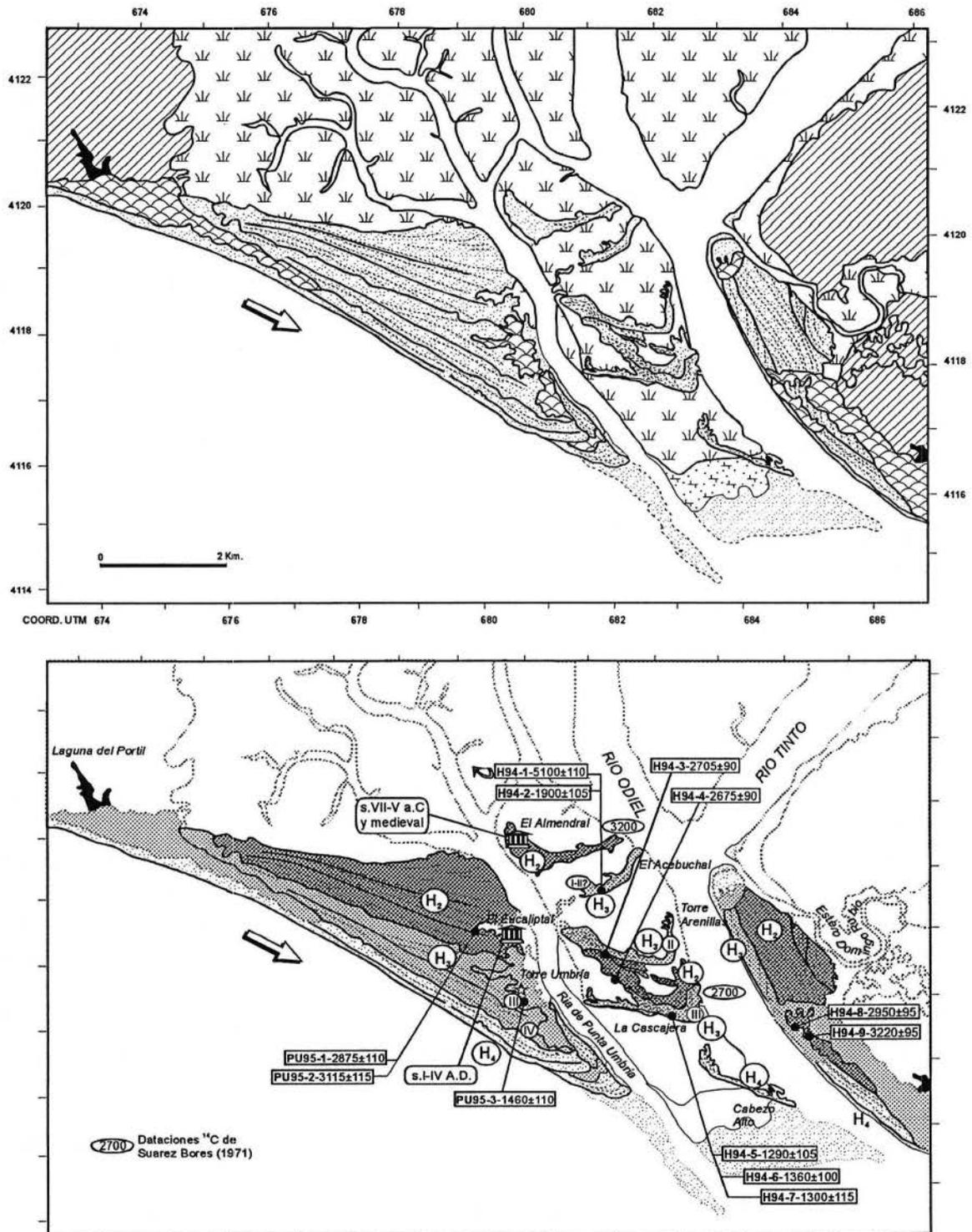


Figura 4.10. Esquema geomorfológico y evolución del sistema de flechas litorales de Punta Umbría (Huelva).

Al Este de Isla Saltés se localiza la contraflecha de Torre Arenilla, adosada al margen oriental de la desembocadura del Odiel, y creciendo hacia el interior del estuario en sentido SE-NO, tratando de cerrar el pequeño estuario del estero Domingo Rubio.

A partir de las dataciones ^{14}C realizadas, así como de la información de distintos datos arqueológicos, se han podido correlacionar los sistemas de flechas con las unidades reconocidas a lo largo del litoral durante el Holoceno.

La primera flecha litoral de Punta Umbría, con dirección predominante O-E, se asocia a la unidad H_2 , formada entre ca.4200-2600 yrBP. Esto se confirma por la aparición de un yacimiento romano en el área de El Eucaliptal (al N de Punta Umbría), con una cronología que se extiende desde el siglo I al IV AD, aunque se presenta por encima de un depósito antropizado de cronología pre-romana (Luzón, 1975; del Amo, 1976; Pérez *et al.*, 1992; Borja, *com.per.*). En esta flecha se pueden reconocer tres de los sets (H_{2-II} , H_{2-III} y H_{2-IV}). Esta misma unidad es la que está presente en El Almendral, donde también han sido encontrados restos protohistóricos, romanos y medievales, datando los más antiguos de los siglos VII a V aC. (Bazzana y Bedia, 1990), y donde una datación realizada por Suárez Bores (1971) en conchas de los cordones playeros dió una edad de 3200 yrBP, lo que indica que la flecha estaba formada antes de 2600 yrBP. Restos de los sets finales de esta unidad (H_{2-IV}) son observables en La Casajera, parcialmente cubiertos por la siguiente unidad. Igualmente, la contraflecha oriental de Torre Arenilla parece haberse formado en el mismo período y son también reconocibles varios sets (H_{2-III} , H_{2-II} , y probablemente H_{2-I}).

La siguiente unidad (H_3) se desarrolla cubriendo parcialmente la anterior, en sentido NO-SE, reconociéndose al menos dos sets en este sector (H_{3-III} y H_{3-IV}), confirmado con la aparición de una factoría de salazón romana probablemente del año 40-50 AD. (Borja, *com.per.*). Estos sets son también visibles en Isla Saltés, donde incluso se han preservado más sets. En El Acebuchal encontramos un set correspondiente a H_{3-I} o H_{3-II} . En La Carajera, sobreimpuestos a la anterior unidad (H_2), se localizan al Norte un conjunto de cordones playeros correspondientes al set H_{3-II} , y al Sur correspondientes al set H_{3-III} . En Torre Arenillas esta unidad cubre parcialmente la anterior, si bien no se han podido diferenciar conjuntos de sets debido a que la misma ha sido erosionada por el río Odiel y es reconocible tan sólo una pequeña parte de la misma.

La asociación del yacimiento de El Eucaliptal con actividad pesquera vinculada a la ría de Punta Umbría indica que la rotura de la flecha debe haberse producido antes del s.I AD, siendo lo más razonable el que se efectuara en el momento en el que se produce el *gap* encontrado entre 2700-2400 CalBP, asociado a una pulsación positiva del mar en momentos de inestabilidad climática.

La unidad H_4 , formada en el último milenio, se adosa a la anterior y es reconocible en la flecha del Cabezo Alto, en Isla Saltés. La contraflecha localizada al Este de la de Isla Saltés es correlacionable con todo este conjunto. De la rápida progradación ocurrida durante el desarrollo de esta unidad queda la constancia debido a la situación actual de Torre Umbría, situada a 430 m. de la línea de la costa actual y a 1100 m. de lo que era la Punta de La Canaleta en el siglo XVII, lo que indica unas tasas de progradación de 3 m/yr en este período (de Mora Figueroa, 1981; Rubio García *et al.*, 1985).

4.4.4.4. Sistema de Doñana

El sistema de flechas de Doñana tiene su arranque en el bloque levantado que conforma el acantilado de Matalascañas, debido a una fracturación normal NE-SO, cerrando parcialmente la desembocadura del Guadalquivir (Zazo *et al.*, 1992). La subsidencia del área del estuario del Guadalquivir durante el Cuaternario ha favorecido el desarrollo y la preservación de las Marismas del Guadalquivir, formadas a partir del relleno del estuario y el progresivo cierre del sistema. Un importante complejo dunar, despazándose a favor de vientos del SO, cubre en la actualidad una parte importante de la flecha e invade parcialmente la marisma situada tras ella.

El sistema está constituido por las flechas de Doñana, situadas en la margen occidental del Guadalquivir, y la contraflecha de La Algaida, situada la margen oriental de dicha desembocadura.

Características morfosedimentarias

En parte debido a la subsidencia de las Marismas del Guadalquivir durante el Holoceno junto con la abundancia de sistemas eólicos que cubren el área, sólo son observables en Doñana en la actualidad las flechas litorales pertenecientes a la segunda fase de progradación (H_3 y H_4) (figura 4.11).

La unidad H_3 está representada casi completa, pudiéndose reconocer los sets I, II, III y IV.

La unidad H_4 presenta también los dos sets observados en anteriores ocasiones, I y II, este último ampliamente desarrollado debido a las altas tasas de progradación de la segunda mitad del milenio.

Todo el conjunto está orientado hacia el SE, siendo el sentido de la progradación hacia el SO, si bien la última parte, debido a las características citadas, presenta también una importante componente de crecimiento hacia el SSE.

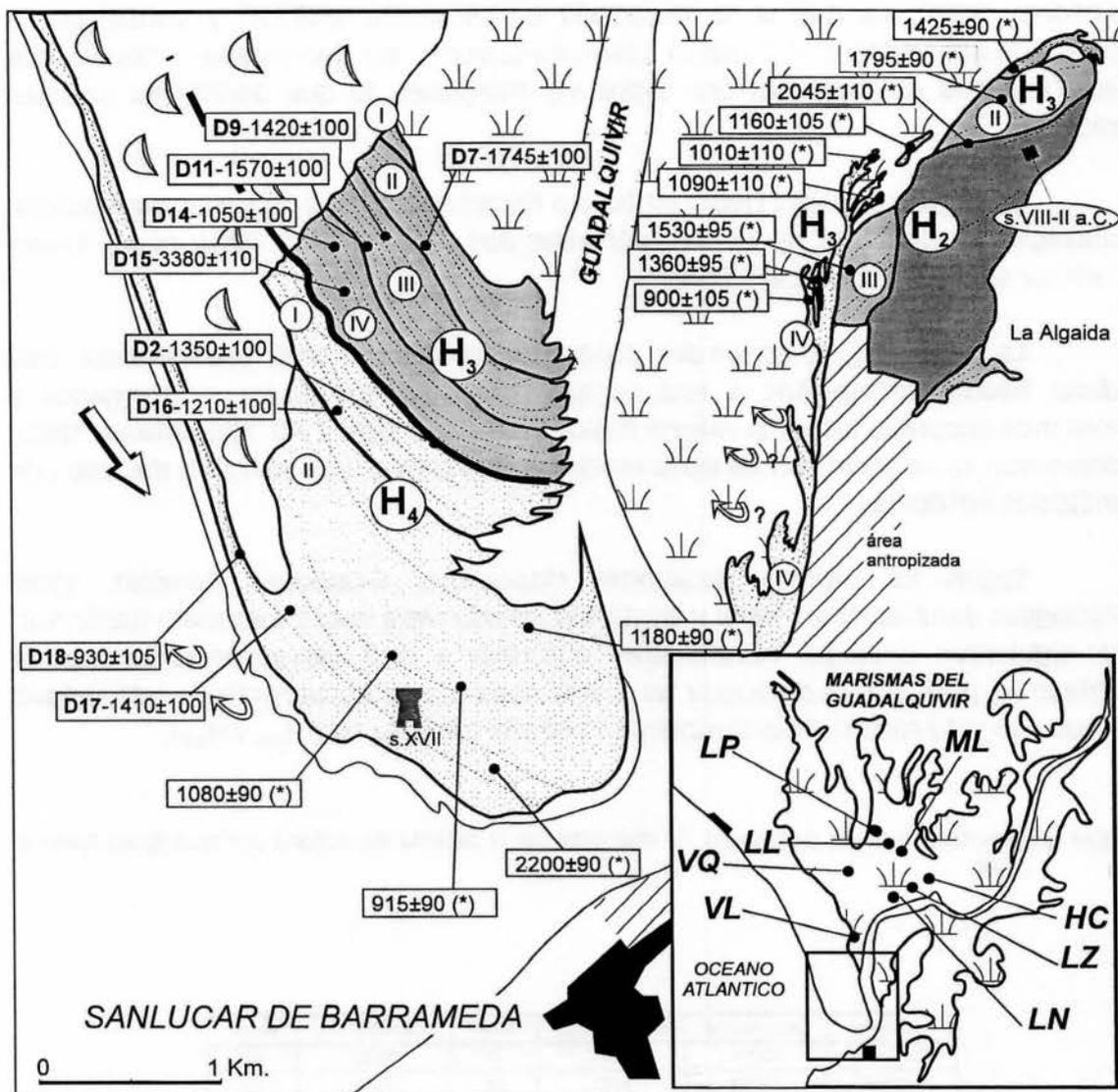


Figura 4.11. Esquema geomorfológico y evolución del sistema de flechas litorales de Doñana (Huelva) (modificado de Zazo *et al.*, 1994c y Rodríguez Ramírez, 1996). Los datos con asterisco (*) corresponden a Rodríguez Ramírez, 1995 y Rodríguez Ramírez *et al.*, 1996. Las localidades nombradas con siglas corresponden a: **LP**, Lucio del Pescador; **LL**, Lucio del Lobo; **ML**, Lucio de Mari López; **VQ**, Veta Quemada; **VL**, Veta Lengua; **HC**, Huerto del Caro; **LZ**, Los Zorros; **LN**, Las Nuevas.

El crecimiento durante este período queda reflejado en la situación actual de la Torre de San Jacinto, alejada de la costa cerca de 200 m. respecto a su situación relativa original, lo que indica una tasa de progradación de 1 m/yr desde el siglo XVII.

La contraflecha de La Algaida ha sido estudiada recientemente (Rodríguez Ramírez, 1996). La misma se desarrolla en dirección NNE-SSO y constituye la prolongación costera del tramo Chipiona-Sanlúcar de Barrameda. Actualmente está rodeada de marismas por todos sus márgenes, lo que denota su carácter relicto.

Rodríguez Ramírez (1996) en base a dataciones ^{14}C y a restos arqueológicos, distingue las unidades H_2 , H_3 y H_4 definidas por otros autores (Zazo *et al.*, 1994c; Lario *et al.*, 1995; Zazo *et al.*, 1996a).

La unidad H_2 se desarrolla progradando hacia el NNE, asumiéndose que dicha flecha corresponde a esta unidad tanto por los restos prerromanos y romanos encontrados en la misma (siglos VIII-II a.C. y siglo I AD, Menanteau, 1982), como por su relación con las otras unidades posteriores que han sido datadas por métodos isotópicos.

Según las últimas dataciones disponibles (Rodríguez Ramírez, 1996; Rodríguez Ramírez *et al.*, 1996) y ajustando las mismas a nuestro modelo (Tabla 4.2), las siguientes unidades reconocibles adosadas a esta corresponderían con la unidad H_3 , pudiéndose distinguir las cuatro fases que se encuentran en esta unidad y que han sido reconocidas también en Doñana (sets H_{3-I} , H_{3-II} , H_{3-III} y H_{3-IV}).

Tabla 4.2. Resultados de las dataciones ^{14}C realizadas en el sistema de Doñana por Rodríguez Ramírez (1996).

Localidad	Laboratorio	Edad ^{14}C (1)	error	Edad ^{14}C (2)	error
Doñana	R-2271	2641	47	2200	100
Doñana	R-2282	1620	34	1180	90
Doñana	R-2286	1353	31	915	90
Doñana	R-2287	1518	36	1080	90
Algaida	R-2262	1865	35	1425	90
Algaida	R-2263	1800	40	1360	95
Algaida	R-2272	1972	40	1530	95
Algaida	R-2284	2233	29	1795	90
Algaida	B-88018	1600	60	1160	105
Algaida	B-88019	1340	60	900	105
Algaida	B-88020	1450	70	1010	110
Algaida	B-88021	1530	70	1090	110
Algaida	B-88022	2487	70	2045	110

(1) yrBP

(2) yrBP Efecto reservorio corregido, -440 ± 85 yr

Laboratorios: R, Universita La Sapienza, Roma.; B, Beta Analytic., Miami, USA.

La última fase ha sido asignada por otros autores (Rodríguez Ramírez, 1996) a la unidad H₄, si bien la misma no parece estar desarrollada en este sector, aunque la antropización del área dificulta su observación.

Probablemente, la unidad H₄ esté depositada en el área Sur del sector de la flecha de La Algaída observable actualmente, así como formando parte de la playa de Sanlúcar como continuación de la unidad H₄ observada en Doñana.

Las "Vetas" de Doñana

En las Marismas del Guadalquivir se encuentran acumulaciones de fauna marina asociada a canales mareales que son denominadas en el área "vetas". Rodríguez Ramírez (1996) describe las mismas como series de crestas de playa, aunque parecen disponerse a modo de *levee* de los canales mareales y de hecho el autor asume que son generadas a partir de una corriente marina de entrada, que se produciría en los eventos erosivos que provocan la ruptura de las unidades de flecha pre-existentes.

Se ha realizado un histograma de intensidades en el que se han incluido tanto las dataciones realizadas en nuestros estudios (Dabrio *et al.*, en prensa) como las que han aparecido en el momento de redactar la presente memoria (Rodríguez Ramírez, 1995; Rodríguez Ramírez *et al.*, 1996)(Tabla 4.3).

Tabla 4.3. Resultados de las dataciones ¹⁴C realizadas en vetas de las Marismas del Guadalquivir.

Muestra	Localidad	Laboratorio	d 13C ‰	Edad 14C	error	Edad 14C (2)	error	Edad CalBP	CalBP(1sig.)	CalBP (2sig.)
MD1	Lucio Mari Lopez	Uc-4024 (1)	-1.87	3680	50	3240	100	3570	3690-3450	3820-3360
MD2	Lucio Mari Lopez	Uc-4177 (1)	-7.3	3160	50	2720	100	2930	3060-2810	3190-2740
VL-1	Vetalalengua	GX-21822	-0.4	1625	115	1185	145	1170	1290-1010	1460-890
LN-3	Tarajales	GX-21823	0.2	1960	120	1520	145	1510	1660-1340	1840-1230
LN-4	Tarajales	GX-21824	-1.3	1955	80	1515	115	1500	1620-1360	1760-1270
LN-6	Los Zorros	GX-21825	0.3	2895	75	2455	115	2700	2750-2480	1860-2340
LN-7	Huerto del Caro	GX-21826	0.1	2010	110	1570	140	1550	1710-1400	1860-1280
VC4-1	Veta Quemada	GX-21827	-0.4	3160	130	2720	155	2930	3130-2760	3360-2620
VC4-4	Veta Quemada	GX-21828	0.2	3180	85	2740	120	2950	3110-2820	3270-2730
(*)	Carrizosa	R-2273		4548	59	4110	105			
(*)	Vetalegua	R-2283		2171	36	1730	90			
(*)	Vetalegua	B-88016		2230	60	1790	105			

(1) AMS

(2) efecto reservorio corregido, $-440 \pm$ yr

Datos de Dabrio *et al.*, en prensa, excepto los marcados con (*), de Rodríguez Ramírez, 1995

En el mismo (figura 4.12) se observa, tanto con los datos ^{14}C yrBP como con las edades calibradas, que la edad de la fauna encontrada en las *vetas* se ajusta a los *gap* encontrados en los sistemas de flechas litorales y, por lo tanto, se pueden interpretar como acumulaciones de fauna en borde de canal mareal depositados en momentos de pulsaciones positivas del nivel del mar (Dabrio *et al.*, en prensa) asociadas con inestabilidad climática.

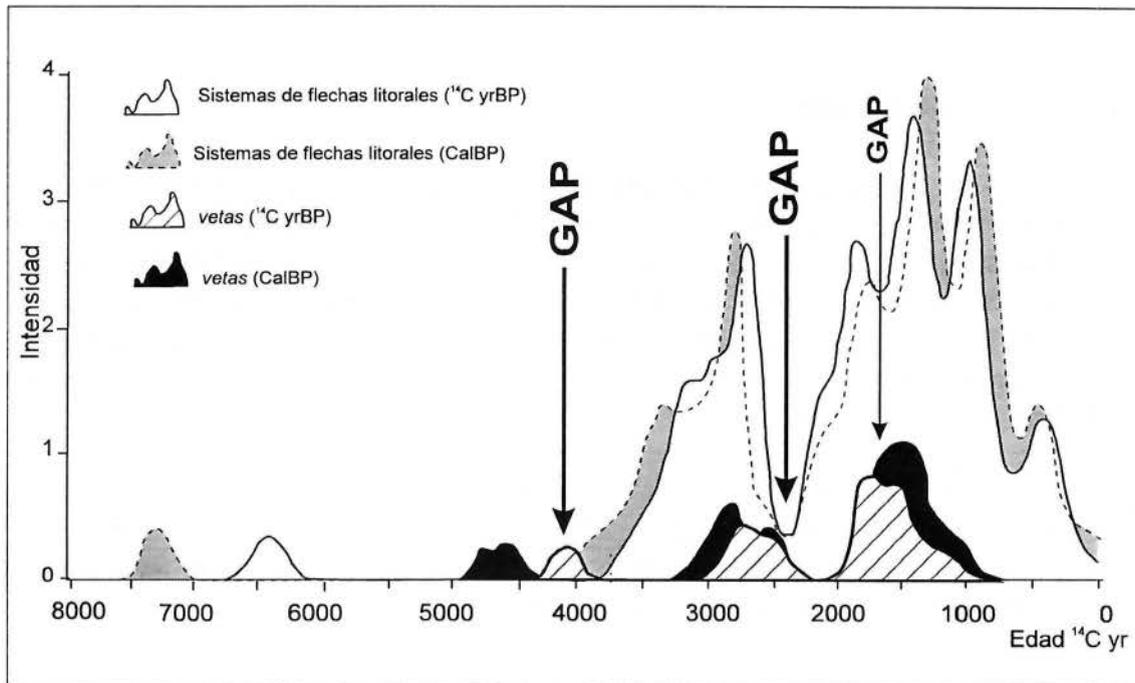


Figura 4.12. Histograma de intensidades de las dataciones ^{14}C de las *vetas* de las Marismas del Guadalquivir. Se ha superpuesto el histograma de intensidades de las dataciones ^{14}C de los sistemas de flechas litorales para su correlación con los *gap* observados en los mismos.

4.4.4.5. Sistema de Valdelagrana

El sistema de flechas litorales de Valdegrana ha cerrado progresivamente la desembocadura del río Guadalete, provocando la progresiva colmatación del mismo y la formación de la Bahía del Puerto de Santa María. El río Guadalete desembocaba en la actual Bahía de Cádiz durante el máximo transgresivo Holoceno, formando un delta que progradaba hacia el SO. Posterior al máximo transgresivo, un sistema de flechas progradó desde el Norte de la bahía, relacionado con la progradación del frente deltáico. Este conjunto no cerró totalmente la bahía, permitiendo que la acción del oleaje modelara el frente deltáico. Las siguientes flechas se desarrollaron tanto en la zona Norte como Sur del extremo oriental de la bahía, progradando hacia mar abierto (oeste). La última flecha ha crecido de Norte a Sur desviando progresivamente hacia esta última dirección la desembocadura del arroyo San Pedro, lo que ha provocado la erosión de las anteriores unidades (figura 4.13).

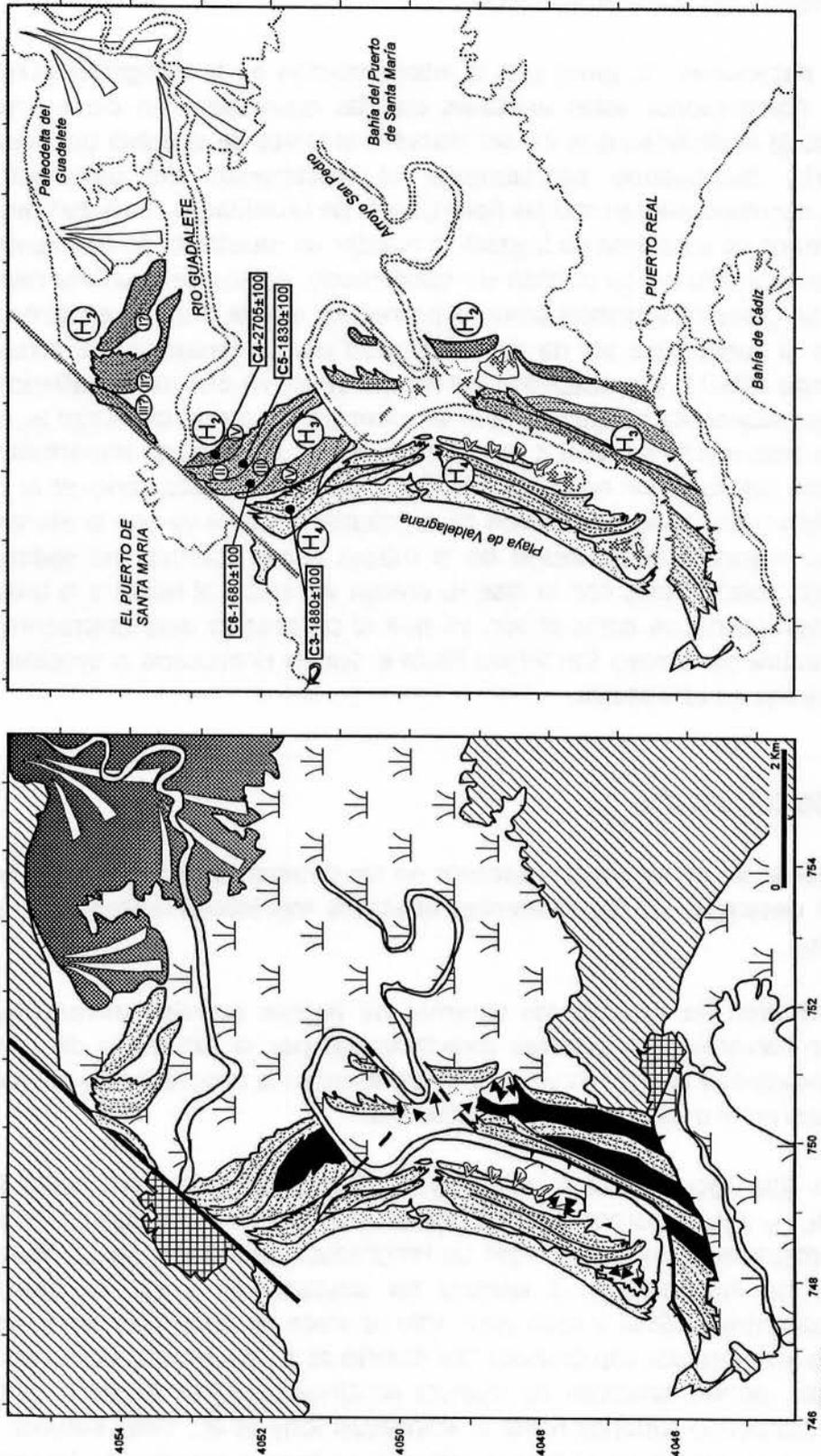


Figura 4.13. Esquema geomorfológico y evolución del sistema de flechas litorales de Valdelagrana (Cádiz) (modificado de Zazo et al., 1994c).

Características morfosedimentarias

Las dataciones ^{14}C , junto con la interpretación de la fotografía aérea, han permitido correlacionar estas unidades con las observadas en otras áreas del litoral. Cabe la posibilidad que los *set* situados al Norte de la Bahía del Puerto de Santa María, bloqueando parcialmente el crecimiento del paleo-delta del Guadalete, correspondieran con las fases I, II y III de la unidad H₂. La actual situación de los terrenos de este área ha impedido realizar un muestreo de las mismas, por lo que este supuesto no ha podido ser confirmado. Restos de la última fase de la unidad H₂ (H_{2-IV}) son observables como el primer *set* que se dispone en dirección N-S cerrando la bahía. Este *set* ha sido disectado por la evolución del arroyo San Pedro, siendo difícil la identificación del mismo en los niveles cartografiados hacia el Sur. Inmediatamente asociado a él se encuentran los *set* de la unidad H₃, si bien sólo se han reconocido las fases II, III y IV. Hacia el Sur se observan importantes *gap* relacionados con fases de no progradación (Zazo *et al.*, 1994c; Lario *et al.*, 1995), probablemente por la no disposición de suficiente material ya que la situación de la bahía no favorece la actuación de la misma como trampa de sedimentos. Diversos *sets* relacionados con la fase H₄ crecen adosados al Norte a la unidad H₃ pero individualizándose hacia el Sur, ya que el progresivo desplazamiento de la desembocadura del arroyo San Pedro hacia el Sur ha provocado la erosión de las fases anteriores en este sector.

4.4.5. CONCLUSIONES

A partir de los estudios realizados en los sistemas de flechas litorales y en relación al desarrollo de las diferentes unidades morfosedimentarias, se puede concluir que:

En el área de estudio, los sistemas de flechas litorales corresponden al modelo de barreras progradantes caracterizadas por la existencia de múltiples cordones playeros y crestas *foredunes*, y representan la progradación costera que ocurre posterior al máximo eustático holoceno.

Han sido reconocidas 4 unidades morfosedimentarias principales (figura 4.14): H₁, H₂, H₃ y H₄, separadas por un *gap* erosivo que permite agruparlas en dos fases de progradación principal: Fase de Progradación I (incluye las unidades H₁ y H₂) y Fase de Progradación II (incluye las unidades H₃ y H₄). La unidad H₁, desarrollada entre ca.6500 y 4500 yrBP, sólo aparece en áreas con tendencia a la elevación o no asociadas con grandes ríos (Dabrio *et al.*, en prensa), como es el área de Roquetas, donde aparecen de manera continua sistemas de flechas litorales desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad (Goy *et al.*, 1986; Somoza *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, 1994c). En el área litoral atlántico hemos reconocido las unidades H₂, H₃ y H₄. La unidad H₂ se desarrolla entre 4200 y 2600 yrBP, la unidad H₃ se

desarrolla entre 2350 y 800 yrBP, y la unidad H₄ se desarrolla entre 500 yrBP y la actualidad.

En las distintas unidades han sido diferenciados diversos *sets* separados entre ellos por pequeños *gap* representados por superficies de erosión que disectan parcialmente los *sets* anteriores.

Si se utilizan las edades calibradas, se observa que las unidades se han desarrollado en unos intervalos de tiempo algo desplazados a los anteriores, pero que correspondería a su duración real, ya que estas fechas son las que se ajustan al calendario solar. De este modo, la Unidad H₂ se desarrolla entre 4400 y 2700 CalBP, la Unidad H₃ se desarrolla entre 2400 y 700 CalBP y la Unidad H₄ se desarrolla entre ca.550-500 CalBP y la actualidad. Se observa que la duración de cada unidad es cercana a 1600 años, constando de 4 *set* desarrollados cada 400 años. Si este patrón de formación de unidades es correcto, cabe pensar que la Unidad H₁ observada en Roquetas, estaría desarrollada entre ca.6300 y 4700 CalBP y la datación más antigua (7320 CalBP) indicaría que existe una unidad anterior (H₀) generada antes de ca.6600 CalBP.

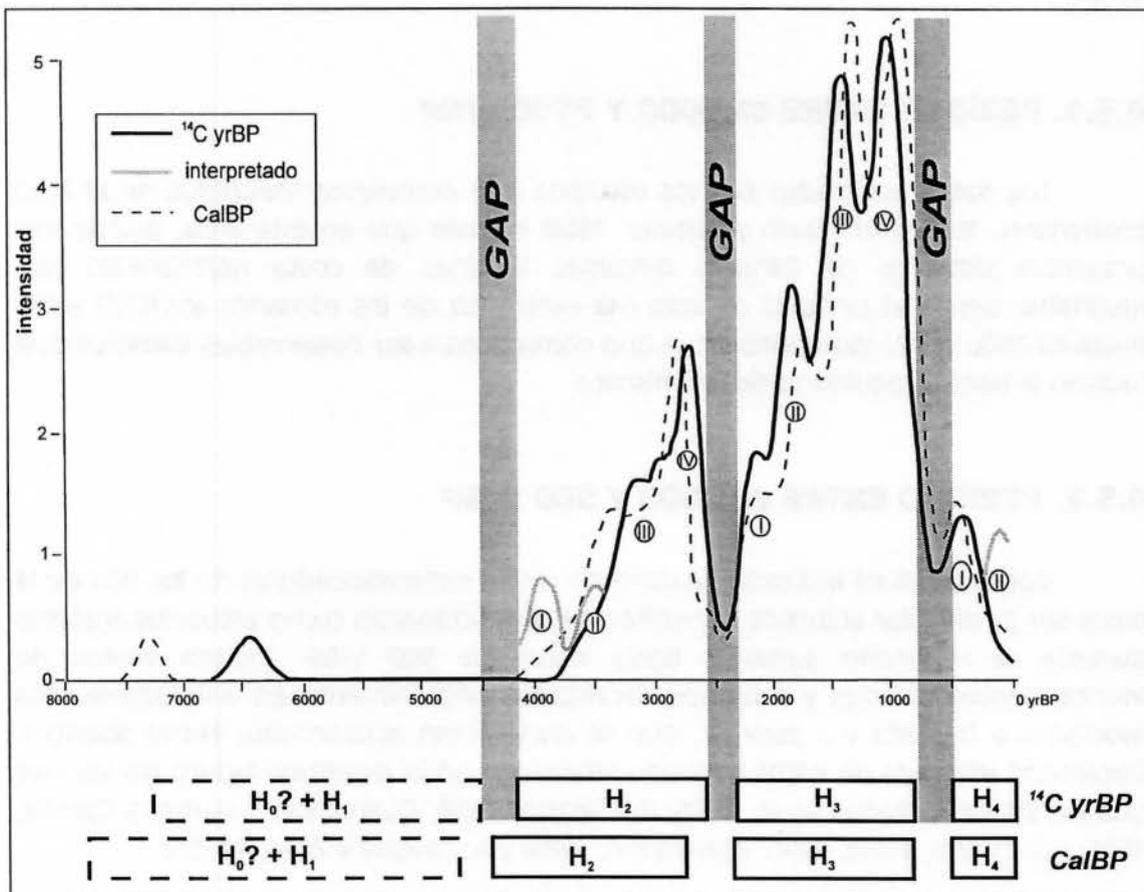


Figura 4.14. Histograma de intensidades de las dataciones ¹⁴C realizadas en los sistemas de flechas litorales. Se ha utilizado el conjunto de los datos disponibles en las tablas 4.1 y 4.2.

4.5. SISTEMAS DE LLANURAS DELTÁICAS: EVOLUCIÓN DE ESTUARIOS-DELTA

Los deltas situados en el área de estudio están localizados en la desembocadura de ríos, formando extensas llanuras deltáicas. Estas áreas han funcionado como estuarios durante la mayor parte del Holoceno, pero su subsidencia original ha sido compensada con un importante aporte de sedimentos durante el Holoceno superior (ca.2500 yrBP hasta la actualidad). Durante este proceso evolucionaron de deltas progradantes dominados por el oleaje a complejos deltáicos con extensas llanuras deltáicas que progradan más allá de la línea de costa (Lario *et al.*, 1995). En el Mediterráneo peninsular se han distinguido dos importantes fases de rellenos históricos, una cerca del primer milenio a.C. y otra en el tránsito medieval-modernidad, en el siglo XV (Díaz del Olmo y Borja, 1988; Hoffmann, 1988).

En el Algarve se ha observado también un período importante de relleno de valles y fuertes períodos de aluvionamientos a partir de 2000 yrBP (Deveneux, 1982).

4.5.1. PERÍODO ENTRE ca.6000 Y 2500 yrBP

Los datos aportados por los estudios más completos realizados en el área (Hoffmann, 1988; Hoffmann y Schultz, 1988) indican que en este área, donde hay presentes sistemas de llanuras deltáicas, la línea de costa permaneció casi invariable desde el período de máxima extensión de los estuarios (ca.6000 yrBP) hasta ca.2500 yrBP, momento en el que comienzan a ser observables cambios que indican el relleno paulatino de los mismos.

4.5.2. PERÍODO ENTRE ca.2500 Y 500 yrBP

Como ya se ha indicado, la mayoría de las desembocaduras de los ríos de la costa Sur peninsular atlántica y mediterránea funcionaron como estuarios abiertos durante el Holoceno superior hasta cerca de 500 yrBP. Existen restos de asentamientos fenicios y romanos, localizados originalmente en emplazamientos asociados a la costa y a puertos, que se encuentran actualmente tierra adentro. Detallados estudios de estos han sido realizados en la desembocadura de los ríos Guadarranque (Arteaga *et al.*, 1986; Hoffmann, 1988), Guadalhorce (Aubet y Carulla, 1986; Hoffmann, 1988), Vélez (Hoffmann, 1988) y Adra (Goy y Zazo, 1986b).

El relleno sedimentario de estas bahías comenzó ca.2400 yrBP, aunque los estuarios continuaron navegables hasta ca.500 yrBP (Hoffmann, 1988), si bien en

alguno de ellos, como el Guadalhorce, los puertos fueron rápidamente colmatados y abandonados (Aubet, 1988).

En el delta del río Vélez se ha localizado un puerto fenicio en la desembocadura del antiguo estuario, encontrándose actualmente a 1500 m. de la línea de costa (Hoffmann y Schultz, 1988).

Igualmente en el delta del río Adra se ha localizado un puerto fenicio datado en ca.2900 yrBP, encontrándose aproximadamente a 2300 m. de la actual línea de costa (Goy y Zazo, 1986b).

Los datos de sondeos y las dataciones realizadas en el relleno sedimentario de estos estuarios (Hoffmann, 1988; Hoffmann y Schultz, 1988) proveen un importante complemento a los datos históricos, confirmando que la línea de costa ha permanecido sin cambios desde ca.6000 yrBP (período de máxima extensión de los estuarios) hasta ca.2400 yrBP.

Durante los dos siguientes milenios los estuarios fueron colmatándose de manera continua con tasas de progradación costera (en llanuras deltáicas) de 0,2 a 1,5 m/yr (Lario *et al.*, 1995).

4.5.3. PERÍODO ENTRE ca.500 yrBP Y LA ACTUALIDAD

Aproximadamente hace 500 años el aporte de sedimentos en los estuarios se incrementa fuertemente. Durante el tránsito medieval-modernidad la mayoría de ellos se colmatan con sedimentos aportados por los ríos haciendo que los deltas prograden rápidamente evolucionando a llanuras deltáicas (Arteaga *et al.*, 1986; Díaz del Olmo y Borja, 1988; Hoffmann, 1988).

En el delta del río Adra, durante el siglo XVIII se produce una aceleración de la progradación de la llanura deltáica con tasas cercanas a 2,6 m/yr (Hoffmann, 1988). Debido a esto y a los humedales creados, que daban origen a enfermedades palúdicas, el río debió ser canalizado y desviado en 1870, desarrollándose rápidamente un nuevo delta (tasas de progradación cercanas a 8 m/yr) y cerrando progresivamente las albuferas asociadas (Goy y Zazo, 1986b).

En el río Vélez, durante el siglo XV era posible navegar hasta Vélez-Málaga, habiéndose producido la colmatación del estuario en los siglos XVI y XVII, formándose una llanura deltáica que ha progradado con tasas de 2 m/yr (Hoffmann y Schultz, 1988). La evolución del estuario del Guadalfeo puede ser estudiada a partir de cartografía histórica (Hondius, 1606; Cantelli, 1696; Llobet, 1767), habiéndose calculado que la colmatación del mismo se completa entre 1650 y 1750, con tasas de progradación de la llanura deltáica cercanas a 8 m/yr (Hoffmann, 1988; Brückner y Hoffmann, 1992; Lario *et al.*, 1995).

Otros estuarios han sido colmatados también durante los últimos 500 años, tal como el Guadarranque (Arteaga *et al.*, 1986; Hoffmann, 1988), Guadiaro (Hoffmann, 1986), Verde (Hondius, 1606; Cantelli, 1696; Llobet, 1767) y Guadalhorce (Aubet y Carulla, 1986; Aubet, 1988), constituyendo llanuras deltaicas que han progradado con tasas cercanas a 8 m/yr (Lario *et al.*, 1995) (figura 4.15).

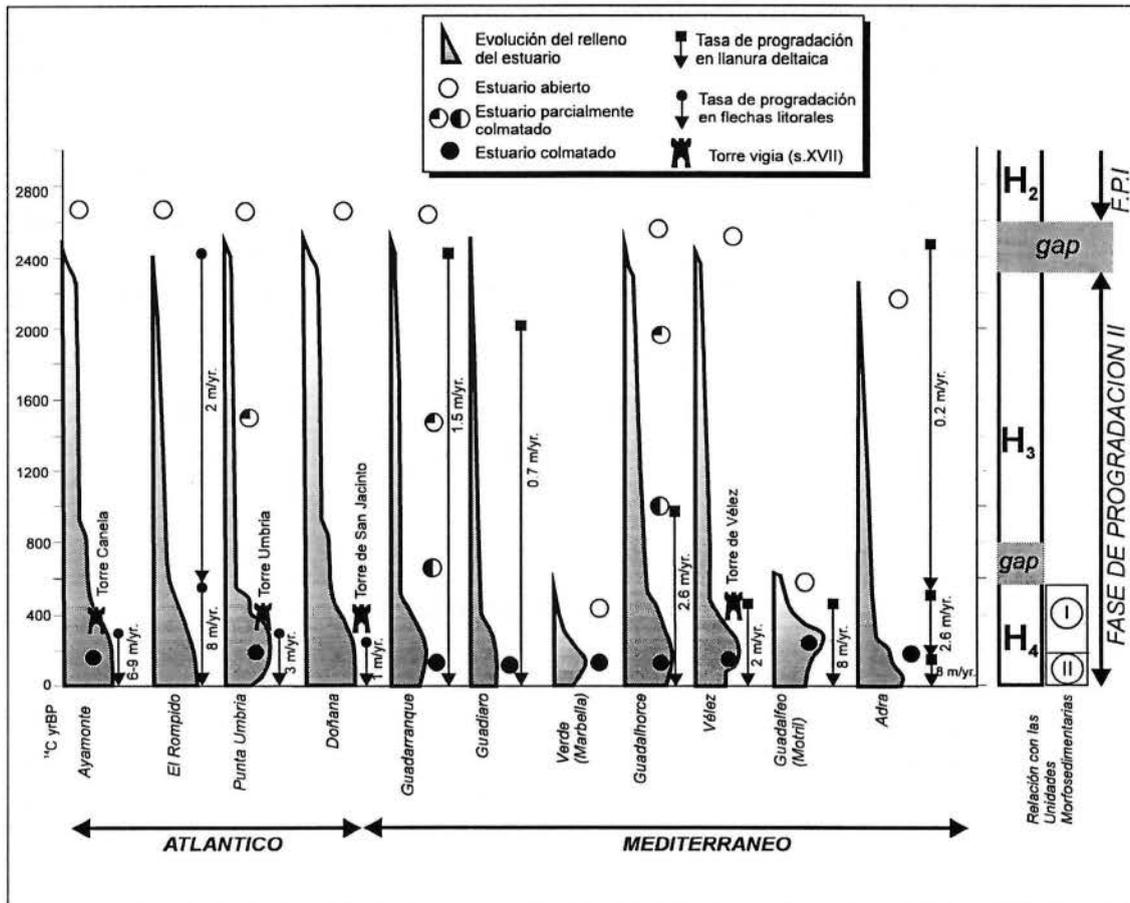


Figura 4.15. Esquema de la evolución de estuarios y llanuras deltaicas del Sur peninsular durante los últimos 2500 años (modificado de Lario *et al.*, 1995).

4.6. SISTEMAS DE MARISMAS: EVOLUCIÓN DE ESTUARIOS-DELTA/ESTUARIOS ISLA BARRERA-LAGOON/MARISMA

Si bien en la costa mediterránea la subsidencia natural inicial en los estuarios ha sido compensada por el importante aporte de sedimentos ocurrido

durante el último milenio haciendo que estos evolucionaran hacia llanuras deltáicas progradantes, en el área atlántica, debido a una subsidencia acentuada por la actividad neotectónica, se han generado grandes complejos estuarinos que han evolucionado hacia complejos isla barrera-*lagoon*, estuarios-delta y a marismas cuando estos han sido colmatados.

El desarrollo e individualización de la "isla barrera" de estos sistemas como complejos de flechas litorales ha permitido tratar a las mismas como unidades morfosedimentarias individualizadas (apartado 4.2). Del mismo modo, la actual unidad morfosedimentaria que corresponde a la evolución del *lagoon* y/o estuario-delta son las marismas, que son tratadas en este apartado. En cualquier caso, la evolución de estas unidades durante el Holoceno debe realizarse conjunta ya que han evolucionado pasando por los diferentes estadios.

Para la realización de la reconstrucción paleoambiental se han realizado diferentes dataciones ^{14}C en fauna y en restos vegetales y turba, tanto por método convencional (α -espectrometría), como por AMS (Tabla 4.4).

4.6.1. MARISMAS DEL GUADALETE (BAHÍA DEL PUERTO DE SANTA MARÍA, CÁDIZ)

La realización por GEOCISA de varios sondeos a rotación con recogida de testigo continuo durante las obras realizadas en la Bahía de Cádiz con motivo de la construcción de la autovía de circunvalación entre el Puerto de Santa María y Puerto Real, ha permitido obtener un registro completo del Pleistoceno superior y Holoceno y reconstruir los cambios ambientales ocurridos durante este período hasta el relleno total del estuario.

La realización de análisis granulométricos, análisis de propiedades magnéticas de los sedimentos y análisis micropaleontológicos son esenciales para este tipo de estudio. Del mismo modo, las dataciones ^{14}C realizadas han permitido obtener una cronología precisa de dichos cambios que permite su correlación con diversos procesos observados en el litoral del Sur peninsular durante el Presente Interglacial. Para la realización de los diferentes análisis se escogió en primer lugar el sondeo PSM-104, que con una profundidad de 33 m. contenía una secuencia completa del Pleistoceno superior y Holoceno. Una primera síntesis de este sondeo fue llevada a cabo por Dabrio *et al.* (1995a, 1995b) y Goy *et al.* (1996).

Tabla 4.4. Resultados de las dataciones ^{14}C realizadas en los sondeos realizados en el área de estudio.

Muestra	Localidad	Laboratorio	Edad 14C(1)	error	Edad 14C(2)	error	Edad CalBP	CalBP (1sig.)	CalBP (2sig.)
DOÑANA									
P13-1	Lucio El Pescador	UTC-4026	2490	60	2490	60	2620	2710-2480	2730-2370
P13-2	Lucio El Pescador	UTC-4031	2930	60	2490	105	2720	2790-2520	2890-2370
Sondeos PSM (Guadalete)									
PSM104/C0	Bahia Cadiz	GX-20913	3505	55	3505	55	3790	3830-3700	3900-3630
PSM104/C3	Bahia Cadiz	GX-20914	5885	60	5445	105	6290	6400-6190	6520-6050
PSM104/C5	Bahia Cadiz	GX-20925	6420	45	5980	95	6870	6990-6770	7120-6680
PSM104/C9	Bahia Cadiz	GX-20916	7620	55	7180	100	8010	8120-7920	8260-7830
PSM104/C11	Bahia Cadiz	GX-20917	7840	45	7400	95	8280	8340-8150	8430-8030
PSM104/C15	Bahia Cadiz	GX-20918	8040	55	7600	100	8420	8560-8340	8750-8210
PSM104/C20	Bahia Cadiz	GX-20919	8915	100	8915	100	9920	10010-9690	10040-9580
PSM104/C21	Bahia Cadiz	GX-20920	9495	340	9495	340	10520	10990-10050	11940-9860
PSM102/18	Bahia Cadiz	GX-21802	6405	95	5965	125	6680	7010-6720	7160-6590
PSM102/3	Bahia Cadiz	GX-21803	6420	65	5980	105	6870	7000-6760	7140-660
PSM105/3	Bahia Cadiz	GX-21840	550	105	110	135	160	270-0	400-0
PSM105/4	Bahia Cadiz	GX-21804	650	50	210	100	180	400-160	460-60
PSM105/5	Bahia Cadiz	GX-21839	275	155	275	155	300	480-0	510-0
PSM106/5	Bahia Cadiz	GX-21841	5240	690	5240	690	5970	6790-5070	7440-4280
PSM107/1	Bahia Cadiz	GX-21842	9620	170	9620	170	10740	10960-10480	11210-10160
PSM108/6	Bahia Cadiz	GX-21805	2985	50	2545	100	2740	2880-2650	2980-2460
PSM109/4	Bahia Cadiz	GX-21843	9620	260	9620	260	10740	11070-10220	11780-10040
PSM109/7	Bahia Cadiz	GX-21806	4210	60	3770	105	4290	4410-4140	4540-3980
PSM110/1	Bahia Cadiz	GX-21807	5750	55	5310	100	6170	6260-6040	6320-5930
PSM110/2	Bahia Cadiz	GX-21808	6180	55	5740	100	6630	6690-6440	6840-6390
ODIEL									
SN9/1	Odiel	GX-21809	8780	65	8340	105	9420	9500-9280	9650-9130
SN9/2	Odiel	GX-21810	7070	60	6630	105	7510	7580-7410	7690-7320
SN9/3	Odiel	GX-21811	7265	60	6825	105	7660	7780-7580	7890-7510
SN9/4	Odiel	GX-21812	6115	55	5675	100	6530	6650-6420	6750-6310
SN9/5	Odiel	GX-21813	6310	55	5870	100	6750	6870-6650	6990-6520
SN9/6	Odiel	GX-21814	2490	50	2050	100	2120	2270-2020	2340-1890
SN9/7	Odiel	GX-21815	1400	55	960	100			
SN11/1	Odiel	GX-21816	150	45	150	45			
SN11/2	Odiel	GX-21817	655	45	215	95			
SN11/3	Odiel	GX-21844	2220	240	1780	255	1810	2100-1510	2410-1260
SN11/4	Odiel	GX-21818	3735	60	3295	105			
SN11/5	Odiel	GX-21819	7155	80	6715	115			
SN11/6	Odiel	GX-21820	25340	400	25340	400			
SN11/7	Odiel	GX-21821	30705	400	30705	400			
SN11/8	Odiel	GX-21845	26210		26210				

Datos de Dabrio et al., en prensa

(1) yrBP

(2) yrBP, Efecto reservorio corregido, -440 ± 85 yr

4.6.1.1. Columna sedimentológica

Con el levantamiento de la columna sedimentológica de síntesis ha sido posible distinguir 7 unidades de diferentes características (figura 4.16). De base a techo son:

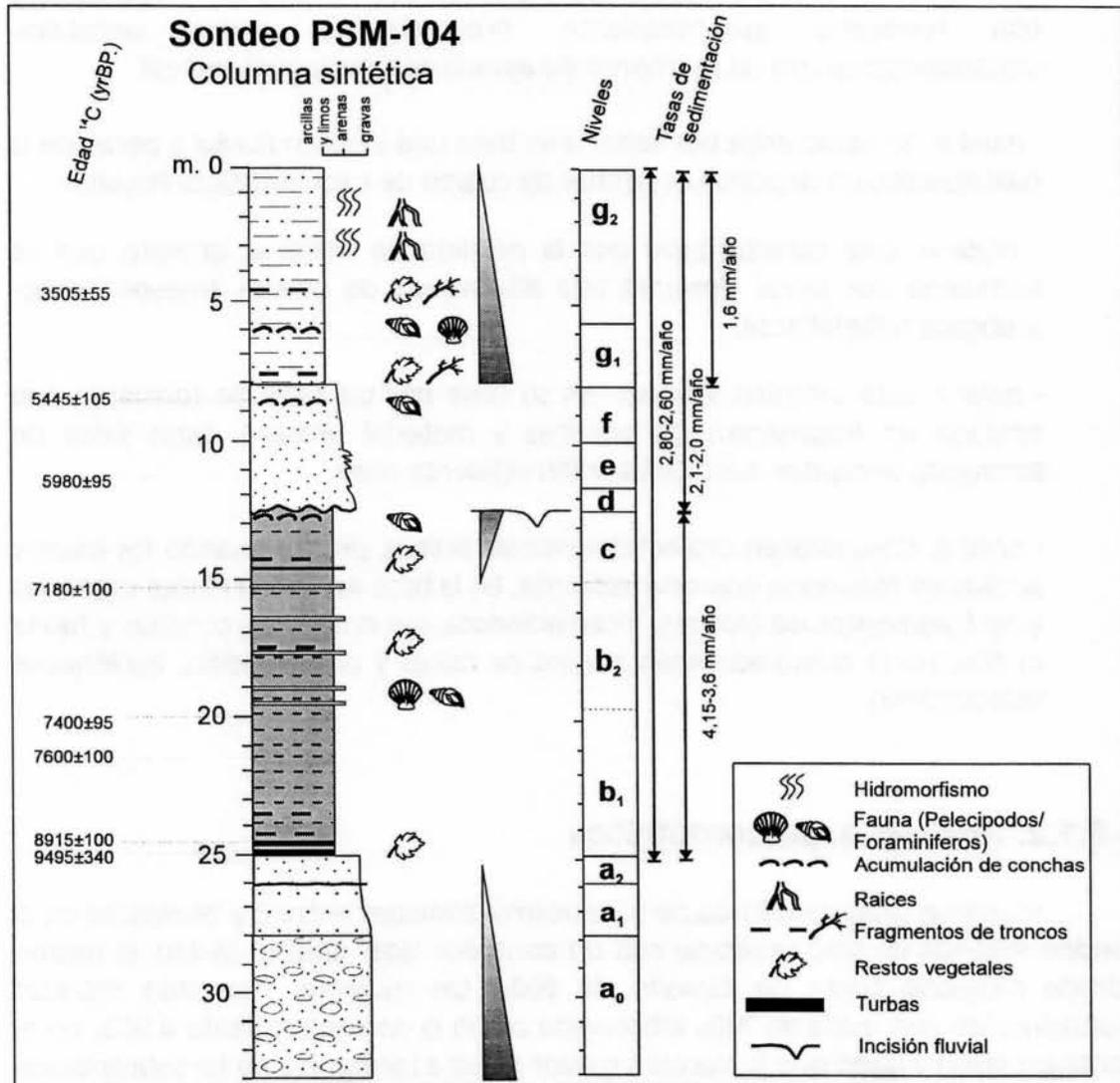


Figura 4.16. Columna sedimentológica de síntesis del sondeo PSM-104 (Puerto de Santa María, Cádiz).

- *nivel a*. Corresponde con una unidad fluvial caracterizada por un depósito de gravas que pasa a arenas de cuarzo muy lavadas hacia techo, en el último tramo de tamaño más fino (niveles a₀, a₁ y a₂). Marca una secuencia granodecreciente.

- *nivel b*. Comienza con un depósito de turbas y restos vegetales seguido por limos y arcillas (nivel b₁) que hacia los 20 m. presenta lentejones de

limos-arenosos y arenas. Aquí podría diferenciarse un nivel b_2 . Corresponden con un medio de estuario abierto.

- *nivel c.* El tránsito entre el anterior nivel y éste está marcado por un nivel de tormenta (acumulación de conchas y fragmentos de fauna junto con incremento de arenas) a partir del cual continúan depósitos limo-arcillosos con tendencia granocreciente. Presencia de restos vegetales. Correspondería con un momento de agradación de llanura mareal.

- *nivel d.* Se caracteriza por tener a su base una incisión fluvial a partir de la cual aparece un depósito de arenas de cuarzo de características fluviales.

- *nivel e.* Está caracterizado por la pérdida de material grosero que es sustituido por limos. Presenta una alternancia de niveles limosos y limo-arenosos milimétricos.

- *nivel f.* Está también limitado en su base por un nivel de tormenta con entrada de fragmentos de conchas y material grosero. Estas fases de tormenta se repiten hasta la base del siguiente nivel.

- *nivel g.* Desaparecen casi totalmente las arenas, predominando los limos y arcillas en secuencia granodecreciente. En la base aparecen restos vegetales y de fragmentos de troncos, intercalándose con niveles de conchas y fauna *in situ*. Hacia techo aparecen niveles de raíces y bioturbación, haciéndose más arcilloso.

4.6.1.2. Análisis granulométricos

El análisis granulométrico de 93 muestras tomadas entre 0 y 28 metros en el sondeo PSM-104 ha sido realizado con un contador láser Coulter LS-130. El mismo admite muestras hasta un tamaño de 900μ . Las muestras han sido filtradas manualmente con malla de 740μ (observada como la correspondiente a 900μ en el contador láser) y dado que la fracción mayor de esta referencia no ha sobrepasado el 10% de la muestra, puede ser obviada en el análisis total. En base a sus características granulométricas han sido diferenciados 7 niveles correspondientes con diferentes ambientes sedimentarios que son claramente correlacionables con los observados en el levantamiento de la columna sintética, si bien se pueden realizar más precisiones respecto a estos niveles (figura 4.17):

- *nivel a.* Correspondiente a arenas de grano fino. La granulometría muestra un aporte importante de arenas mal seleccionadas, que hacia techo se hacen más finas, permitiendo diferenciar un subnivel (a_2) que corresponde con la secuencia granodecreciente. No aparece fauna y la fracción grosera corresponde con granos y algunos pequeños cantos de cuarzo.

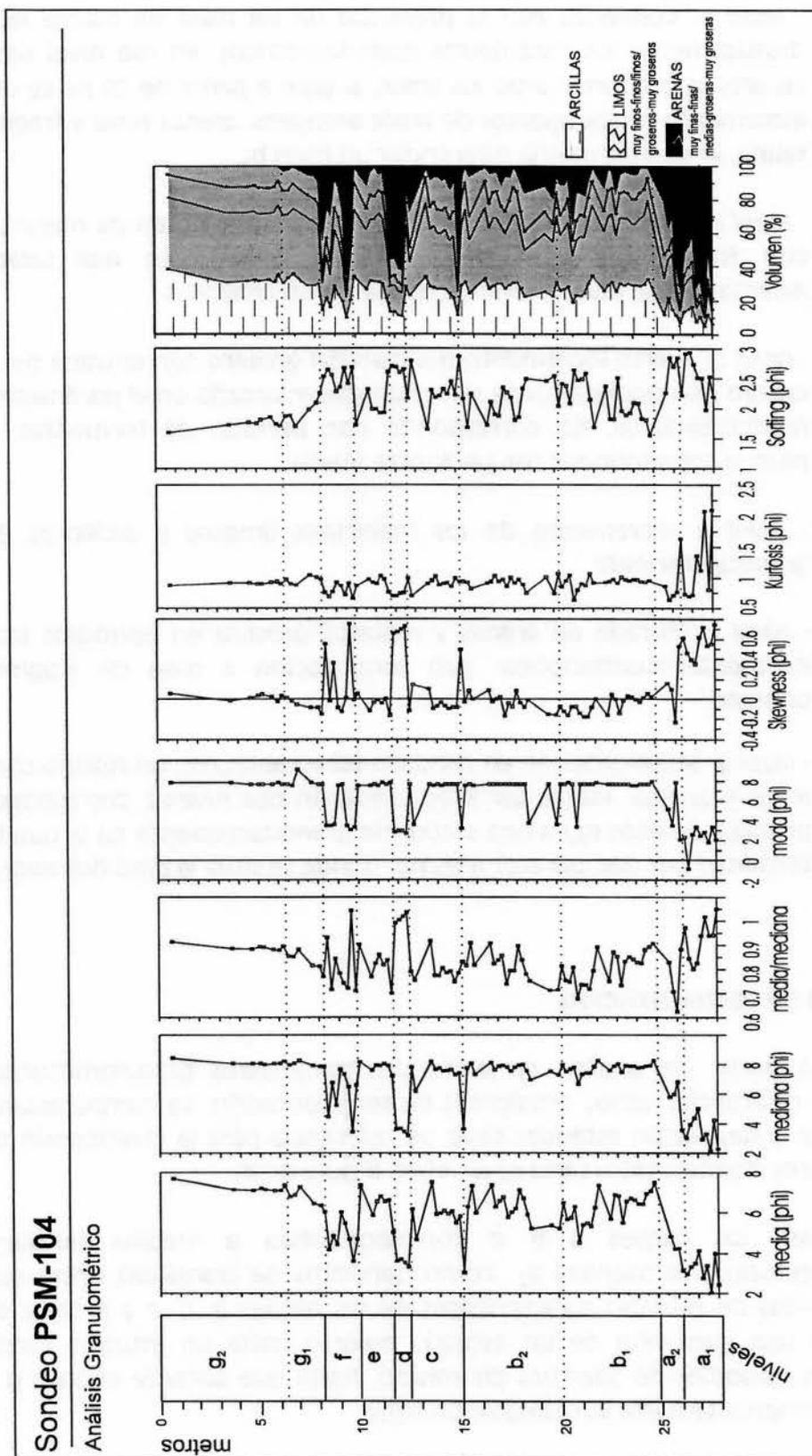


Figura 4.17. Parámetros estadísticos calculados a partir del análisis granulométrico de alta resolución del sondeo PSM-104 (Puerto de Santa María, Cádiz).

- *nivel b*. Comienza con la presencia de un nivel de turbas que cambia drásticamente los parámetros granulométricos. En ese nivel desaparecen las arenas predominando los limos, si bien a partir de 20 m. se observa un incremento en los aportes de limos arenosos, arenas finas y fragmentos de fauna, lo que permitiría diferenciar un nivel b_2 .
- *nivel c*. Comienza con un nivel de tormenta (entrada de material grosero con fragmentos de conchas marinas, sedimento mal seleccionado). Alternancia de niveles limo-arenosos y limo-arcillosos.
- *nivel d*. Fuerte incremento del material grosero con entrada de arenas de cuarzo homogéneamente seleccionadas (marcado en el parámetro relación media/mediana). No corresponde con período de tormentas, sino que parece corresponder con un aporte fluvial.
- *nivel e*. Incremento de los materiales limosos y arcillosos. Secuencia granodecreciente.
- *nivel f*. Entrada de arenas y material grosero en episodios esporádicos (tormentas/inundaciones), con acumulación a base de fragmentos de conchas.
- *nivel g*. Sedimentación en condiciones estables con un relleno continuo de limos y arcillas. Puede ser subdividido en dos niveles, correspondiendo el primero de ellos (g_1) a una secuencia granodecreciente en la que las arenas terminan por desaparecer a techo, donde se sitúa la base del nivel g_2 .

MEDIOS DE SEDIMENTACIÓN

A partir del análisis de diferentes parámetros granulométricos se han podido diferenciar varios ambientes de sedimentación. La comparación entre la media y la desviación estándar sirve de referencia para la clasificación de dichos ambientes (Tanner, 1991; Lario *et al.*, 1996) (figura 4.18).

Así, los *niveles a* y *d* corresponderían a medios fluviales netos, interpretándose el subnivel a_2 como depósitos de transición entre estos y los sedimentos de estuario característicos de los *niveles b, c, e* y *f*. Estos depósitos marcan una evolución de un estuario abierto hacia un estuario cerrado, con diversos episodios de apertura del mismo, hasta que durante el *nivel g* se cierra progresivamente hasta su colmatación total.

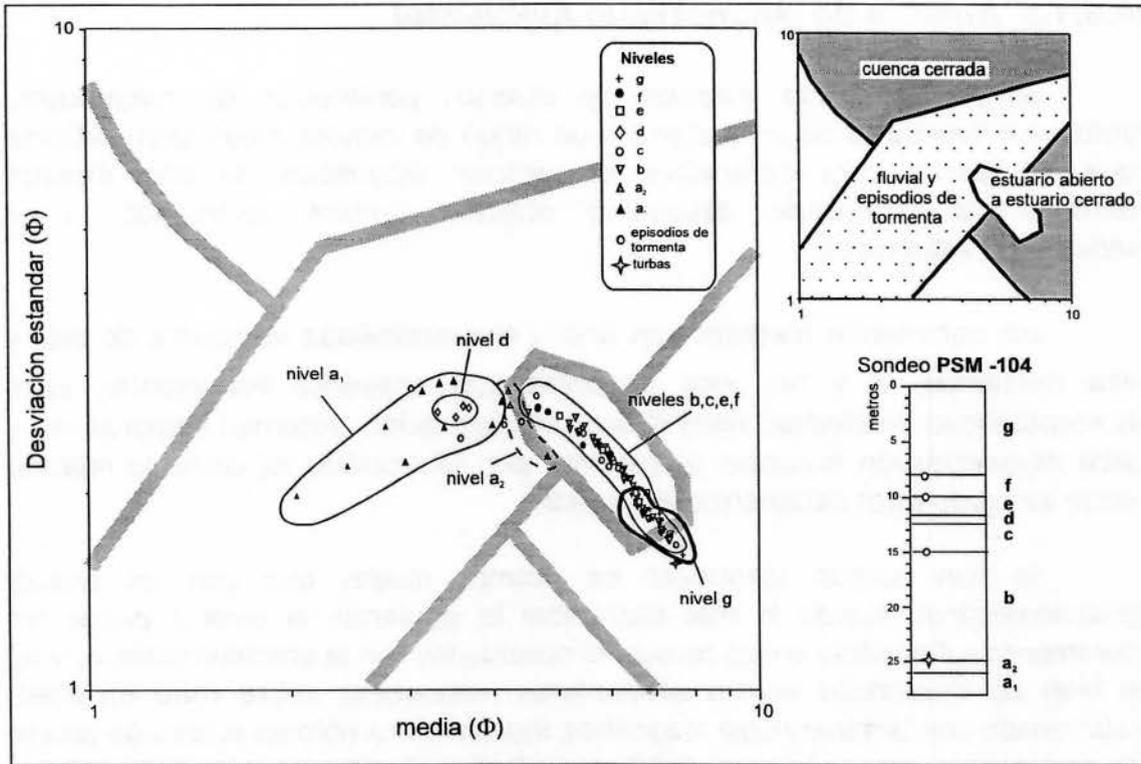


Figura 4.18. Diagrama media/desviación estandar del sondeo PSM-104 (Puerto de Santa María) con clasificación del medio de deposición (modificado de Tanner, 1991 y Lario *et al.*, 1996).

Existen episodios de tormenta con entrada de sedimentos de playa al estuario que están representados por diferentes muestras, que corresponden además con los límites entre varios niveles. Los mismos se distinguen al realizar la curva granulométrica de cada muestra, donde se observa que corresponden a curvas bimodales características de este tipo de episodios (figura 4.19).

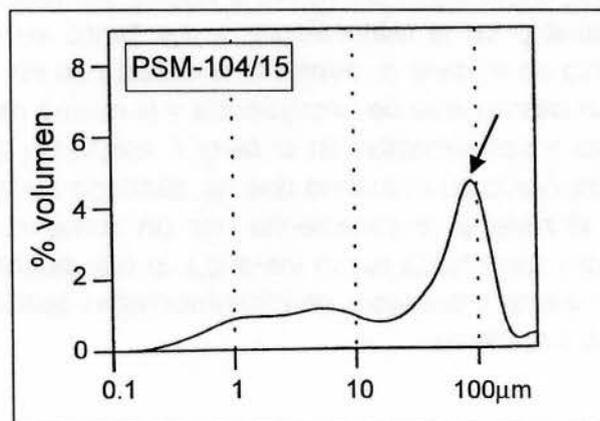


Figura 4.19. Diagrama volumétrico diferencial de muestras PSM-104. El carácter bimodal con fuerte entrada de material grueso (limos de grano muy grueso y arenas) es característico de episodios de tormenta.

4.6.1.3. Análisis de Magnetismo Ambiental

Se han realizado medidas de diversos parámetros de magnetismo ambiental (respuesta de un material a un rango de campos magnéticos artificial que se aplican para determinar el carácter magnético de una muestra determinada) para poder determinar diversos cambios observados en los sedimentos estudiados.

Los parámetros medidos han sido: χ (Susceptibilidad Magnética de baja y alta frecuencia, I_f y h_f), ARM (Magnetización Anistérica Remanente), χ_{arm} (Susceptibilidad Anistérica), HIRM ("Hard" Magnetización Isothermal Remanente), y SIRM (Magnetización Isothermal Remanente por Saturación), así como la relación entre varios de estos parámetros (figura 4.20).

Se han podido identificar los mismos niveles que con los análisis granulométricos, siendo lo más destacable lo siguiente: el *nivel a* puede ser claramente subdividido en los niveles ya observados con la granulometría, a_1 y a_2 , si bien las diferencias en sus propiedades magnéticas, sobre todo en HIRM, relacionado con la mineralogía magnética, indican un cambio en el área de aporte de sedimentos, clave a la hora de interpretar la evolución del estuario, ya que la diferenciación granulométrica no nos aportaba gran información.

El drástico cambio observado en algunos parámetros en la base del *nivel b* es debido a la presencia de los niveles de turba, donde procesos diagenéticos sinsedimentarios alteran las propiedades magnéticas de los minerales. Durante todo este nivel, la homogeneidad de la mineralogía magnética (HIRM) muestra que no hay alteraciones en la procedencia de los sedimentos, si bien los cambios observados hacia cerca de -20 m. (*nivel b₂*) indican variaciones en la dinámica del medio. La estabilidad mineralógica se puede continuar durante el *nivel c*, donde sólo el cambio a base de parámetros relacionados con el tamaño de partícula magnética ($\chi_{arm}/SIRM$; $SIRM/ARM$) nos vuelve a indicar los niveles de tormenta ya mencionados. Un cambio en la mineralogía, y por tanto en la procedencia del sedimento, se observa en el *nivel d*, donde la similitud con los valores del *nivel a₁*, nos hace pensar en el mismo área de procedencia y el mismo medio (fluvial), como habíamos constatado anteriormente. En el *nivel f* existe un anómalo aporte de sedimentos finos observado en el mismo que ha quedado reflejado en la mayoría de los parámetros. El *nivel g* se caracteriza por un aumento de los materiales ferromagnéticos sobre todo hacia techo (*nivel g₂*), lo que puede estar relacionado por la formación de suelos y procesos de hidromorfismo ligados a la colmatación del estuario y su paso a marisma.

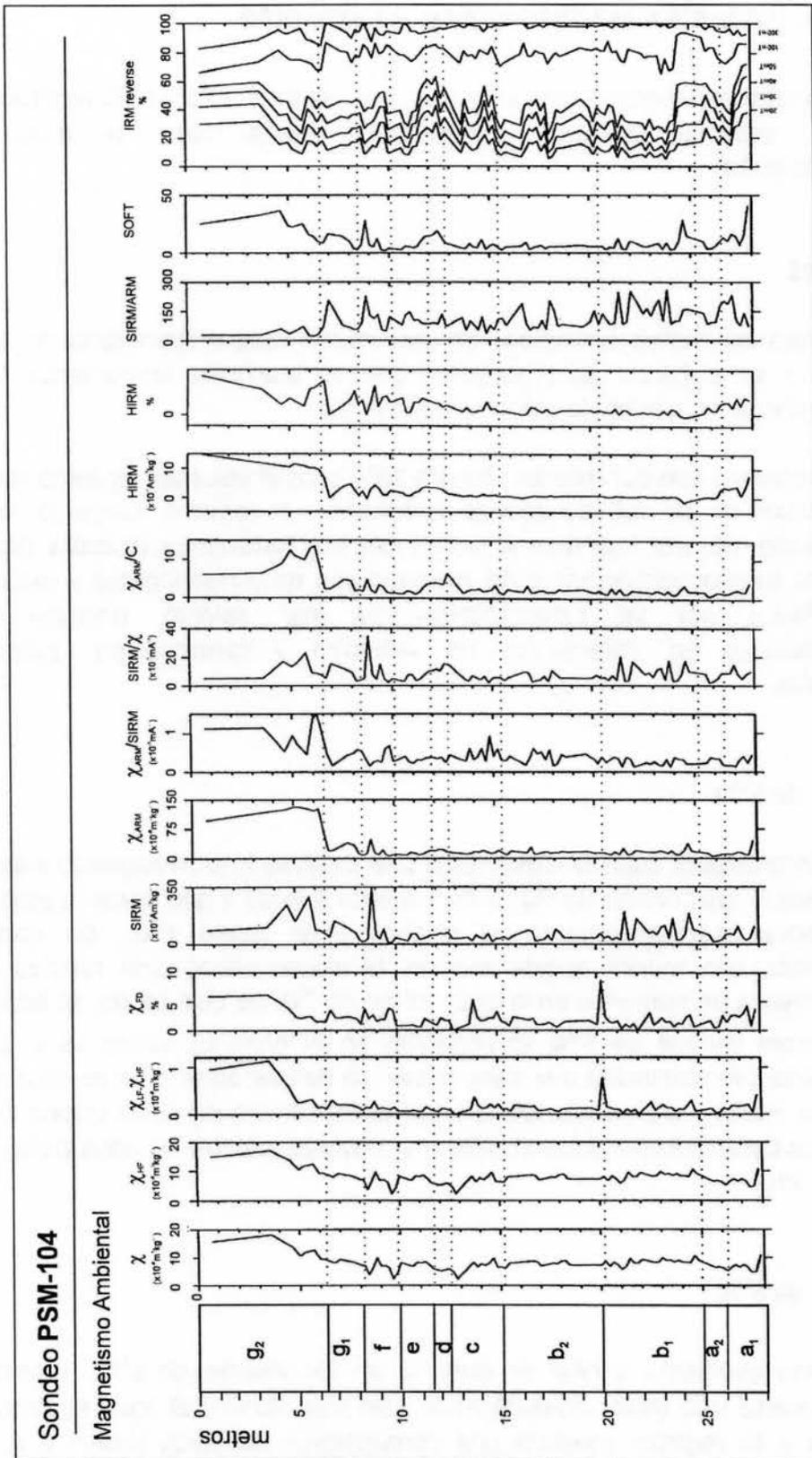


Figura 4.20. Características magnéticas de los sedimentos del sondeo PSM-104 (Puerto de Santa María, Cádiz).

4.6.1.4. Análisis Paleontológico e Isotópico

Análisis paleontológicos y de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) realizados sobre diversas especies aportan información básica para la interpretación paleoambiental.

ISÓTOPOS

Para los análisis isotópicos se prepararon cuatro ejemplares de *Ammonia beccarii* y se trataron para asegurar que se analizaba únicamente la calcita procedente de la concha de estos foraminíferos.

Debido a que durante los últimos 9000 años el volumen de hielo acumulado en los polos no ha sufrido apenas variaciones, el registro isotópico va a estar influenciado más por fenómenos locales que por fenómenos globales. Esto, unido a que los medios estuarinos y de marisma son muy restringidos y están menos influenciados por las características de mar abierto, permite que las modificaciones en parámetros de salinidad y temperatura queden bien registradas.

Valores de $\delta^{18}\text{O}$

En principio, cuando mayor es la tasa de evaporación respecto a aportes de agua dulce la proporción de ^{18}O se incrementa debido a que durante este proceso se evapora preferentemente el isótopo más ligero (^{16}O). En condiciones restringidas, con menor aporte marino, la mayor proporción relativa de agua dulce provoca un aumento en la proporción de ^{16}O . De este modo, se observa que los mayores valores de $\delta^{18}\text{O}$ se registran en el nivel b_2 , entre 15 y 20 m. de profundidad, lo que indica una clara influencia de mar abierto en el estuario. Por el contrario, hacia muro y hacia techo estos valores decrecen hacia valores negativos indicando condiciones más restringidas y mayores aportes de agua dulce fluviales (figura 4.21).

Valores de $\delta^{13}\text{C}$

Una evolución similar se observa en los valores de $\delta^{13}\text{C}$. Generalmente, cuando existe una mejor comunicación con mar abierto el agua se renueva con facilidad y su registro muestra una composición isotópica similar a la de mar abierto, mientras que cuando el medio se restringe, el tiempo de residencia del agua aumenta y se produce un enriquecimiento en ^{12}C , lo que se suma a la composición isotópica negativa que presenta el aporte de agua dulce fluvial. Se

observa que es también en el nivel b_2 cuando aparecen los valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$, indicando una mayor influencia marina. Del mismo modo, este valor decrece hacia techo y hacia muro debido a los factores comentados en el caso anterior (figura 4.21).

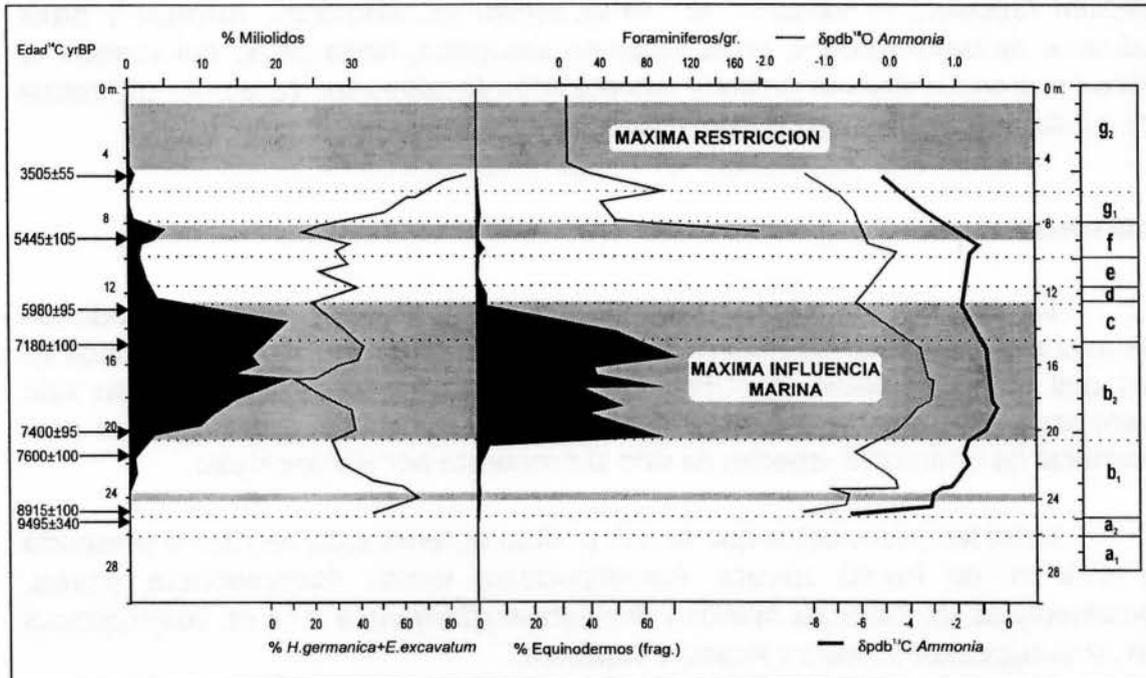


Figura 4.21. Micropaleontología y valores isotópicos en los sedimentos del sondeo PSM-104 (Puerto de Santa María, Cádiz) (modificado de Goy *et al.*, 1996; y Dabrio *et al.*, en prensa).

ANÁLISIS PALEONTOLÓGICO

Los niveles a_0 a_1 no presentan datos. En el nivel a_2 hay presencia de fragmentos de Escafopodos y Balanidos. En el nivel b , a base se observa una alta fragmentación y abrasión, lo que indica una mayor dinámica del medio y aloctonía, al igual que en el tránsito b_1/b_2 . Hay presencia de *Cardium* y Rissoidos con muy baja presencia de Equinoideos y Miliolidos y baja en espículas de esponjas, hasta 20 m. de profundidad (b_1). A partir de 20 m. (b_2) la presencia de los mismos incrementa drásticamente con un aumento también de la diversidad en el nivel b_2 . En el nivel d los Equinoideos desaparecen, los Miliolidos casi desaparecen y las espículas de esponjas (ssp) disminuyen siendo estos cambios drásticos. En el nivel f no se observan cambios importantes y la fauna se mantiene igual que nivel d . En el nivel g la presencia de Equinoideos y Miliolidos se hace mínima. Estos datos muestran que el nivel b se comporta como un ambiente marino franco, si bien la base (b_1), con una alta fragmentación y abrasión, indica una mayor dinámica del medio, probablemente debido a que puede corresponder con una subida rápida

del nivel del mar. Una situación más estable en el nivel superior (b_2) favorece un aumento de la diversidad, asociado probablemente a unas condiciones de *still-stand* o estabilización durante el máximo transgresivo (figura 4.21).

Dabrio *et al.* (1995a, 1995b) citan, en lo que hemos definido como nivel b y nivel c, presencia de *Cardium edule*, *Plagiocardium cf. papillosum*, *Corbula gibba*, *Bittium reticulatum*, *Nassarius sp.*, *Parvicardium sp.*, Rissoacea, Turridae y otros géneros de gasterópodos. En la siguiente secuencia, hasta techo del sondeo, la fauna que encuentran es similar y aparece además *Ostrea sp.*, *Turbonilla sp.*, *Tellina cf. nitida*, *Lutraria sp.*, Pectiniidae y *Rissoa sp.*

DIATOMEAS

Lamentablemente la presencia de diatomeas en los sedimentos estudiados es muy baja, apareciendo mínimos fragmentos y restos disueltos. En los casos en los que ha sido posible identificar especies, las cantidades contadas han sido mínimas y no permiten hacer un estudio fiable. La nomenclatura utilizada para nombrar las diferentes especies ha sido la propuesta por Hartley (1986).

Entre los pocos datos que se han podido obtener cabe resaltar la presencia a -15,8 m. de *Paralia sulcata*, *Pseudopodosira westii*, *Psammodiscus nitidus*, *Coscinodiscus sp.*, *Navicula hyalina* y *Triceratium alternans*; a -17,4 m. *Coscinodiscus sp.*, *Pseudopodosira westii* y *Podosira stelligera*.

De muro a techo sólo aparecen esporádicamente fragmentos y restos parcialmente disueltos no identificables. La presencia de estas especies sirve para confirmar que esos sedimentos se formaron en condiciones marinas y marino-estuarinas (*marine brackish*) (Vos y de Wolf, 1993).

4.6.1.5. Evolución Ambiental

La figura 4.22 muestra una síntesis de las características litológicas, granulométricas, magnéticas, paleontológicas e isotópicas de los sedimentos del sondeo PSM-104. Los datos, junto con información procedente de nuevos sondeos (Dabrio *et al.*, en prensa), van a permitir realizar una reconstrucción ambiental del estuario del Guadalete durante el Pleistoceno superior-Holoceno.

En relación a los datos del sondeo PSM-104, se puede concluir que:

Las unidades a_0 y a_1 observadas en el sondeo PSM-104 se corresponden claramente con depósitos fluviales del Pleistoceno superior depositados, al menos, hasta el inicio de la transgresión post-glacial. Estos depósitos son observados en la

mayoría de los sondeos hasta una profundidad de al menos 40 m. (máxima profundidad alcanzada en los sondeos).



Figura 4.22. Síntesis de las características litológicas, granulométricas, magnéticas, paleontológicas e isotópicas de los sedimentos del sondeo PSM-104. Relación con los sistemas de flechas litorales.

Estudios de numerosos modelos deposicionales muestran que este tipo de sedimentos fueron depositados en condiciones del nivel del mar más bajo que el actual, favoreciéndose su deposición en el momento en que el nivel del mar estaba en su nivel más bajo (ca.20000-18000 yrBP, profundidad mayor de 100 m.) cuando la línea de costa se localizaba en la actual línea de ruptura de plataforma. Según la línea de costa migraba hacia el mar se produjo un ajuste de los niveles de base fluviales con deposición de gravas y arenas fluviales y arcillas de inundación (Kraft, 1971; Posamentier y Vail, 1988). Warne y Stanley (1995) señalan que, en este tipo de unidades sedimentarias, aparece a techo una discordancia erosiva resultado de la exposición subaerea durante el estado de bajo nivel del mar. En nuestro caso, esta superficie erosiva e incisión esta también representada a techo de este nivel. En los sondeos realizados en las Marismas del Odiel (ver apartado 4.6.3.) se han datado depósitos fluviales previos a dicha superficie erosiva, correlacionables con estos, entre ca.30000-25000 yrBP (Dabrio *et al.*, en prensa) y que claramente continúan depositándose hasta una edad más reciente, dado que quedan unas unidades fluviales sin datar por encima de estos depósitos.

El nivel a₂, representado en el sondeo PSM-104 por un nivel de arenas de diferente procedencia que las anteriores (en base a los análisis magnéticos), puede ser interpretado como arenas y limos de *nearshore* correspondientes a una secuencia transgresiva. El mismo se deposita como resultado de una rápida subida del nivel del mar entre ca.16000 yrBP y 9000 yrBP (Fairbanks, 1989) con rápida migración de la línea de costa hacia tierra y depósito de arenas marinas someras (Curry *et al.*, 1969; Roy y Crawford, 1981; Roy *et al.*, 1994; Stanley y Warne, 1994; Warne y Stanley, 1995; Kraft y Chrzastowski, 1985).

La unidad b₁, caracterizada por presentar a base un depósito de turbas en el sondeo PSM-104 (o niveles orgánicos y abundancia de restos vegetales en PSM-105, PSM-106, PSM-107, PSM-108 y PSM-109), marca una deceleración en la tasa de subida del nivel del mar que, en este área, tiene lugar entre ca.9600 yrBP y 8900 yrBP (Dabrio *et al.*, 1995a; 1995b). Este episodio ha sido observado en numerosas áreas a ca.9000 yrBP y caracteriza el inicio de la formación de sistemas deltáicos y otros sistemas deposicionales de borde de cuenca en numerosas localidades (Stanley y Warne, 1994; Warne y Stanley, 1995). Nuevos datos del Golfo de México (Schroeder *et al.*, 1995) indican que existe una disminución de la tasa del nivel del mar entre ca.9800-9000 yrBP, posterior a la cual se observa un pequeño incremento de la tasa de subida del nivel del mar, coincidiendo con lo observado en nuestros datos. De todos modos, la tasa de elevación del nivel del mar fue suficiente como para permitir una continua migración de la línea de costa hacia tierra, aumentando la extensión de los estuarios, hasta ca.6800-6500 yrBP, representado por la fauna que indica un ambiente marino correspondiente a estuario abierto. Estos depósitos marcan una alta parada del nivel del mar con predominio de procesos de agradación (Goy *et al.*, 1995) y el momento de máxima extensión de los estuarios, si bien no corresponden al máximo nivel del mar holoceno, ya que entre 15 y 12 m. de profundidad se encuentran restos de fauna

en posición de vida que marcan la posición del nivel del mar en esa edad a esas profundidades. Esto está mejor representado en el siguiente nivel (*nivel c*) en el que los depósitos marcan una evolución hacia llanura mareal entre ca.6500-6000 yrBP y los datos paleontológicos indican que el nivel del mar era cercano a esa profundidad (~12 m.) en esos momentos. Otros autores encuentran datos parecidos en el delta del Nilo (Stanley y Warne, 1993) y en otras secuencias holocenas localizadas en áreas subsidentes (Warne y Stanley, 1995).

Este nivel (*nivel c*) puede marcar una estabilización del nivel del mar o el inicio de una pequeña bajada, como parece confirmar el *nivel d*, correspondiente a un depósito de arenas fluviales, en el que desaparece la fauna y la drástica disminución de $\delta^{13}\text{C}$ indica un aporte de agua dulce. Este nivel, de corta duración (ca.6000-5800 yrBP) está seguido de los niveles *e* y *f* que marcan una evolución del estuario hacia delta (Dabrio *et al.*, 1995a, 1995b; Goy *et al.*, 1995), si bien continúa una subida del nivel del mar que Warne y Stanley (1995) determinan que continúa hasta ca.4000 yrBP, aunque en nuestro área parece terminar ca.4500-4200 yrBP, momento a partir del cual se desarrollan los sistemas de flechas litorales.

El *nivel g* marca el inicio de la colmatación de los estuarios, con incremento de finos y pérdida de arenas, que quedan atrapadas en los sistemas de flechas que actúan como trampa de las mismas. Dentro de este el *nivel g₁* parece marcar el máximo transgresivo a ca.5000-4500 yrBP, caracterizado por un aumento en la diversidad faunística. El *nivel g₂*, tanto por las características de los sedimentos que rellenan el estuario (con predominio de procesos de progradación, Goy *et al.*, 1995), como por la relación con el sistema de flechas que termina cerrando el estuario, marca un período de estabilización del nivel del mar o suave bajada (Roy *et al.*, 1994), o al menos que la tasa de aporte sedimentario ha superado la tasa de subida del nivel del mar favoreciendo la progradación de los sistemas de flechas litorales en nuestro caso, y progradación de sistemas deltáicos en numerosas áreas (Warne y Stanley, 1995).

Además del estudio detallado del sondeo PSM-104, como se ha informado, se ha contado con otros sondeos realizados por GEOCISA en los que se ha realizado una columna de síntesis y diversas dataciones ^{14}C a fin de poder correlacionarlas entre sí. La interpretación realizada de dichos sondeos, y la evolución del Estuario del Guadalete durante el Pleistoceno superior-Holoceno ha quedado representada en la figura 4.23, observándose que la base de la mayoría de los sondeos corresponde a depósitos de gravas y arenas fluviales que, como se ha dicho, según las dataciones realizadas en las Marismas del Odiel, se habrían depositados, al menos, desde ca.30000-25000 yrBP (Dabrio *et al.*, en prensa) y que claramente continúan depositándose hasta una edad más reciente (hasta ca.16000 yrBP), dado que quedan unas unidades fluviales sin datar por encima de estos depósitos.

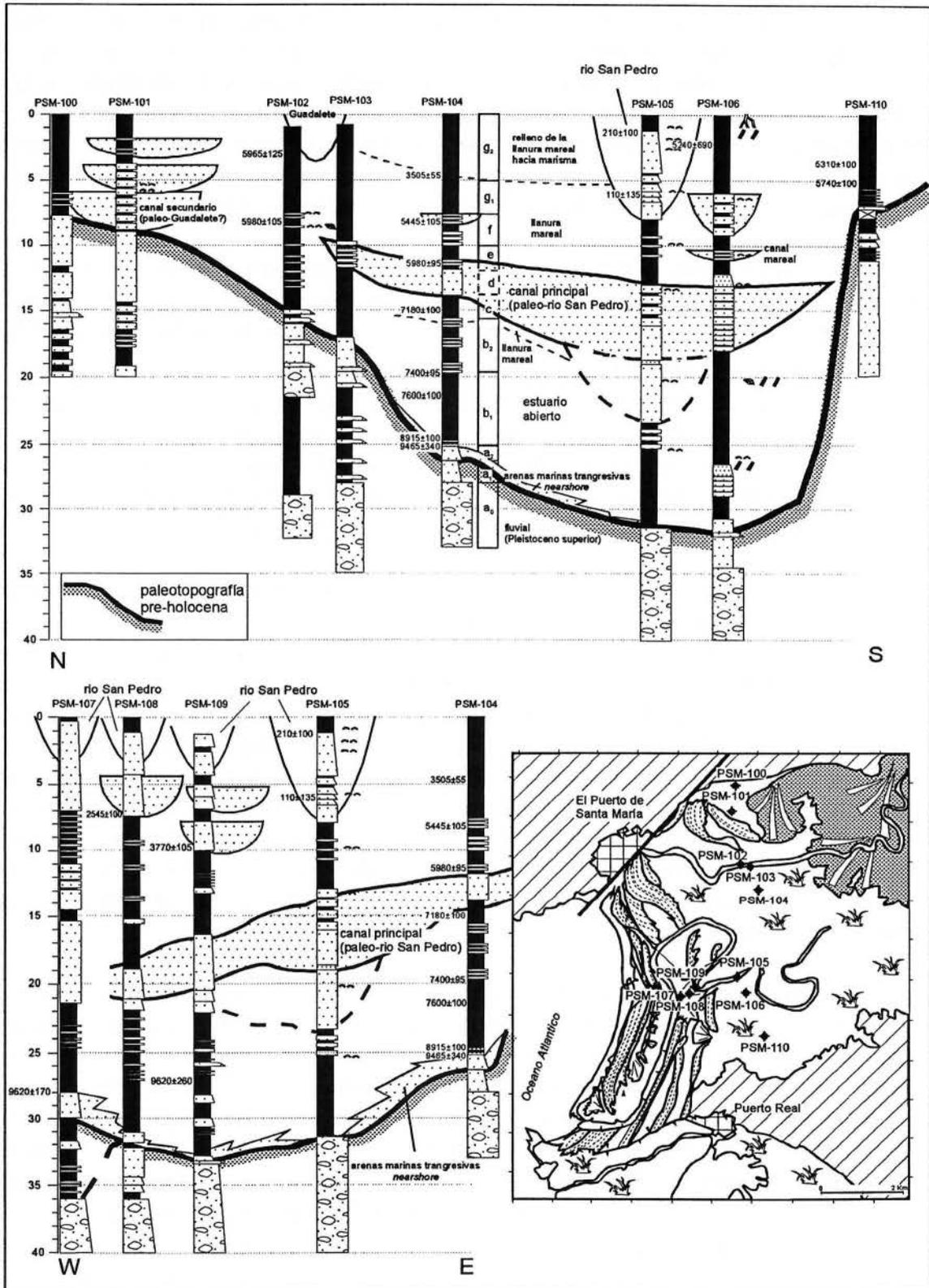


Figura 4.23. Columnas litológicas de síntesis de los sondeos realizados en el Puerto de Santa María (Cádiz) e interpretación paleoambiental del Estuario del Guadalete durante el Pleistoceno superior-Holoceno (modificado de Dabrio *et al.*, en prensa).

El techo de ese nivel está disectado por una superficie erosiva resultado de la incisión fluvial que se produce en este momento, marcando la morfología del paleovalle resultante donde se instalará el estuario formado a partir de la trasgresión post-glacial (Dabrio *et al.*, en prensa). En relación a los depósitos inferiores y superiores, dicha superficie erosiva podría datarse entre ca.16000-14000 yrBP e incluso más joven. Por encima empiezan a depositarse los primeros sedimentos con influencia marina, correspondiendo a arenas bioclasticas de grano fino, que solo aparece en alguno de los sondeos, y que han sido interpretado como una unidad de transición entre los depósitos fluviales anteriores y los depósitos estuarinos holocenos (Dabrio *et al.*, en prensa), y, concretando más, correspondería con los depósitos marinos transgresivos correspondientes a *nearshore*. Los depósitos estuarinos suprayacentes responden a la agradación vertical de sedimentos que rellenan progresivamente el estuario, aproximando la base del mismo al nivel del mar según evoluciona de medio submareal a intermareal y supramareal, reduciéndose progresivamente la conexión con mar abierto. Finos niveles de material grosero y restos de conchas observados entre -19 y -14 m. han sido interpretados como episodios de tormentas generados en el momento en que la extensión de los estuarios fue máxima (ca.7400-7100 yrBP, Dabrio *et al.*, en prensa), si bien, como se ha indicado, este periodo parece haberse extendido hasta ca.6800-6500 yrBP. Según el estuario se rellena de sedimentos finos y depósitos de canal, el prisma mareal disminuye, lo que implica que la efectividad del oleaje y el transporte de arena en el fondo se incrementa, favoreciéndose el crecimiento vertical y el desarrollo de islas barrera y flechas (Dabrio *et al.*, en prensa).

De este modo, el modelo evolutivo del estuario del Guadalete durante el Pleistoceno superior y Holoceno sería el siguiente (figuras 4.24 y 4.25):

La unidad compuesta por los niveles a_0 y a_1 representa un *Lowstand System Tract* (LST), acumulado cuando la línea de costa estaba cercana al talud continental actual y desarrollado hasta ca.16000 yrBP (Warne y Stanley, 1995), si bien en este área ha sido fijado hasta ca.14000 yrBP (Hernández Molina *et al.*, 1994). A techo de este nivel se observa una superficie erosiva debida al encajamiento e incisión fluvial producido en este momento, la cual nos marca la paleotopografía del valle sobre el que se instala el estuario holoceno.

El nivel a_2 , constituido por arenas marinas de *nearshore*, representa un *Transgressive System Tract* (TST), desarrollado a nivel general entre ca.16000 y 9000 yrBP (Warne y Stanley, 1995) y en nuestro caso entre ca.14000 yrBP y ca.9600 yrBP, si bien en el área del estuario que se ha observado, solo se encontrarían los sedimentos más recientes, debido a la tendencia de los depósitos transgresivos a ser más jóvenes según progradan en dirección a tierra (Törnqvist, 1993).

El siguiente ciclo, constituido por las unidades b, c, e, f y la parte inferior de la unidad g, constituye dos nuevos *Transgressive System Tract* (TST) separados por

una pequeña regresión (nivel d, ca.6000-5800 yrBP) y que continúan hasta ca.4500-4200 yrBP. A nivel general ha sido observado como un único TST que finaliza ca.4000 yrBP (Warne y Stanley, 1995).

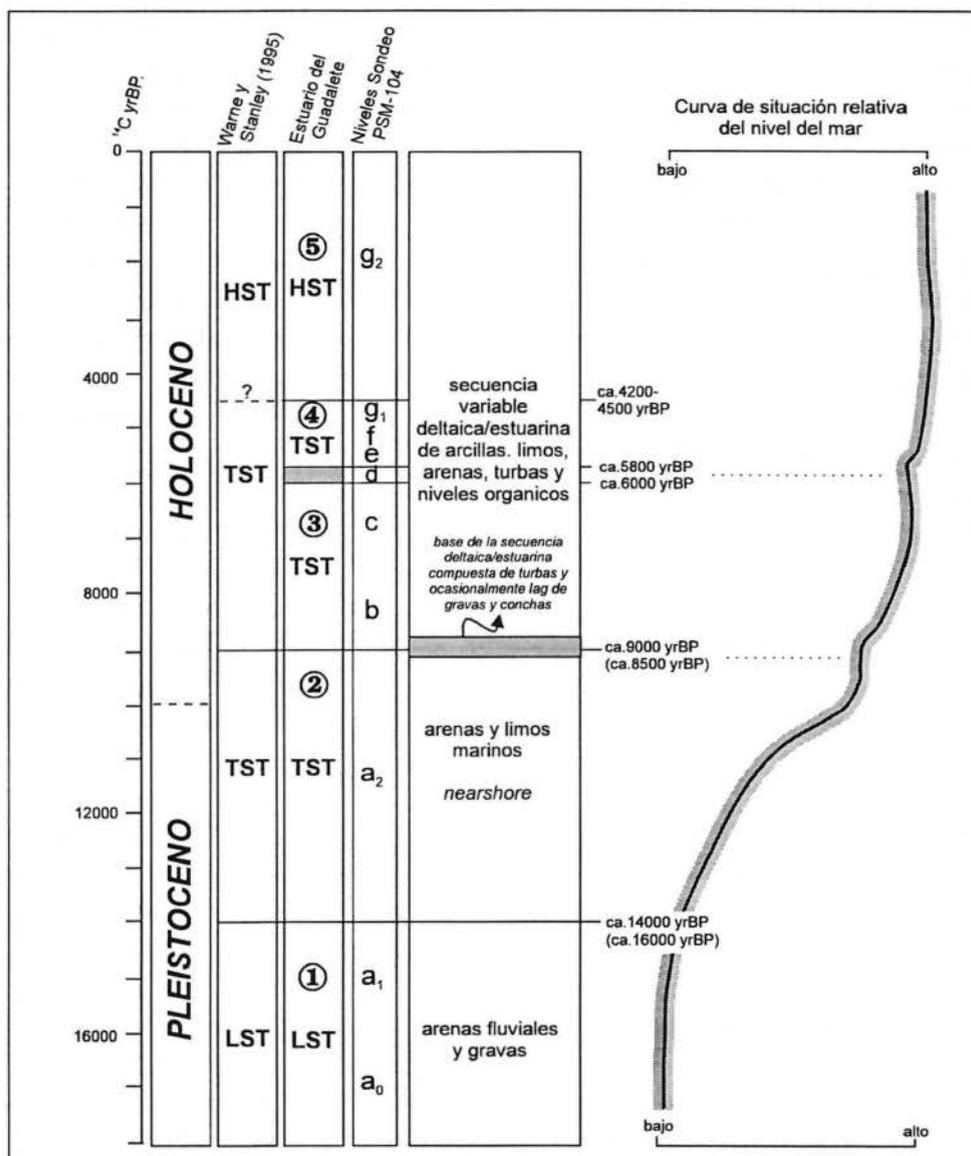


Figura 4.24. Evolución y diferentes *systems tract* reconocidos en la secuencia del Pleistoceno superior y Holoceno del estuario del Guadalete (basado en Warne y Stanley, 1995). Entre paréntesis se indican las fechas registradas por estos autores en sus estudios.

La unidad superior, caracterizada por la progradación de los sistemas mofosedimentarios costeros, se identifica como un *Highstand System Tract* (HST).

Esta secuencia del Pleistoceno superior-Holoceno, constituida por *Lowstand*, *Transgressive* y *Highstand System Tracts*, ha sido identificada en

numerosas localidades y constituye una secuencia Tipo 1 (Van Wagoner *et al.*, 1988; Warne y Stanley, 1993), pudiéndose considerar como de ciclo de 5^o orden (Vail *et al.*, 1991).

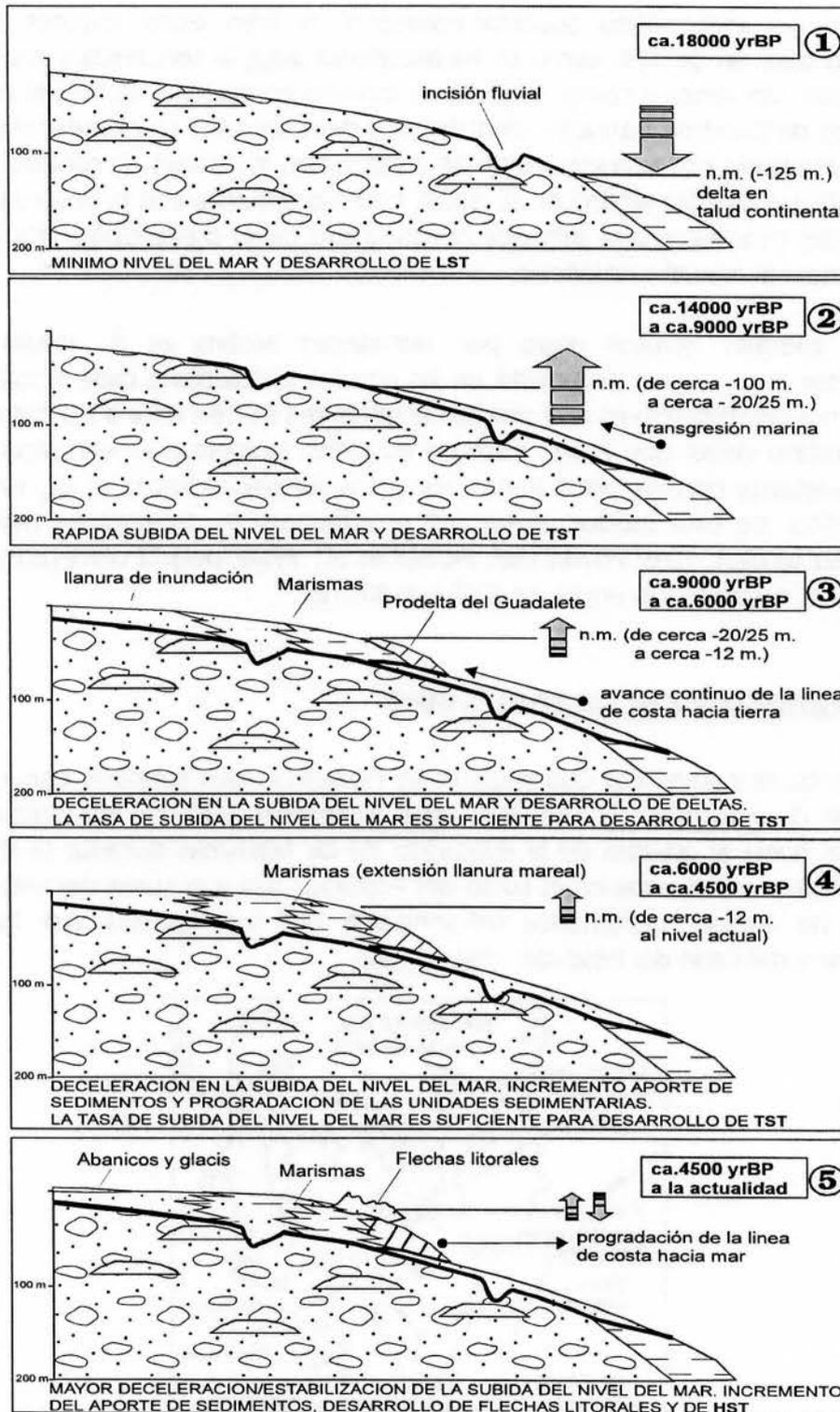


Figura 4.25. Modelo de evolución de la secuencia del Pleistoceno superior y Holoceno del estuario del Guadalete (basado en Stanley y Warne, 1993; Warne y Stanley, 1995).

En base al análisis de estratigrafía secuencial de diferentes plataformas continentales del Mediterráneo y Atlántico peninsular (Hernández Molina, 1993; Hernández Molina *et al.*, 1994) se ha propuesto la misma secuencia para los materiales del Pleistoceno superior-Holoceno, si bien estos autores también concluyen que, en detalle, como se ha estudiado aquí, la secuencia y los *systems tract* no son tan simples como propone el modelo conceptual de Vail *et al.* (1991). En el Golfo de Cádiz no han sido identificados depósitos LST en plataforma, si bien está representado por una superficie de erosión con incisiones de canales fluviales (IGME, 1973; Hernández Molina *et al.*, 1994), correspondiente con la observada en el estuario del Guadalquivir que provoca el modelado de la paleotopografía sobre la que se instala el estuario holoceno.

El modelo general dado por Hernández Molina *et al.* (1994) difiere ligeramente con nuestra propuesta en las edades atribuidas a cada *system tract*. Quizá lo más significativo es que marcan el inicio del HST en base a los datos dados por Hoffmann (1988) que fija el máximo eustático holoceno en este área a 6000 yrBP, consistente con los datos dados por otros autores (Somoza *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, 1994c). De este modo, la unidad progradante P_4 definida en plataforma (Hernández Molina, 1993; Hernández Molina *et al.*, 1994), podría corresponder con el tercer TST desarrollado entre ca.5800 y 4500 yrBP.

4.6.2. MARISMAS DEL GUADALQUIVIR

En las Marismas del Guadalquivir se realizaron dos sondeos con máquina EIJEKAMP de percusión y con *Rusa* que alcanzaron 7,60 m. de profundidad, enfocados hacia el estudio de la evolución de las Marismas durante el Holoceno superior. Están localizados en el Lucio del Pescador (LP) y el Lucio del Lobo (LL). El primero ha estado claramente influenciado por los aportes del Caño del Guadamar y del Caño del Pescador (figura 4.26).



Figura 4.26. Localización de los sondeos Lucio del Pescador (LP) y Lucio del Lobo (LL).

4.6.2.1. Columna sedimentológica y Análisis granulométrico

LUCIO DEL PESCADOR

En base a la columna sedimentológica y a los análisis granulométricos realizados en este sondeo se han diferenciado las siguientes unidades, de muro a techo (figura 4.27):

- *nivel a.* Arcillas con finos niveles de fragmentos de conchas de bivalvos y foraminíferos. Se detecta un nivel de *reduction spots*. Un nivel (a_1) está caracterizado por un aumento de material grosero, quedando bien representado en los parámetros *Skewness*, *Kurtosis* y Selección, que se desvían de la tendencia general. Esto está representado en el gráfico volumétrico de la muestra LP-67, mostrando una curva bimodal. Es debido, tanto a los *reduction spots* que pueden reflejarse como partículas groseras, como a la presencia de niveles de fragmentos de conchas.
- *nivel b.* Alternancia de paquetes centrimétricos de limos y arcillas homogéneas. A base se observan lentejones de limos y arenas de grano fino. Estos son observables en el incremento del porcentaje en volumen de limos de grano grueso y reducción de arcillas.
- *nivel c.* Arenas de grano muy fino. Un pequeño incremento en el parámetro moda/mediana y en la Selección muestra una mejor clasificación en el medio. El aumento de tamaño de grano viene marcado por un incremento en la proporción de limos de grano medio y grano grueso-muy grueso.
- *nivel d.* Alternancia de limos y arcillas con laminación horizontal. A techo pasa a limos oscuros con laminación horizontal alternando con lentejones de arenas finas. La alternancia de niveles más groseros con niveles de grano fino está bien representada en la alternancia de valores de los parámetros media, mediana y moda, así como en la representación de los porcentajes volumétricos. Igualmente, en las curvas volumétricas de cada muestra se pueden observar algunas con una tendencia bimodal con una pequeña población en los niveles groseros, marcando estos niveles (muestras LP-31, LP-32, LP-36, figura 4.28)
- *nivel e.* Arcillas con lentejones de limos y fina laminación horizontal. Nivel muy bien definido en todos los parámetros granulométricos, bastante homogéneo y con buena selección en el medio.

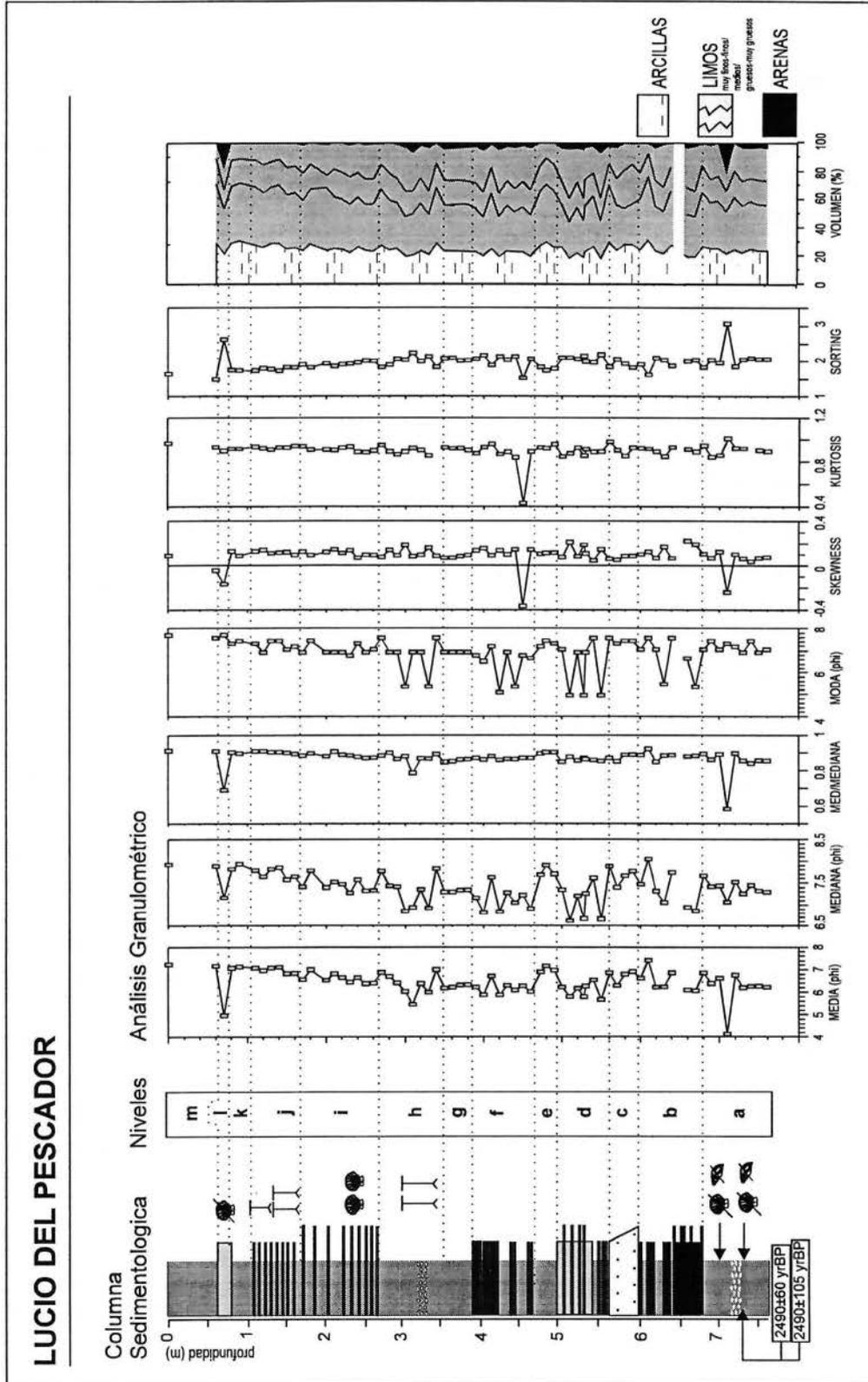


Figura 4.27. Columna de síntesis y parámetros estadísticos calculados a partir análisis granulométricos de alta resolución del sondeo Lucio del Pescador (Marismas del Guadalquivir, Huelva).

- *nivel f.* Arcillas con numerosos lentejones irregulares de limos y fina laminación horizontal. Un paquete con mayor abundancia de arcillas está representado suavemente por una disminución en el tamaño de grano (moda, mediana, media), si bien los parámetros relacionados con la selección del medio no muestran un cambio significativo. Por el contrario, un brusco cambio en los parámetros *Snewness*, *Kurtosis* y Selección en la base del nivel es observado.

- *nivel g.* Arcillas grises compactas. La homogeneidad del nivel está representada en todos los parámetros granulométricos.

Los niveles *b* al *g* constituyen una secuencia granodecreciente.

- *nivel h.* Arcillas grises caracterizadas por presentar a base niveles de *scattered reduction spots* con fina laminación paralela. Hacia techo presenta intensa bioturbación relacionada con actividad vegetal.

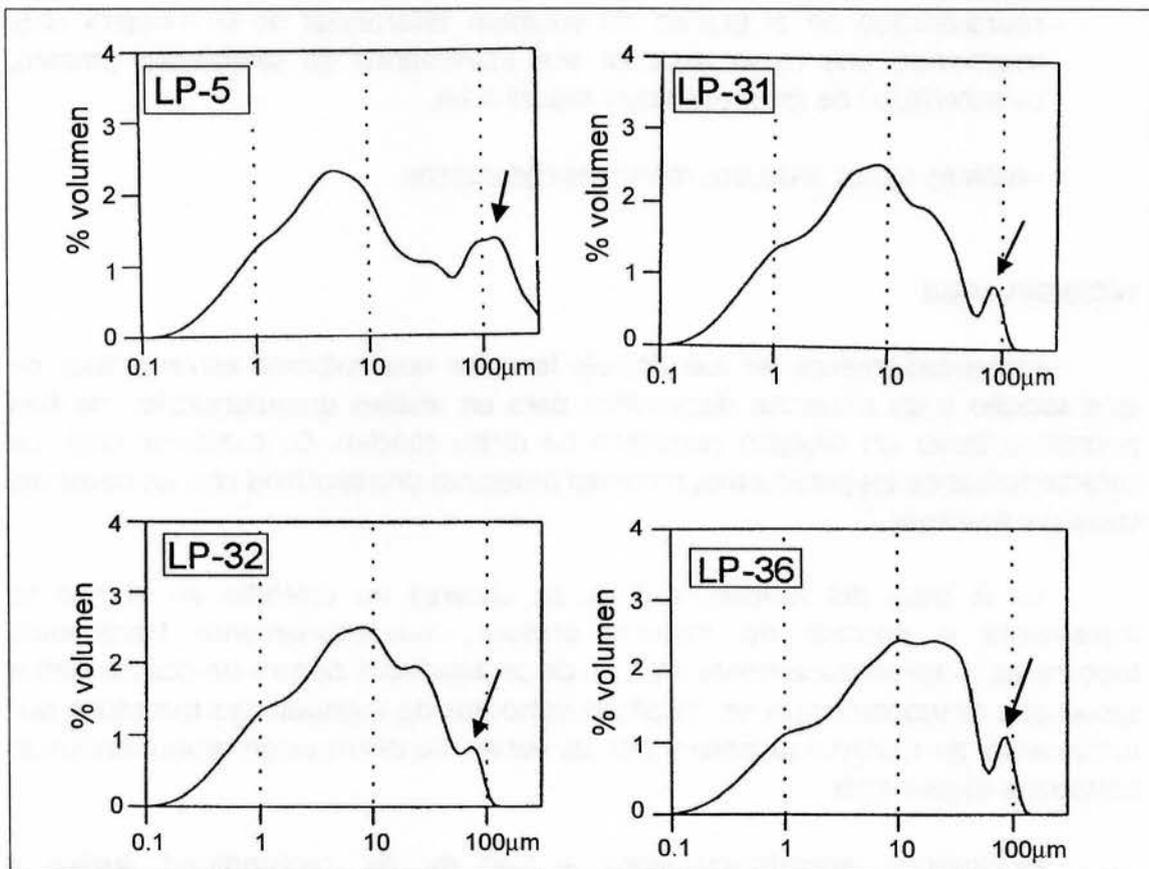


Figura 4.28. Diagrama volumétrico diferencial de las muestras LP-5, LP-31, LP-32 y LP-36. El carácter bimodal con fuerte entrada de material grueso (limos de grano muy grueso y arenas) es característico de episodios de tormenta.

- *nivel i.* Arcillas grises con niveles milimétricos de arenas de grano fino y limos, junto con restos de conchas de bivalvos. Podrían corresponder con niveles de tormenta.

- *nivel j.* Arcillas violáceas con finos lentejones de limos. Intensa bioturbación debida a vegetación y a base presenta rasgos de *pseudogley* y procesos hidromorfos, con una decoloración hacia tonos verdes.

- *nivel k.* Nivel homogéneo de arcillas marrones. Homogeneidad bien representada en los parámetros granulométricos.

- *nivel l.* Paquetes milimétricos de limos arenosos carbonáticos y restos milimétricos de conchas. Presencia de sales y óxidos de hierro. El fuerte incremento de tamaño de grano representado en moda y mediana así como en la proporción volumétrica junto con la pobre selección representada por media/mediana, *Skewness* negativo y baja Selección, marcan con seguridad un episodio de tormenta. Esto está también representado en el gráfico de volumen diferencial de la muestra LP-5, mostrando una curva bimodal con incremento de sedimento grosero, característico de estos episodios (figura 4.28).

- *nivel m.* Limos arcillosos marrones compactos.

LUCIO DEL LOBO

Lamentablemente no fue posible levantar una columna estratigráfica de este sondeo y las muestras disponibles para en análisis granulométrico no han permitido tener un registro completo de dicho sondeo. En cualquier caso, las características de los parámetros medidos muestran una similitud con los datos del Lucio del Pescador.

En la base del sondeo, a 7 m. se observa un episodio en el que se incrementa la entrada de material grosero, mayoritariamente fragmentos biogénicos. A aproximadamente 5 y 4 m. de profundidad, dentro de dos pequeñas secuencias granocrecientes se localizan episodios de inestabilidad marcados por incremento de material grosero y por las curvas de distribución granulométricas bimodales (figura 4.29).

Igualmente, aproximadamente a 1,40 m. de profundidad vuelve a localizarse un evento de entrada de material grosero mal seleccionado (Selección inferior a 2 y parámetro media/mediana alejado de 1), probablemente relacionado con períodos de tormentas.

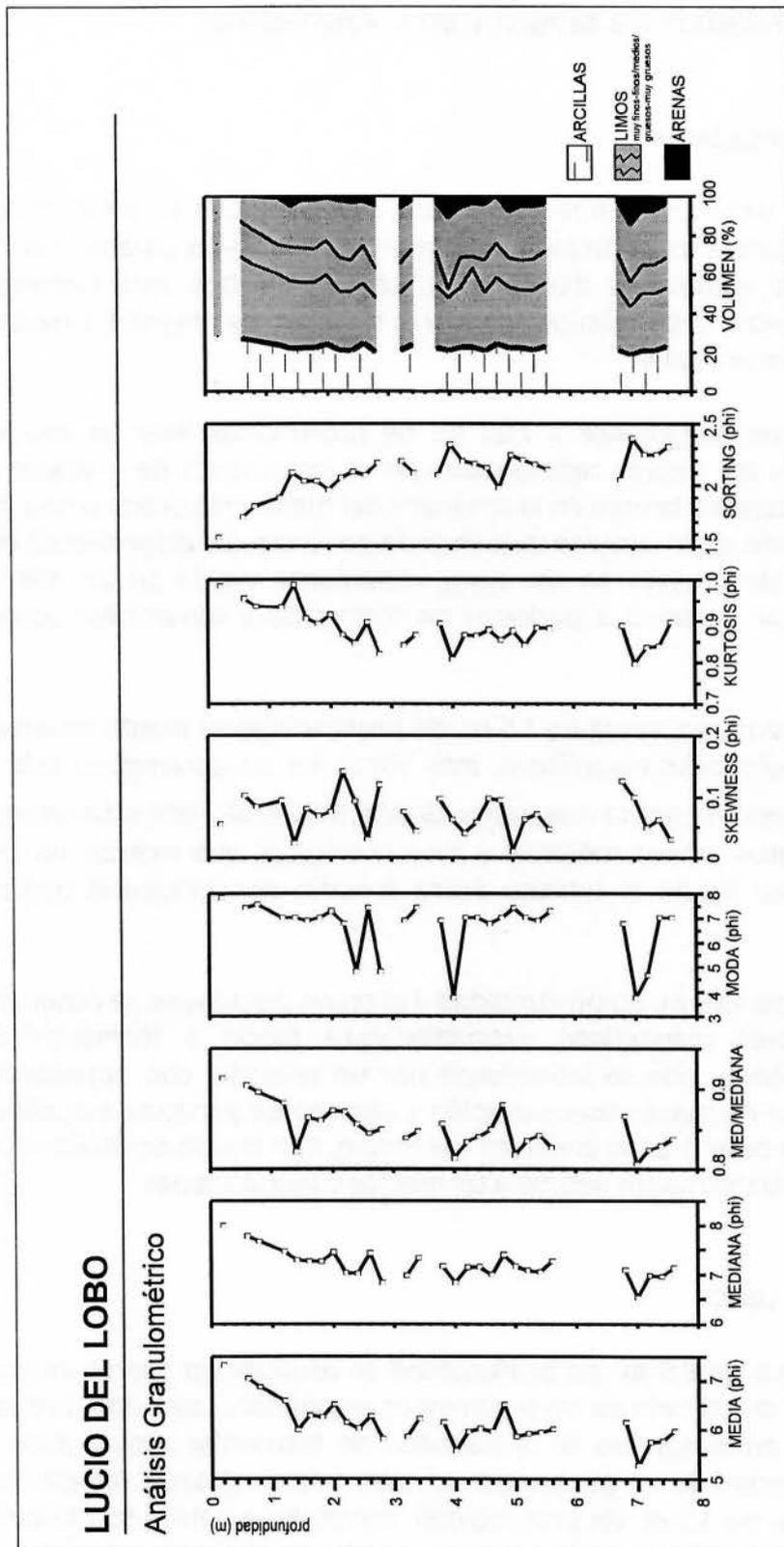


Figura 4.29. Parámetros estadísticos calculados a partir de análisis granulométricos del sondeo Lucio del Lobo (Marismas del Guadalquivir, Huelva).

4.6.2.2. Análisis de Magnetismo Ambiental

LUCIO DEL PESCADOR

Los distintos niveles diferenciados en base a las características litológicas y granulométricas han sido reconocidos en los diferentes parámetros y propiedades magnéticas estudiados (figura 4.30). Los parámetros más relacionados con la concentración, el tamaño de grano y la mineralogía magnética muestran diversos cambios remarcables.

Aproximadamente a 7,20 m. de profundidad hay un incremento de la mayoría de los valores relacionado con el incremento de material grosero, que marca un cambio brusco en la dinámica del medio y la procedencia de materiales, si bien puede estar también influenciado por procesos diagenéticos como indica la presencia de *greigita* en ese nivel, claramente visible en los IRM *reverse*. Esto parece estar asociado a períodos de tormentas y temporales ocurridos ca.2400 yrBP.

Igualmente, cerca de 3,5 m. de profundidad se puede observar un cambio en las propiedades magnéticas, más visible en los parámetros más relacionados con el tamaño de grano magnético (SIRM/ χ , SIRM/ARM, HIRM e IRM *reverse*). Coincide con los datos granulométricos y paleontológicos que marcan un cambio a esta profundidad ligado al tránsito entre estuario con influencia marina y estuario cerrado.

Entre 1,80 m. de profundidad y el techo del sondeo se observa un nivel con bajos valores magnéticos, probablemente ligado a formación de suelos e hidromorfismo, que se interrumpe por un episodio con entrada de materiales magnéticos de mayor concentración y tamaño de partícula magnética, indicando un cambio brusco en la dinámica del medio, con lavado del horizonte superior de suelos, probablemente debido a tormentas e inundaciones.

LUCIO DEL LOBO

Cerca de 6,5 m. de profundidad se produce un fuerte incremento de los valores de la mayoría de los parámetros magnéticos, asociado, probablemente, al igual que en el sondeo LP, a períodos de tormentas (figura 4.31). Una relativa homogeneidad de los parámetros (si bien existen algunas variaciones) se observa hasta cerca de 3,5 m. de profundidad, donde los cambios son lo suficientemente significativos como para indicar un cambio en el aporte de sedimentos y en la dinámica del medio, probablemente debido a la pérdida de aportes de componente litoral y al predominio de aportes fluviales, así como por la pérdida de aportes litorales groseros frente a finos.

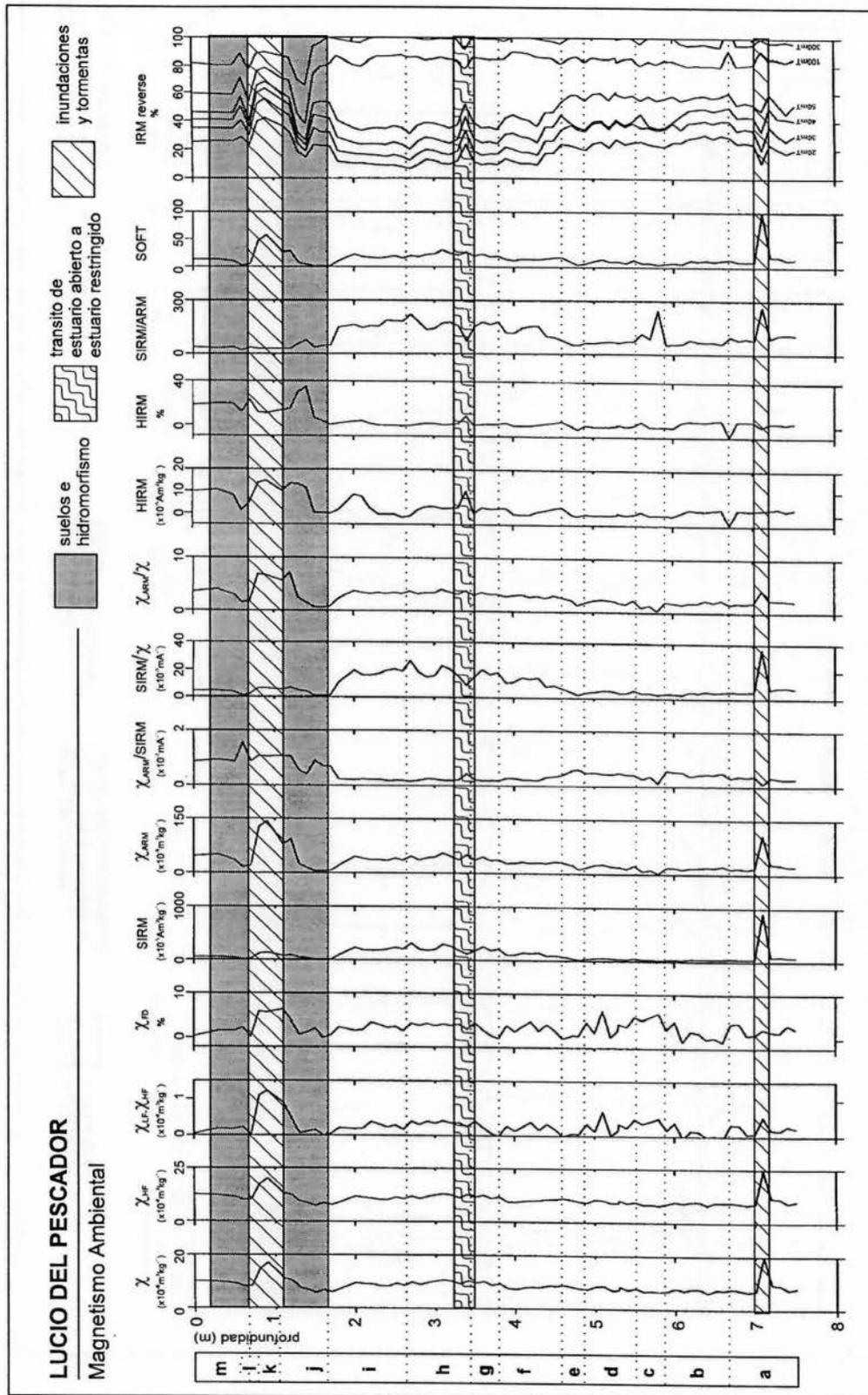


Figura 4.30. Características magnéticas de los sedimentos del sondeo Lucio del Pescador (Marismas del Guadalquivir, Huelva).

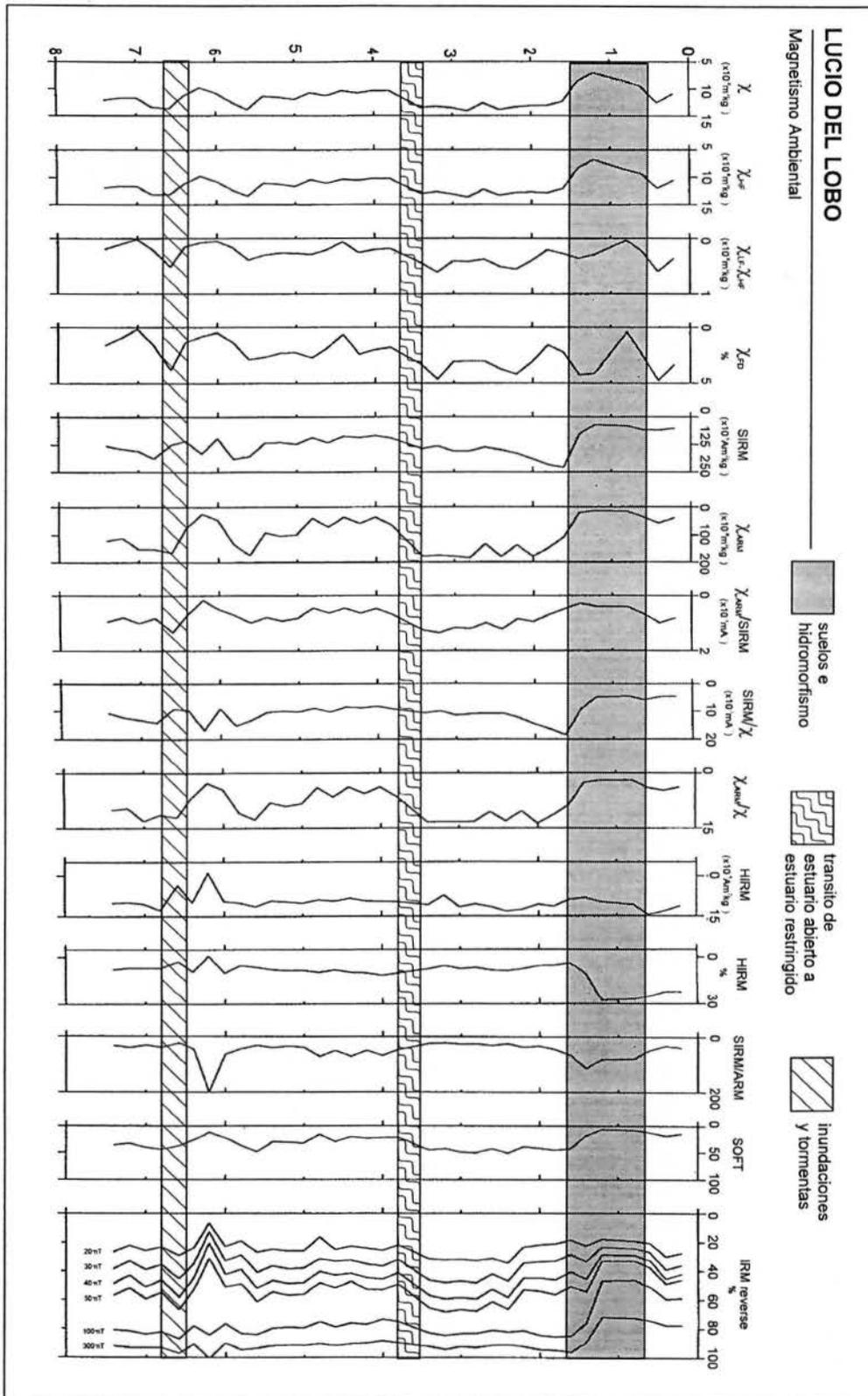


Figura 4.31. Características magnéticas de los sedimentos del sondeo Lucio del Lobo (Marismas del Guadalquivir, Huelva).

Un nuevo cambio de las propiedades magnéticas que marcan un nivel entre 1,5 y 0,5 m. de profundidad puede estar relacionado con la formación de suelos y procesos de hidromorfismo (al igual que en LP), aunque no se observa un episodio de tormenta como en el sondeo anterior, probablemente debido a que estos materiales no estaban directamente relacionados con dinámica de canal, como LP.

4.6.2.3. Análisis paleontológicos

LUCIO DEL PESCADOR

En las muestras analizadas se han encontrado restos de foraminíferos bentónicos y planctónicos, radiolarios, espículas de esponjas, carofitas, ostracodos, púas y otros restos de equinodermos, briozoos, cirripedos, bivalvos y gasterópodos, así como frecuentes restos vegetales (figura 4.32).

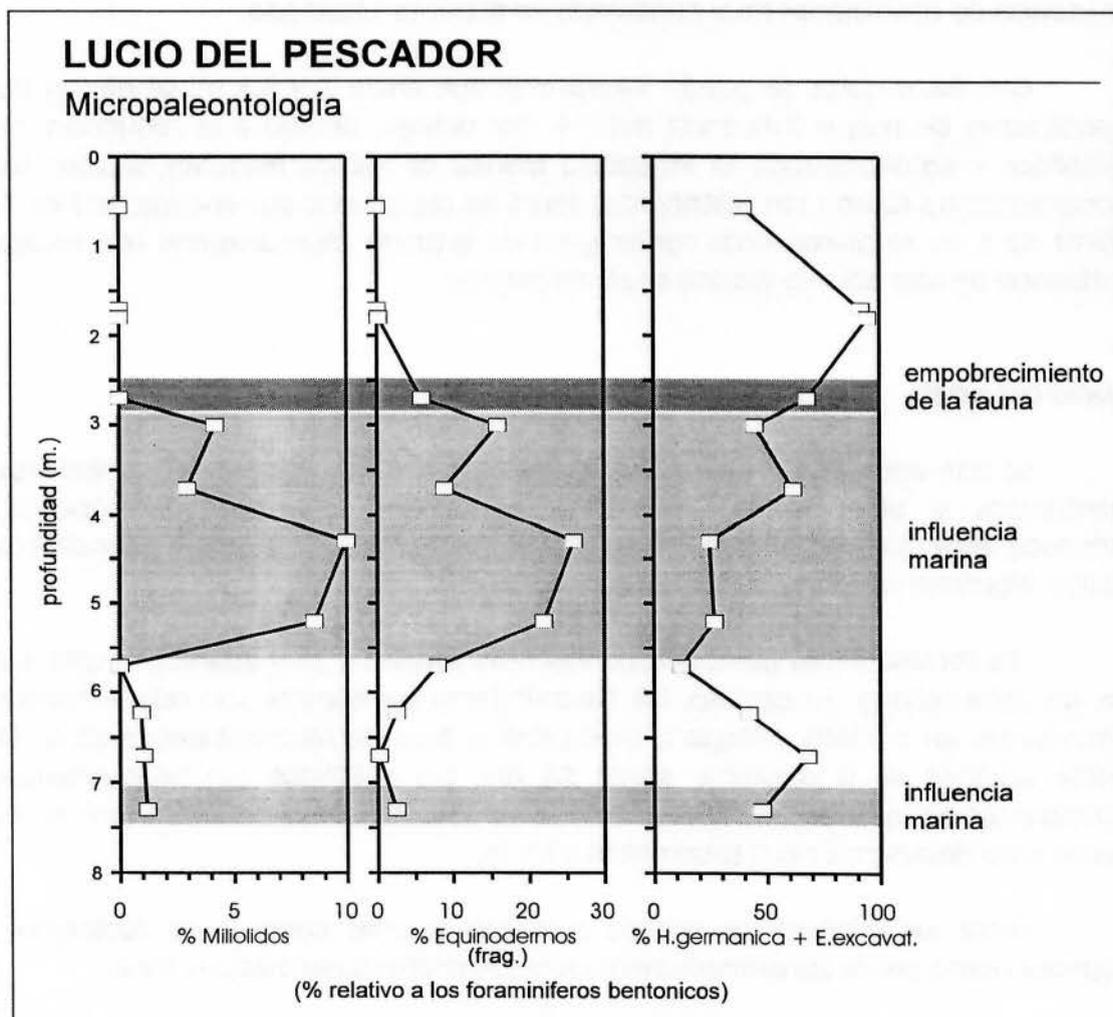


Figura 4.32. Micropaleontología de los sedimentos del sondeo Lucio del Pescador (Marismas del Guadalquivir, Huelva).

Los foraminíferos bentónicos aparecen en todas las muestras, si bien la asociación cambia de forma evidente a lo largo del testigo. La aparición de miliolidos entre 3 y 5,5 m. indica unas condiciones de mayor influencia marina, ya que este grupo no suele desarrollarse con condiciones marinas restringidas. Las especies *Elphidium excavatum* y *Haynesina germanica* alcanzan los porcentajes más altos en las zonas más relacionadas con mar abierto.

Los foraminíferos planctónicos son relativamente abundantes en algunas muestras, si bien es muy probable que parte de ellos estén resedimentados debido al pobre estado de conservación de los mismos. Similar conclusión se puede obtener de los escasos radiolarios que aparecen.

Los Equinodermos aparecen sólo entre 3 y 5,5 m. con una distribución similar a los Miliolidos y parece estar relacionado con la existencia de una mayor influencia marina del estuario.

La presencia esporádica de carofitas hacia techo del sondeo indica la existencia de condiciones muy proximales en el punto estudiado.

Con estos datos se puede interpretar que entre 3 y 5,5 m. se dieron las condiciones de mayor influencia marina. Por debajo, debido a la reducción de Miliolidos y Equinodermos, la influencia marina es menos evidente, si bien las condiciones no fueron tan restringidas como las registradas por encima de 3 m. A partir de 3 m. se dieron unas condiciones de estuario muy proximal con escasa influencia de mar abierto (Dabrio *et al.*, en prensa).

LUCIO DEL LOBO

Se han encontrado ejemplares completos o fragmentos de foraminíferos bentónicos y planctónicos, radiolarios, ostracodos, bivalvos, gasterópodos, briozoos, espículas de equinodermos, algunos restos de crustáceos y abundantes restos vegetales (carbonosos o no)(figura 4.33).

Los foraminíferos planctónicos son muy escasos y sólo aparecen hasta 3,5 m. de profundidad. En cambio, los foraminíferos bentónicos son relativamente abundantes en número, aunque la diversidad es baja (extremadamente baja en la parte superior de la columna, desde 3,5 m.). Los Miliolidos son relativamente abundantes en la base del sondeo, si bien su abundancia va reduciéndose hacia techo para desaparecer casi totalmente a 3,5 m.

Entre los microfósiles silíceos aparecen algunas conchas de radiolarios, especialmente desde aproximadamente 4 m. de profundidad hasta la base.

Los ostracodos aparecen abundantemente en la parte inferior del sondeo, si bien a 3,5 m. se produce un descenso brusco tanto en abundancia como en

diversidad. Aparecen también fragmentos de bivalvos, gasterópodos y equinodermos, sobre todo en la parte inferior del testigo, reduciéndose bruscamente e incluso desapareciendo, desde 3,5 m. hacia techo.

De acuerdo con estos datos, el cambio faunístico más representativo se registra alrededor de 3,5 m. de profundidad, donde muchos de los grupos desaparecen casi por completo y otros reducen su presencia drásticamente. Este brusco empobrecimiento de fauna parece deberse a un fuerte deterioro de la conexión con mar abierto. La reducción de cocolitofóridos autóctonos en las muestras superiores del sondeo avalan esta progresiva restricción en la comunicación con el mar. Desde 4,5 m. hacia base la comunicación con mar abierto parece haber sido progresivamente más fluida.

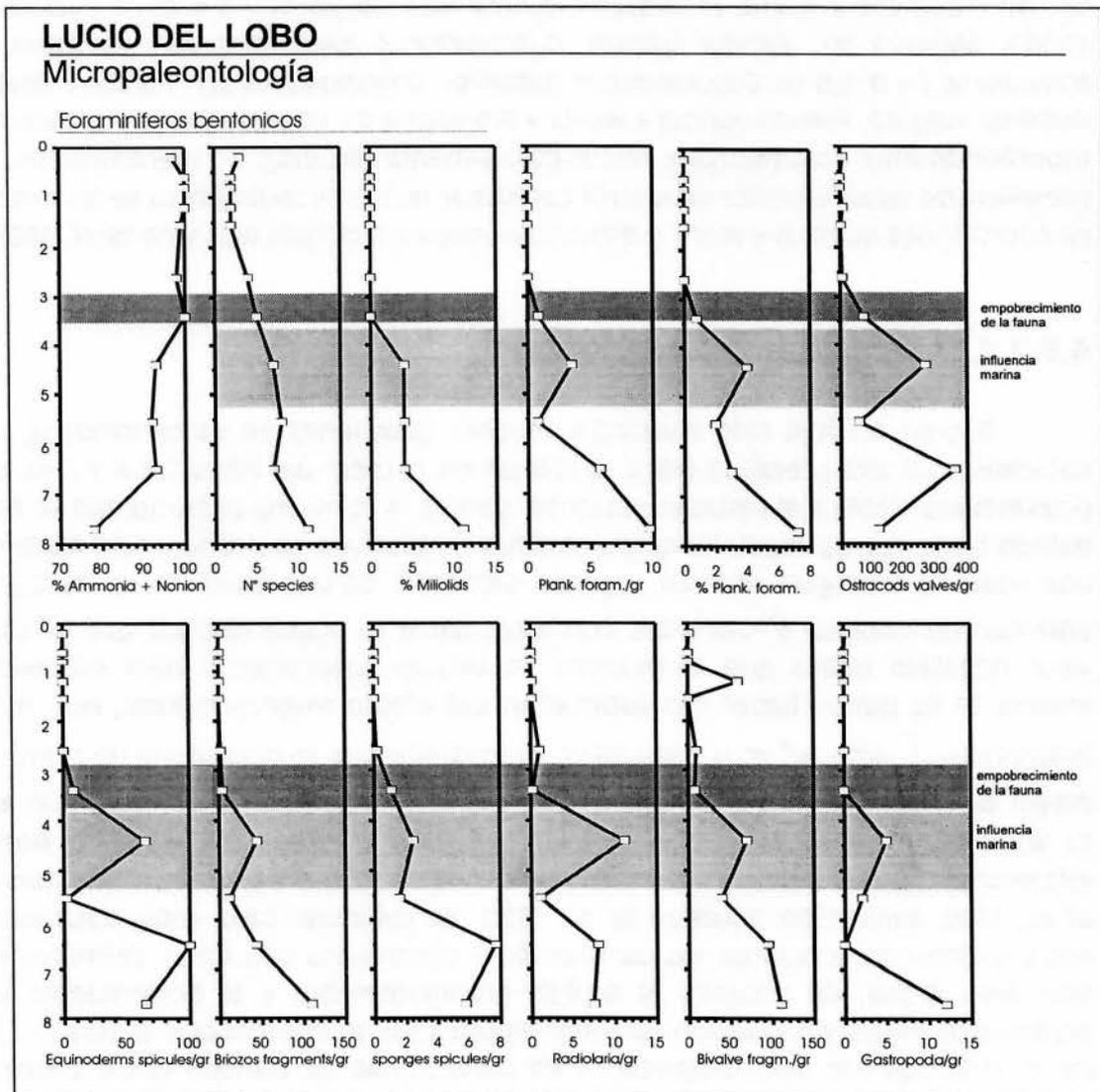


Figura 4.33. Micropaleontología de los sedimentos del sondeo Lucio del Lobo (Marismas del Guadalquivir, Huelva).

DIATOMEAS

Al igual que en el sondeo PSM-104 la presencia de diatomeas en los sedimentos estudiados es muy baja, apareciendo mínimos fragmentos y restos disueltos. En los casos en los que ha sido posible identificar especies, las cantidades contadas han sido mínimas y no permiten hacer un estudio fiable. La nomenclatura utilizada para identificar las diferentes especies ha sido la propuesta por Hartley (1986).

Entre los pocos datos que se han podido obtener cabe resaltar la presencia en el Lucio del Lobo a -5,8 m. de *Coscinodiscus nodulifer*, *Coscinodiscus* sp., *Hemidiscus cuneiformis*, *Diatoma hyemale*, *Pseudopodosira westii* y *Podosira stelligera*; y a -6,2 m. *Paralia sulcata* y *Coscinodiscus nodulifer*. En el Lucio del Pescador aparece a -4,4 m. *Triceratium favus* y *Navicula plicata*; a -6,40 m. *Cyclotella striata*, *Melosira* sp., *Paralia sulcata*, *Coscinodiscus perforatus* var. *pavillardi*, y *Navicula* sp.; y a -6,9 m. *Coscinodiscus nodulifer*, *Coscinodiscus* sp., *Paralia sulcata*, *Diatoma vulgare*, *Pseudopodosira westii* y *Pinnularia* sp. Hacia techo sólo aparecen esporádicamente fragmentos y restos parcialmente disueltos no identificables. La presencia de estas especies sirve para confirmar que esos sedimentos se formaron en condiciones marinas y marino-estuarinas (*marine brackish*) (Vos y de Wolf, 1993).

4.6.2.4. Interpretación Ambiental

Si bien no han sido realizadas muchas dataciones en estos sondeos, las dataciones de alta precisión (AMS) realizadas en el Lucio del Pescador a 7,3 m. de profundidad (Tabla 4.4) resultan bastante valiosas. A la misma profundidad se han datado tanto restos vegetales como conchas de bivalvos. La primera (UTC-4028) da una edad ^{14}C 2490 ± 60 yrBP. La segunda (UTC-4031) da una edad ^{14}C de 2930 ± 60 yrBP con un valor de $\delta^{13}\text{C}\text{‰} = -2,9$. Con estos datos se puede deducir que: a) este valor negativo indica que la muestra no estuvo enteramente bajo influencia marina. b) Se puede hacer una estimación del efecto reservorio local, que sería $2930 - 2490 \pm \sqrt{60^2 + 60^2} \text{ yr} = 440 \pm 85 \text{ yr}$. Es evidente que se necesitaría un número mayor de muestras para obtener un valor fiable de este parámetro, pero aún así, es significativo su similitud con el valor calculado en áreas del Atlántico Norte influenciadas por la Corriente del Golfo (entre 400 y 500 yr, Harkness, 1983; Stuiver *et al.*, 1986; Bard, 1988; Southon *et al.*, 1990). En cualquier caso, estas dataciones nos permiten correlacionar los cambios aquí observados con otros definidos en este área litoral. De acuerdo al análisis granulométrico, y si enfrentamos los parámetros media y desviación estándar (figura 4.34), se observa que la mayoría de los sedimentos han sido depositados en condiciones de tránsito entre estuario parcialmente abierto y cuenca cerrada, con influencia de aportes fluviales y esporádicas tormentas (Tanner, 1991; Lario *et al.*, 1996). Se confirma que el estuario estaba cerrándose durante este período y podemos asociar los sedimentos a la

segunda fase de progradación observada en los sistemas de flechas litorales. Esto confirma las observaciones realizadas anteriormente, donde se observa que a partir de ca.2500 yrBP dominan los procesos de progradación sobre los de agradación, restringiéndose la comunicación con mar abierto, sobre todo desde ca.800 yrBP (Goy *et al.*, 1995; Lario *et al.*, 1995).

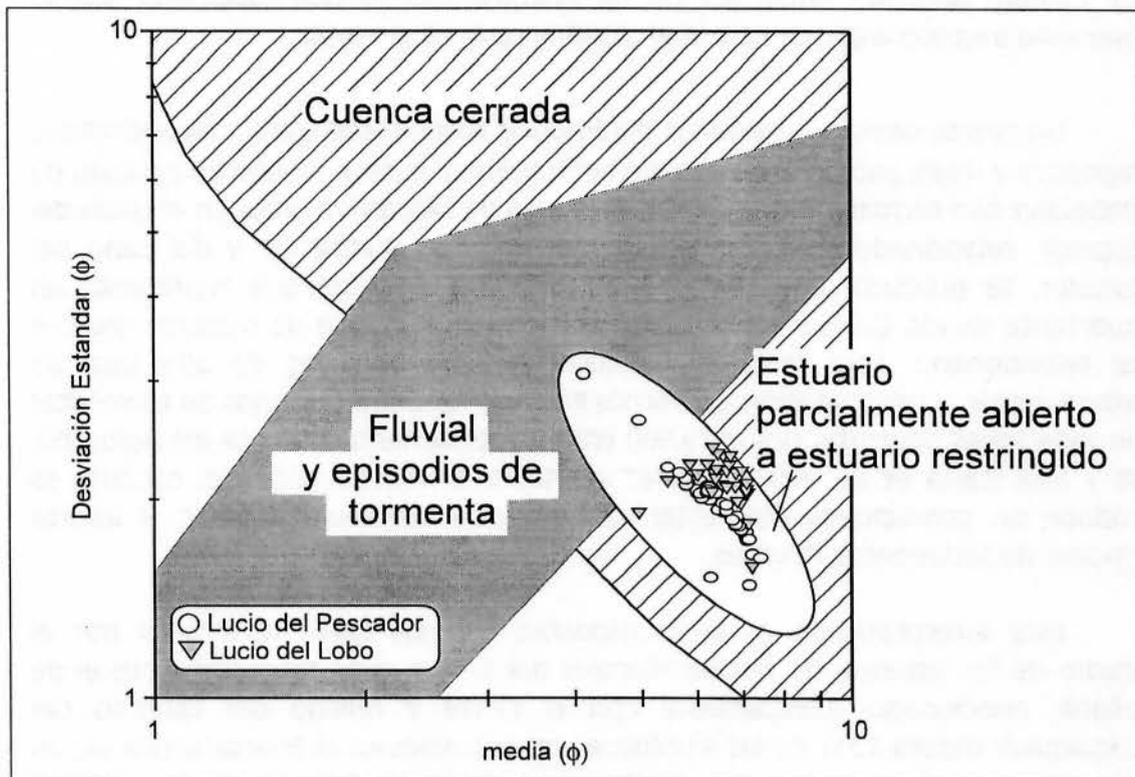


Figura 4.34. Diagrama media/desviación estándar de los sondeos Lucio del Pescador y Lucio del Lobo (Marismas del Guadalquivir, Huelva) con clasificación del medio de deposición (modificado de Tanner, 1991 y Lario *et al.*, 1996).

Un cambio significativo aparece en la fauna a cerca de 7 m. de profundidad, correlacionándose con un fuerte aporte de sedimentos groseros que ha quedado marcado también en los parámetros magnéticos, indicando un posible aporte fluvial relacionado con tormentas, a partir del cual se favorece una progradación del sistema de flechas litorales, que han actuado como trampa de sedimentos groseros que no acceden al estuario. La relativa homogeneidad de los parámetros magnéticos hasta cerca de 4/3,7 m. (Lucio del Pescador) y 3,5 m. (Lucio del Lobo) de profundidad indican una sedimentación continua y estable, si bien pequeños cambios permiten diferenciar unidades menores y cortos períodos de inestabilidad (quizás ligados con tormentas) respaldados por los datos del análisis granulométrico que muestran momentos de aporte de sedimentos groseros. Entre 4 y 2,7 m. ha sido observado un cambio importante tanto en la diversidad como en la cantidad de fauna presente, implicando un cambio de la influencia

marina a una predominante influencia fluvial (Goy *et al.*, 1995). La relativa estabilidad de los parámetros granulométricos hasta cerca 1/1,5 m. de profundidad sugiere una estabilidad en el medio de sedimentación que, por lo que hemos comentado y la sedimentología observada, correspondería a un sistema de marisma más relacionado con el sistema fluvial con depósitos distales de *flood-plain* (arcillas/limos) y distales *crevasse-splay* y/o sedimentos de *levee* (limos/arcillas). Este cambio ocurrido entre 4/3 m. de profundidad se correlacionaría con lo observado a ca.800 yrBP por Goy *et al.* (1995) y Lario *et al.* (1995).

Un fuerte cambio en algunos parámetros magnéticos (χ arm-susceptibilidad magnética y HIRM) entre 1,5 y 0.5 m. de profundidad, parece indicar un período de estabilidad con formación de suelos y procesos de hidromorfismo. En el Lucio del Pescador, relacionado con la dinámica del Caño del Guadamiar y del Caño del Pescador, se produce, intercalado entre éste, un episodio que representa un importante lavado del horizonte superior del suelo y aporte de material grosero mal seleccionado. Esto se puede asociar con los períodos de alta tasa de sedimentación y progradación de flechas litorales ligados a períodos de tormentas e inundaciones ocurridas desde ca.500 yrBP, especialmente durante los siglos XVI, XVII y XVIII (Lario *et al.*, 1995; Zazo *et al.*, 1996). El relleno total del estuario se produce en condiciones más estables pero que continúan ligadas al aporte principal de sedimentos fluviales.

Esta interpretación es correlacionable con los datos aportados por el estudio de los sistemas de flechas litorales del área, y más concretamente el de Doñana, relacionado directamente con el cierre y relleno del estuario del Guadalquivir (figura 4.35). De las 3 unidades reconocibles en el área atlántica (H_2 , H_3 y H_4), sólo son observables actualmente en la flecha de Doñana las dos últimas, correspondientes a la Fase de Progradación II. En todo el área se ha visto que existe un *gap* erosivo entre 2550 y 2300 yrBP, debido a una pequeña subida del nivel del mar probablemente asociada a períodos de inestabilidad climática con tormentas (algunos ejemplos registrados entre 6,5 y 7 m. de profundidad en ambos sondeos). Probablemente, durante este período se destruyó casi parcialmente la unidad H_2 , que se sí se había formado en este área, como atestigüa el hecho de que a partir de este evento, y debido a la rotura de dicha flecha, se restablecen unas condiciones de mayor influencia marina en el estuario, con incremento de abundancia y diversidad, observables en ambos sondeos. A partir de 4/3,5 m. parece ser que al menos la unidad H_3 se termina totalmente de formar restringiendo fuertemente la comunicación con mar abierto. El relleno casi total del estuario favorece la formación de suelos hidromorfos durante el último milenio, al mismo tiempo que la flecha sigue actuando como trampa de sedimentos litorales que no acceden al estuario y que van configurando la unidad de flecha litoral H_4 . En las áreas más relacionadas con la actividad fluvial (Lucio del Pescador) son reconocibles los episodios de inestabilidad climática ocurridos hace 400/500 años.

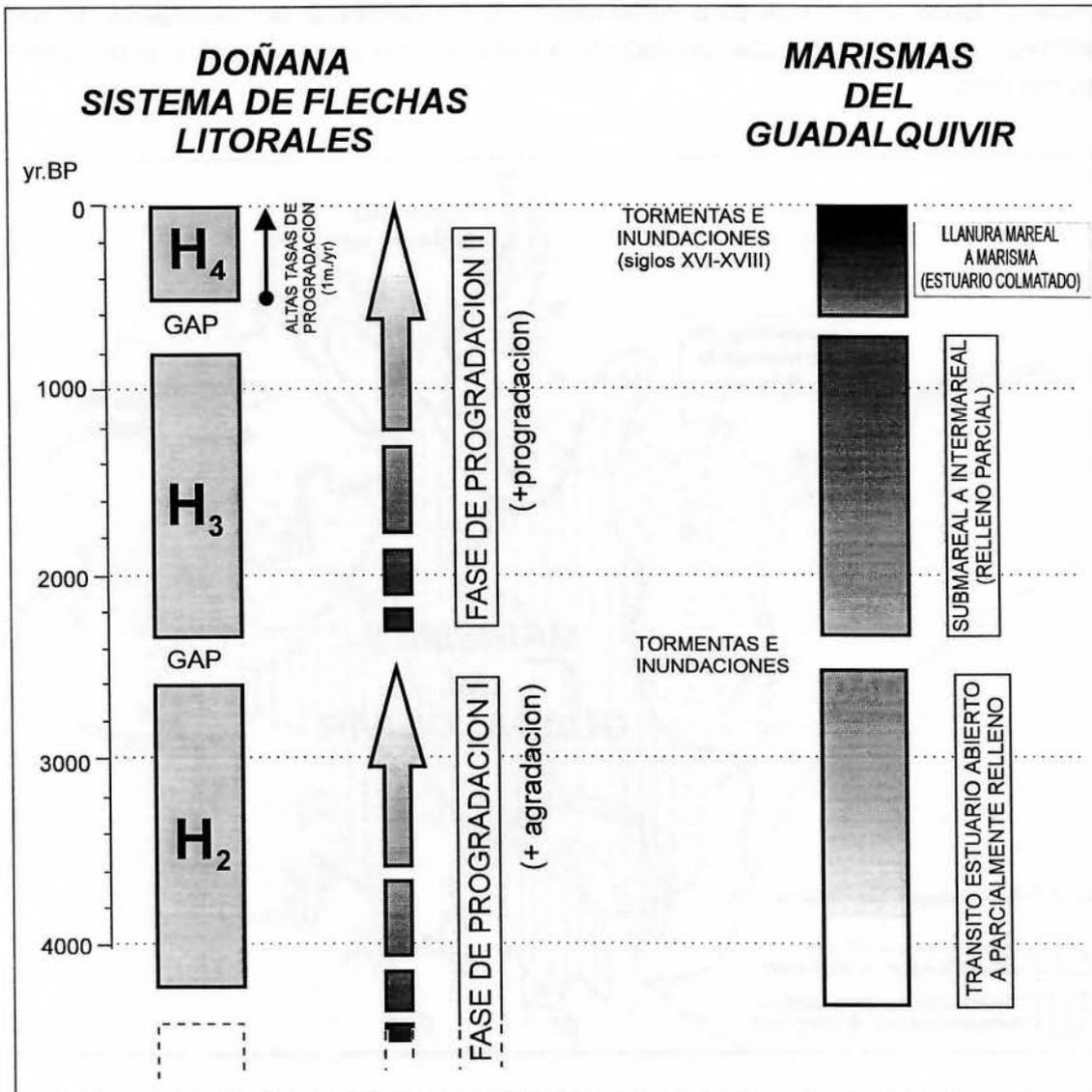


Figura 4.35. Correlación de los episodios ocurridos durante el Holoceno superior en el estuario del Guadalquivir con el modelo evolutivo de los sistemas de flechas litorales en el área.

No tenemos datos nuestros a más profundidad en esta zona, pero una reconstrucción de los depósitos marinos que actualmente se encuentran entre 4 y 20 m. de profundidad, realizada a partir de los datos de sondeos de investigación hidrogeológica y sondeos petrolíferos, así como las interpretaciones de los mismos (Perconing, 1961; Viguier, 1974; Zazo, 1980; Menanteau, 1982), permite reconocer una morfología de delta por debajo de los depósitos estudiados en este trabajo (figura 4.36). Los mismos se podrían corresponder con los sistemas de delta desarrollados entre cerca de 9000 y 4000 yrBP en estuarios y otros ambientes de borde de cuenca de diversas áreas del mundo (Stanley y Warne, 1994; Warne y

Stanley, 1995), y que han sido observados en las Marismas del Guadalete, y que permite, por tanto, realizar un esquema evolutivo de la zona similar al realizado en ese área.

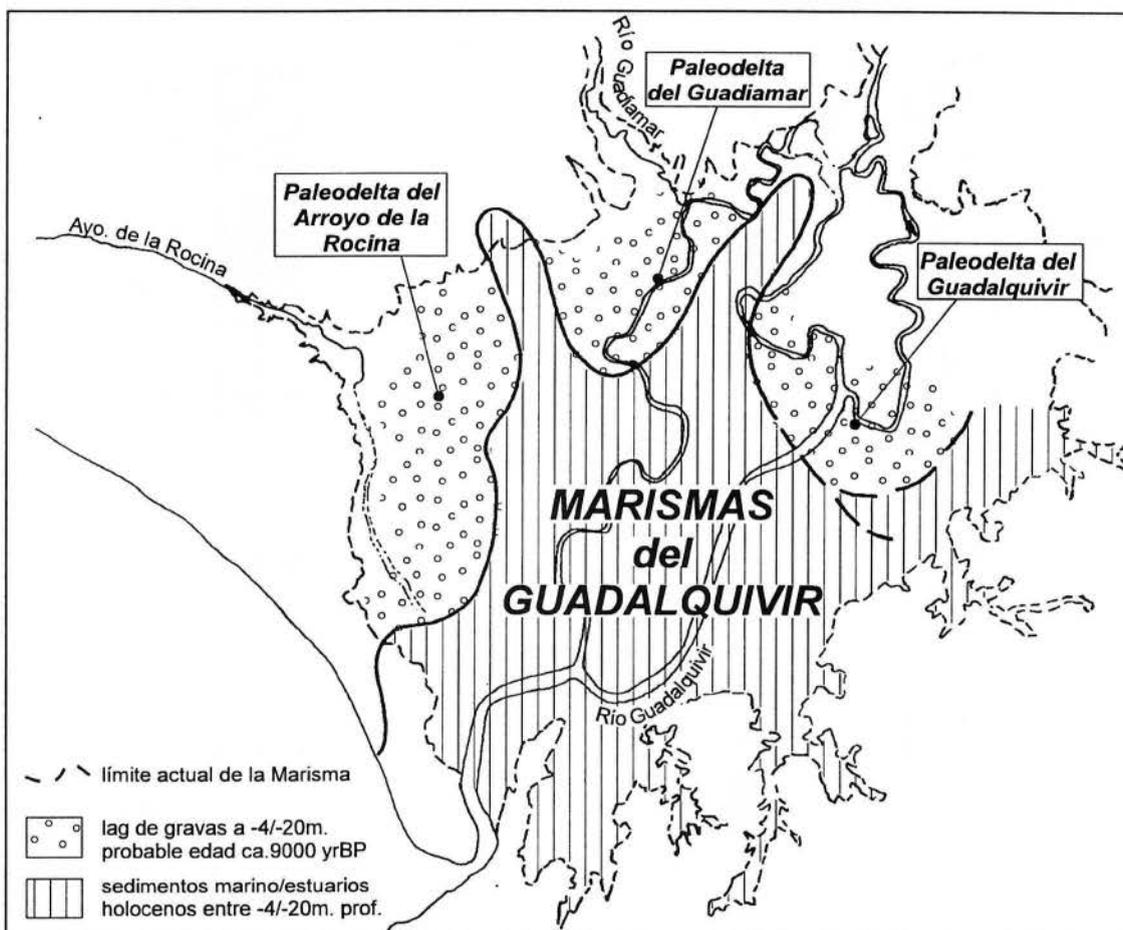


Figura 4.36. Morfología del paleo-delta holoceno desarrollado en el estuario del Guadalquivir entre ca.9000-4500 yrBP. Interpretación apartir de los sondeos de investigación realizados en al área (Perconing, 1961; Viguiet, 1974; Zazo, 1980; Menanteau, 1982).

4.6.3. MARISMAS DEL ODIEL

En el momento de la redacción de esta memoria se ha tenido acceso a datos de dos sondeos ubicados en la desembocadura del Odiel. Se ha realizado una columna de síntesis de los mismos y una interpretación paleoambiental (figura 4.37) lo que, junto con las dataciones ^{14}C realizadas, permite correlacionar estos depósitos con los estudiados en la desembocadura del Guadalete (Dabrio *et al.*, en prensa).

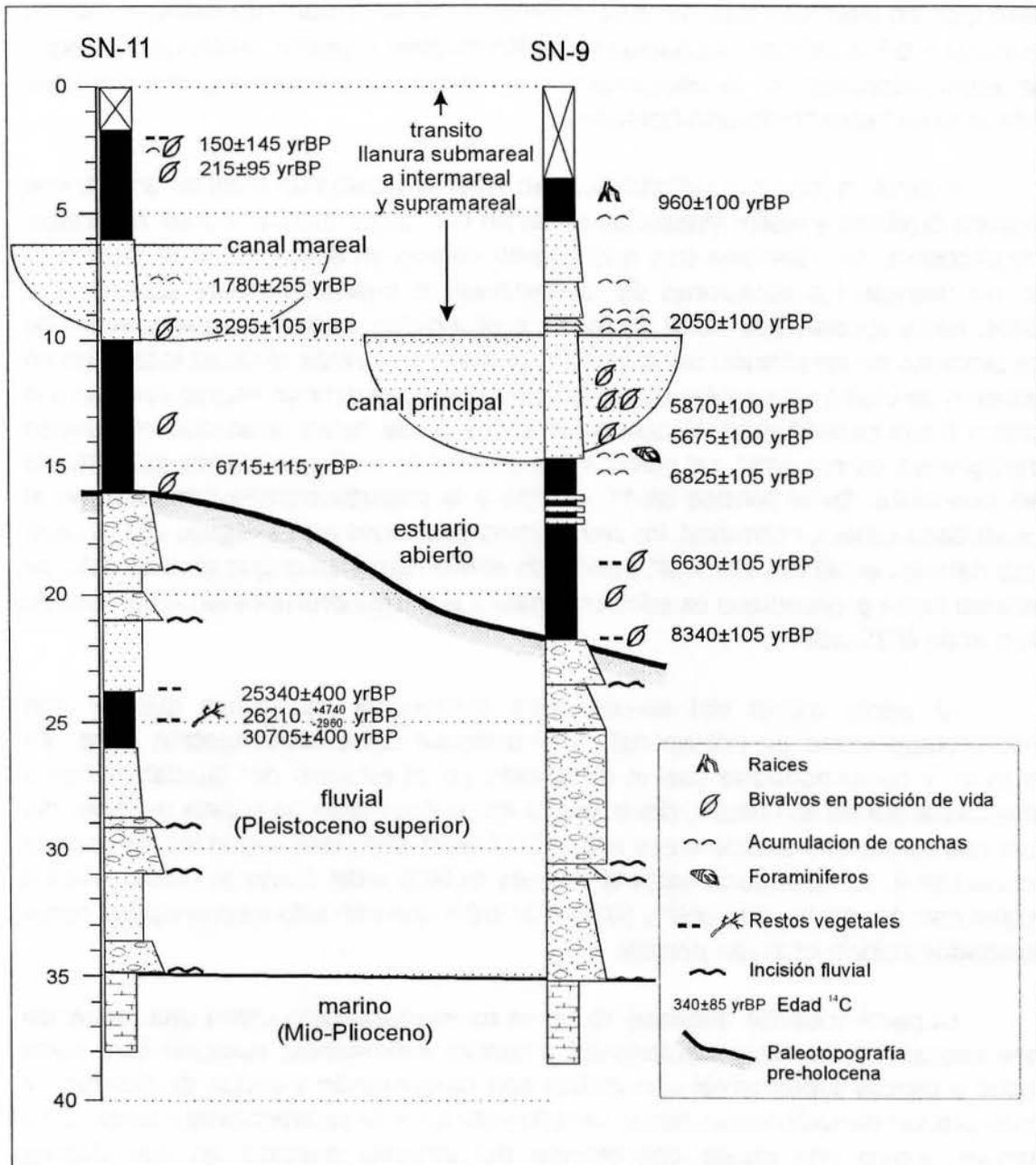


Figura 4.37. Columnas litológicas de síntesis e interpretación paleoambiental de los sondeos SN-9 y SN-11, desembocadura del río Odiel, Huelva (modificado de Dabrio *et al.*, en prensa).

En la base de los sondeos (38-35 m.) se observan margas azuladas que han sido ininterpretadas como depósitos marinos de edad mio-pleistocena. Sobre los mismos se depositan gravas, arenas y arcillas en secuencia granodecrecientes. En las arcillas se han observado restos de troncos y otros restos orgánicos que han permitido datar estos materiales entre ca.30000-25000 yrBP (Dabrio *et al.*, en prensa), encontrándose por encima materiales similares que no han sido datados,

pero que, en base los datos del área, parecen haberse depositado hasta, al menos, ca.16000 yrBP la insición producida en el Pleistoceno superior, observada a techo de estos depositos, es la responsable de modelar la paleotopografía del valle donde se instalara el estuario holoceno.

A 22/24 m. de profundidad (Sondeo SN-9) se localiza un nivel de arcillas con materia orgánica y restos vegetales, así como con fauna marina (*Donax Trunculus*, *Cerastoderma* sp., *Gastrana* sp.), que ha sido datado en 8340 ± 105 yrBP (Dabrio *et al.*, en prensa). Las dataciones de los sedimentos inmediatamente superiores a estos, hasta aproximadamente 12 m. de profundidad, indican un predominio de los procesos de agradación durante este momento. Además, la fauna localizada en posición de vida a esta profundidad indica que el nivel del mar estuvo cercano a la misma hacia ca.6500 yrBP, lo que sugiere que no se había alcanzado el máximo transgresivo en esa edad, tal como se ha observado en los depósitos del estuario del Guadalete. En el sondeo SN-11, debido a la paleotopografía generada en el Pleistoceno superior terminal, los sedimentos estuarinos más antiguos (-16 m.) han sido datados en 6715 ± 115 yrBP, indicando el momento en el que el nivel del mar alcanzó dicha profundidad (la edad obtenida a la misma profundidad en el sondeo SN-9 es de 6825 yrBP).

La parte media del sondeo está compuesta de arenas que se han interpretado como de relleno del canal principal del estuario (Dabrio *et al.*, en prensa), y correspondería con el observado en el estuario del Guadalete como paleocanal del río San Pedro, desarrollado en un momento de bajada del nivel del mar que allí ha sido datado entre 6000 y 5800 yrBP, pero que, según los datos de el sondeo SN-9, se extendería hasta al menos ca.5600 yrBP, como se deduce de los fosiles datados (5675 ± 100 yrBP y 5870 ± 100 yrBP) que han sido interpretados como reciclados (Dabrio *et al.*, en prensa).

La parte superior (últimos 10 m.) se ha interpretado como una secuencia que evoluciona de llanura submareal a llanura intermareal, pasando esta hacia techo a llanura supramareal con arcillas con bioturbación y restos de plantas. La acumulación de sedimentos desde ca.2000 yrBP (tasa de sedimentación cercana a 5 mm/yr), indica una rápida colmatación del estuario durante los dos últimos milenios.

A falta de otros datos, todo parece indicar que la evolución del estuario del Odiel durante el Pleistoceno superior y Holoceno se correlaciona con lo observado en el estuario del Guadalete y del Guadalquivir para el mismo período, ajustándose, a nivel general, con el modelo propuesto por Stanley y Warne (1994), y Warne y Stanley (1995) para secuencias deltáicas en áreas subsidentes así como para otras secuencias del Pleistoceno superior y Holoceno de borde de cuenca.

4.7. SISTEMAS EÓLICOS

La secuencia más completa de unidades morfosedimentarias eólicas se localiza en el sector litoral entre Huelva y las Marismas del Guadalquivir, siendo reconocibles las unidades más antiguas en el acantilado de El Asperillo, entre Mazagón y Matalascañas.

4.7.1. LOS DEPÓSITOS EÓLICOS DE EL ASPERILLO-DOÑANA

Zazo *et al.* (1981) interpretan los depósitos de la unidad inferior y media en el área de Torre del Loro como pertenecientes a un medio marino somero, no pudiendo delimitar el tránsito hacia los depósitos eólicos, así como la edad de los depósitos marinos.

Posteriormente, en los trabajos de Borja (1992) y Borja y Díaz del Olmo (1994a, 1994b, 1995, 1996) se realizan estudios de detalle de las unidades eólicas, correlacionando diversas unidades del acantilado de El Asperillo con los depósitos eólicos que se extienden en superficie hacia las Marismas del Guadalquivir. Los datos ^{14}C aportados sugieren que la unidad eólica más antigua se habría depositado previa a 15000 yrBP.

Zazo *et al.* (en prensa) realizan recientemente una revisión de los estudios anteriores de El Asperillo en la que se aportan nuevos e interesantes datos. Se distinguen tres unidades sedimentarias principales: una unidad inferior de depósitos fluviales, una unidad intermedia de depósitos marinos someros y una unidad superior de depósitos dunares eólicos (figura 4.38).

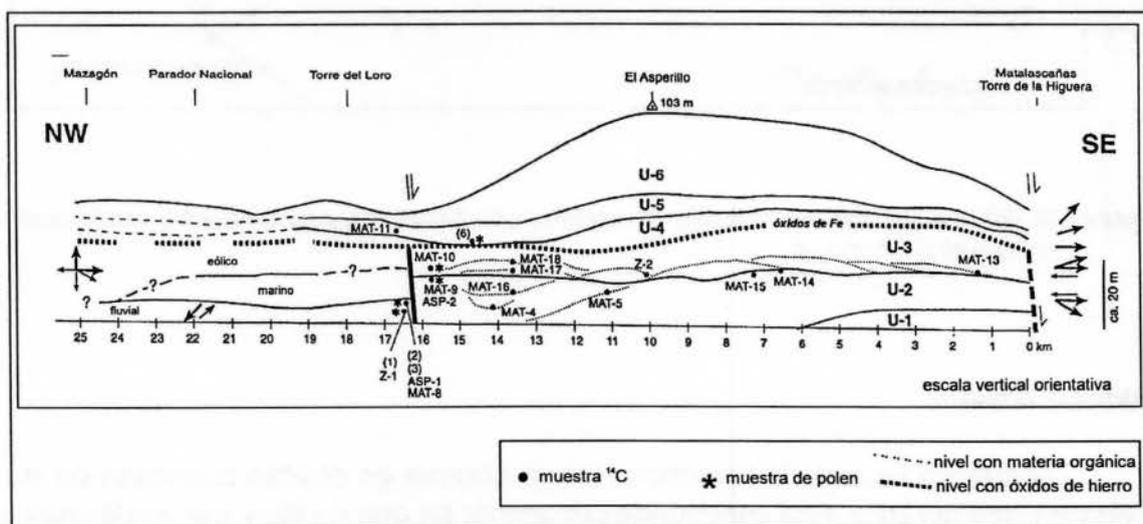


Figura 4.38. Distribución y relación entre las distintas unidades morfosedimentarias del Acantilado de El Asperillo (traducido de Zazo *et al.*, en prensa).

La tectónica que ha afectado a todo el área induciendo un sistema de bloques levantados y hundidos (Goy *et al.*, 1994) provoca que estas unidades estén visibles en el bloque levantado de la Falla de Torre del Loro, mientras que en el bloque hundido sólo aparece la unidad eólica superior (Zazo *et al.*, en prensa) (figura 4.39).

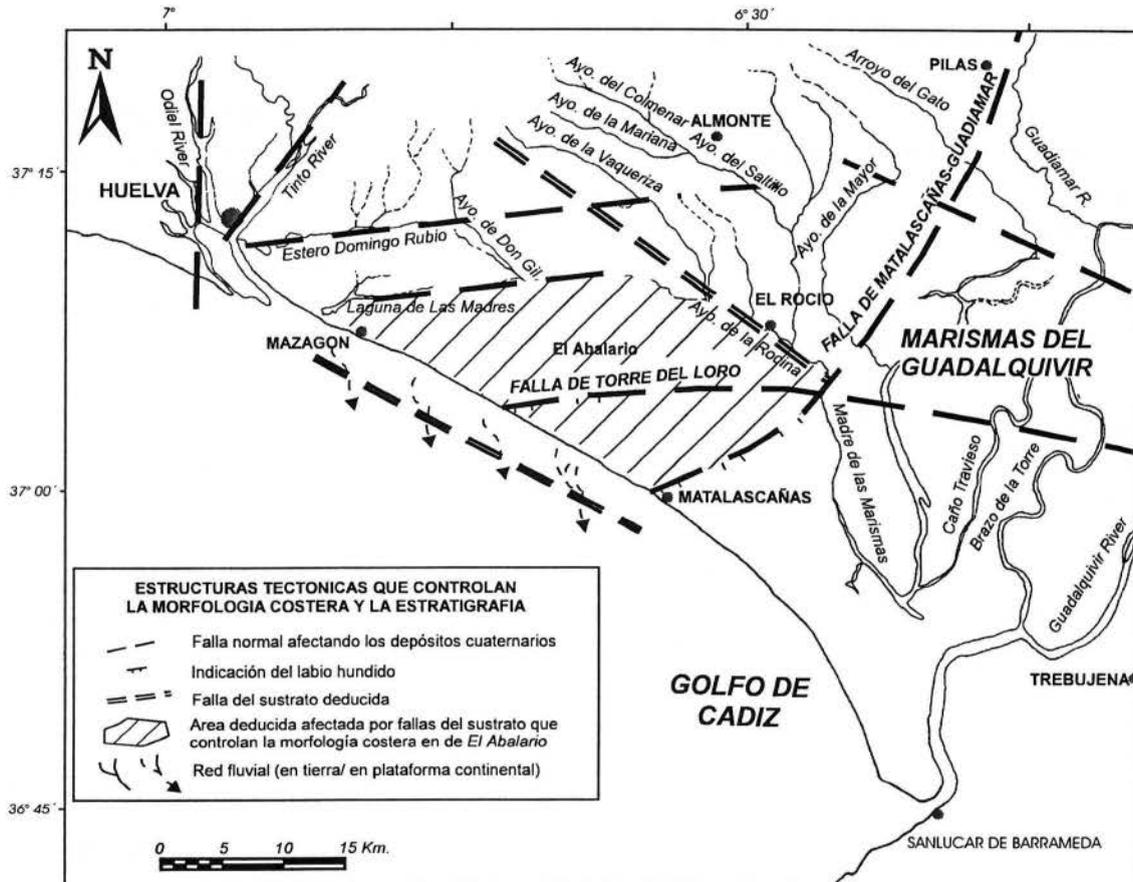


Figura 4.39. Sistemas de fallas que controlan la morfología del sector litoral de El Asperillo (modificado de Zazo *et al.* en prensa)

UNIDAD FLUVIAL

Aparece a base de la secuencia que se observa en el labio levantado de la falla de Torre del Loro. Está constituida por arenas de grano fino y medio de color blanco y violáceo (Zazo *et al.*, en prensa). Las dataciones realizadas por ^{14}C (Tabla 4.5) ofrecen una edad mayor de 40000 yrBP, con valores por encima del límite fiable que ofrece dicho método (Zazo *et al.*, 1981; Zazo *et al.*, en prensa). Este nivel

parece correlacionarse con los encontrados en los sondeos de prospección realizados en El Asperillo (nivel de gravas y arenas a -15 m. en relación al nivel del mar actual; IGME, 1981) y en Doñana (nivel similar a -18 m. en Mazagón y -100 m. al Este de Matalascañas; Salvany y Custodio, 1995). La dirección de paleocorrientes sugiere que podrían corresponder a los depósitos de un paleo-Guadalquivir que desembocaría varios kilómetros al Oeste de su desembocadura actual (Rodríguez Vidal *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, en prensa).

Tabla 4.5. Resultados de las dataciones ^{14}C realizadas en los depósitos del acantilado de El Asperillo (de Zazo *et al.*, en prensa).

Muestra	Laboratorio	Material	altura	Edad ^{14}C (yrBP)	error	Referencia
BLOQUE HUNDIDO						
Unidad 6-Edad Moderna - Dunas						
Unit 5-Romano-Medieval - Dunas						
(6)	LGO-758	charcstre	18	2590 (2)	120	
Unidad 4-Neolítico-Calcolítico - Dunas						
Superficie Fe						
Unidad 3						
MAT-10A	UTC-3937 (1)	arenas org.	12.8	post 1950		
MAT-10B	UTC-3943 (1)	arenas org.	12.8	14650 (+)	150	
(7)	LGO-759	arenas org.	12.8	10500	500	
A	LGO	arenas org.	12.8	6740	220	
B	LGO	arenas org.	12.8	11240	220	
MAT-18	GX-21838	arenas org.	10-12	12690	430	
MAT-17	GX-21837	arenas org.	10-12	11480	630	
MAT-13	GX-21833	arenas org.	10	13370	660	
Z-2	LGD	arenas org.	10	12260	250	Zazo <i>et al.</i> , 1981
Limite Unidades 2-3						
MAT-15	GX-21835	arenas org.	10-14	24460		
MAT-14	GX-21834	arenas org.	10-14	18680	910	
Unidad 2						
ASP-2	RCD-346	arenas org.	10	22980	400	Borja, 1992
a1	LGO	arenas org.	10	28180	1140	
a2	LGO	arenas org.	10	20320	400	
a3	LGO	arenas org.	10	17720	400	
a4	LGO	arenas org.	10	25320	1390	
b1	LGO	arenas org.	10	29970	1490	
b3	LGO	arenas org.	10	28500	1080	
b4	LGO	arenas org.	10	27130	850	
(4)	LGO-756	arenas org.	10	29330 (3)	1000	
MAT-9	UTC-3934 (1)	arenas org.	10	28700 (2)	700	
MAT-16	GX-21836	arenas org.	10-12	40720		
MAT-5	UTC-3931 (1)	arenas org.	10	30700 (2)	800	
MAT-4	UTC-3938 (1)	restos (pinus)	4	> 45000		
Unit 1						
BLOQUE LEVANTADO						
Unidad 5 - Dunas						
MAT-11	UTC-3929 (1)	arenas org.		2760 (2)	60	
Unidad Fluvial						
(3)	LGO-755	arenas org.	2.5-3	30440 (3)	1080	
(2)	LGO-754	arenas org.	2.5-3	> 34170 (3)	2590	
MAT-8	UTC-3936 (1)	arenas org.	2.5-3	43000	5000	
ASP-1	RCD-345	arenas org.	2.5-3	22550	400	Borja, 1992
(1)	LGO-753	arenas org.	2.5-3	> 33050 (3)	1660	
Z-1	LGD	arenas org.	2.5-3	41000		Zazo <i>et al.</i> , 1981

(1) AMS

(2) "tiempo medio de residencia", comienzo de sedim. más antiguo que esta fecha

(3) Presencia de Icarbón, probabl.edad más antigua

mismo nivel

UNIDAD MARINA

Por encima de la anterior unidad se observan en el acantilado de El Asperillo unas arenas amarillas de grano fino y medio que progradan hacia el Sur y que han sido interpretadas como marino-someras (Zazo *et al.*, 1981), confirmado con la observación de bioturbación de tipo *Ophiomorpha* y otras estructuras características (Zazo *et al.*, en prensa). El tránsito hacia las unidades eólicas en este área es difícil de establecer.

UNIDADES EÓLICAS

Se han diferenciado varias unidades sedimentarias eólicas distinguidas por diversos autores (Vanney *et al.*, 1985; Borja, 1992; Borja y Díaz Olmo, 1994a, 1994b, 1995, 1996; Zazo *et al.*, en prensa). Estos últimos autores numeran dichas unidades del 1 al 6, en orden estratigráfico ascendente:

Unidad 1. Arenas amarillas fuertemente bioturbadas con niveles de paleosuelos.

Unidad 2. Unidad eólica dunar e interdunar (*erg*).

Unidad 3. Depósitos eólicos con alternancia de dunas móviles y dunas estabilizadas (vegetadas), junto con depósitos distales equivalentes de areniscas amarillas con cuerpos intercalados de paleosuelos bioturbados ricos en óxido de hierro.

Unidad 4. Arenas pardas con dunas parabólicas estabilizadas.

Unidad 5. Arenas verdes con dunas parabólicas parcialmente fijadas.

Unidad 6. Arenas blancas de dunas transversales activas recientes.

Estas unidades son reconocibles en el sector del acantilado de El Asperillo entre Torre del Loro y Matalascañas, esto es, en el bloque hundido a favor de la Falla de Torre del Loro. En el labio levantado entre Torre del Loro y Mazagón se observa un depósito de arenas blancas-amarillentas parcialmente cementadas.

Al SE de Matalascañas la mayoría de estas unidades estarían por debajo del nivel del mar actual debido al movimiento de la Falla de Matalascañas, siendo observables únicamente las unidades 5 y 6 (Zazo *et al.*, en prensa).

4.7.1.1. Cronología de los depósitos

La cronología de estos depósitos es difícil de interpretar, ya que muchas de las dataciones ^{14}C realizadas (Tabla 4.5) están en el límite de confianza de este método e incluso algunas lo sobrepasan.

Las unidades 1, 2 y 3 han sido asociadas a la Última Glaciación (Zazo *et al.*, en prensa), aunque no existe una equivalencia lateral entre ellas, tal como se había propuesto (Dabrio *et al.*, 1996).

La Unidad 1 presenta una edad incierta, mientras que los datos de la Unidad 2, con una datación ^{14}C mayor de 45000 yrBP, parecen centrarse en el rango 25000-30000 yrBP. La Unidad 3 ha sido datada entre 10000 y 14000 yrBP, lo que la situaría en el tránsito Último Glacial-Presente Interglacial (Última Deglaciación). Los datos de Borja (1992) y Borja y Díaz del Olmo (1996) se ajustan igualmente a esta cronología, ya que sitúan esta unidad entre 15000-14000 yrBP (techo de la unidad anterior) y 11000 yrBP (datación a base de la unidad inmediatamente superior).

Posterior a la Unidad 3 se produce una erosión parcial que homogeniza el relieve previo durante el Pleistoceno superior-Holoceno inferior, produciéndose posteriormente una concentración de óxidos de hierro acumulados a favor del paleorelieve (Zazo *et al.*, en prensa).

La Unidad 4 es posterior a 10000 yrBP y anterior a 5000-4000 yrBP, como marcan los depósitos arqueológicos del Neolítico final-Calcolítico encontrados por encima de la misma (Borja, 1992; Borja *et al.*, 1993).

La Unidad 5 se dispone cartográficamente superpuesta a los episodios anteriores y sellando los niveles arqueológicos citados anteriormente. Diversos restos arqueológicos incluidos en la misma parecen indicar que se trata de un episodio *Histórico* (Romano-Medieval) que puede prolongarse hasta los siglos XVI-XVII en el sector de Doñana (Borja y Díaz del Olmo, 1996). La base de esta unidad ha sido datada en 2590 ± 120 yrBP (Zazo *et al.*, en prensa).

La Unidad 6 incluye los sistemas de dunas transversales activas de Doñana y las del Medano de El Asperillo, asignándole a la *Edad Moderna* (siglos XVI-XVII y posteriores; Borja y Díaz del Olmo, 1996)

4.7.1.2. Conclusiones paleoambientales

La secuencia eólica que comprende las unidades 1, 2 y 3 muestra un clima moderado que se vuelve más árido en la Unidad 2 (Zazo *et al.*, en prensa), con acumulación de depósitos tipo *erg*. Este incremento es lo esperado al estar los depósitos acumulados cerca del Último Máximo Glaciar (figura 4.40).

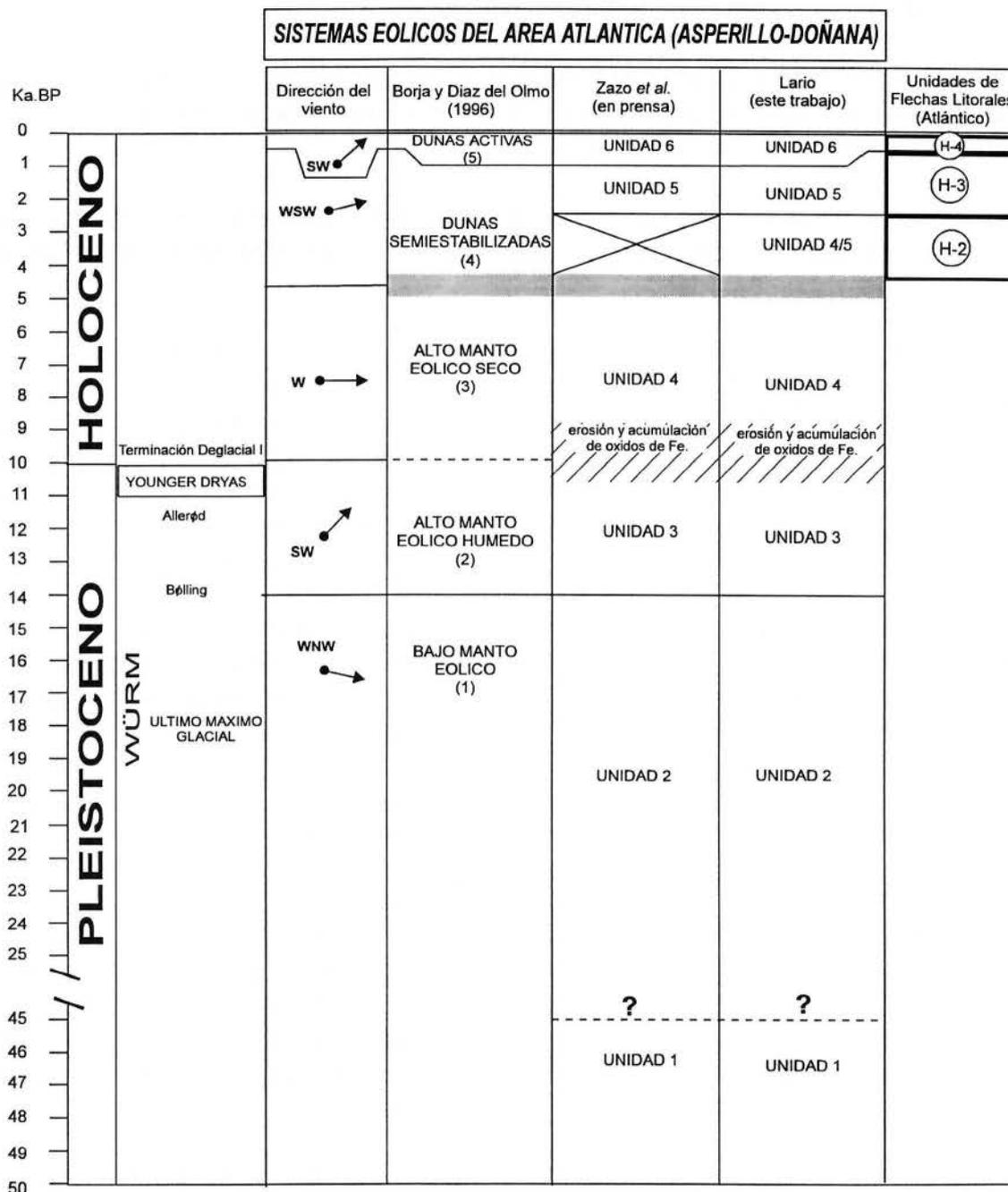


Figura 4.40. Cuadro de síntesis de las unidades eólicas de El Asperillo-Doñana.

Los mismos autores indican una disminución de la aridez durante la Unidad 3, lo que es consistente con los datos que indican una mejoría climática entre ca.14000-11000 yrBP (Bølling-Allerød) (Caratini y Viguier, 1973; Pons y Reille, 1988 ; Zazo *et al.*, 1996a).

La superficie que erosiona esta secuencia, visible por la acumulación de óxidos de hierro, parece haberse desarrollado entre 10000 yrBP y el máximo transgresivo holoceno, fijado en este área en ca.6500 yrBP (Zazo *et al.*, 1994c), asociándolo a la recuperación de condiciones cálidas y húmedas que ocurre en el Sur peninsular post-Younger Dryas (Pons y Reille, 1988; Zazo *et al.*, 1996a).

La Unidad 4 ha sido considerada como el equivalente lateral de la unidad de flecha litoral H₁ (Zazo *et al.*, en prensa), si bien en el área atlántica no hay registro de esta unidad (Goy *et al.*, 1996), lo que podría indicar que a partir de la acumulación de depósitos eólicos se produce una situación favorable (tanto "geométrico-espacial" como por disponibilidad de material sedimentario "disgregado") a partir de la cual comienzan a desarrollarse las unidades de flechas litorales de este área (H₂, H₃, H₄). Como se observa, la actual zona de cabecera o raíz de las distintas flechas corresponde con depósitos eólicos que, al ser erosionados actualmente, incrementan notablemente el aporte de sedimentos para la formación de los actuales cordones playeros y progradación actual de los sistemas de flechas.

Las unidades 5 y 6, dada la edad de base de la primera, se corresponden claramente con la Fase de Progradación II (unidades H₃ y H₄). De este modo, dada la complejidad de los depósitos y la dificultad de encontrar criterios diferenciadores de las distintas unidades, parece haber quedado enmascarada una unidad eólica (Unidad 4/5) que correspondería con el equivalente lateral de la unidad morfosedimentaria de flecha litoral H₂, desarrollada entre ca.4200 y 2700 yrBP.

4.8. LAGUNAS LITORALES

Relacionadas con la evolución de las demás unidades morfosedimentarias encontradas en el área del Golfo de Cádiz se localizan una serie de unidades de lagunas litorales, en las que se pueden reconocer rasgos evolutivos correlacionables con la evolución que se propone para este área litoral.

4.8.1. LAGUNA DE LAS MADRES

Para el estudio en detalle se seleccionó la Laguna de las Madres dado que presenta un importante depósito de turbas de más de 5 m. de espesor que abarca la mayor parte del Holoceno medio y terminal (Menéndez Amor y Florschütz, 1964).

La Laguna de las Madres se localiza en el borde SE del sistema de flechas litorales de Punta Umbría-Punta Arenilla y está alimentada durante todo el año por

aporte de agua dulce proveniente del arroyo de las Madres, lo que favorece un alto desarrollo de la vegetación y, por tanto, acumulación de materia orgánica (Cáceres, 1995; Zazo *et al.*, 1996c) (figura 4.41).

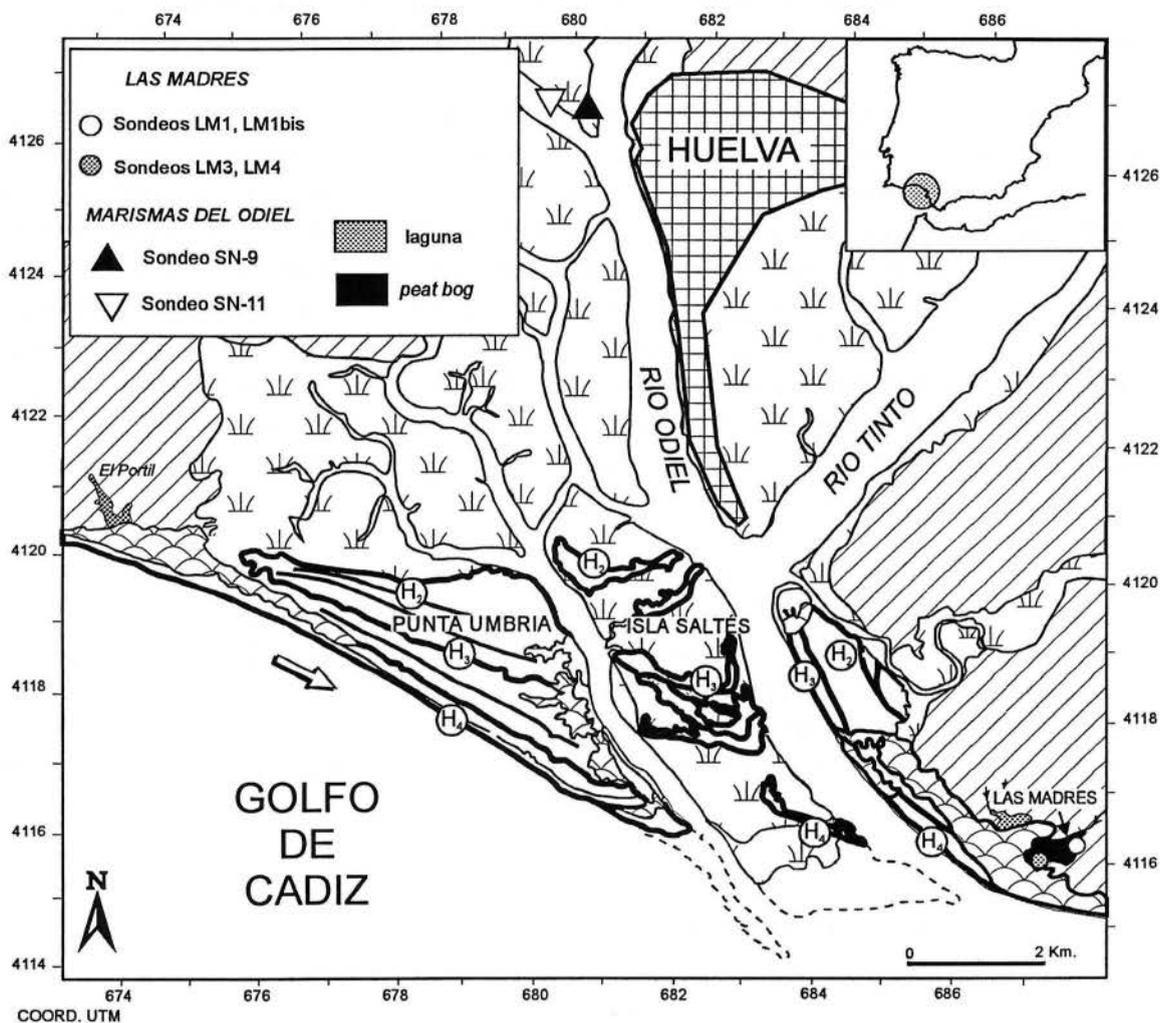


Figura 4.41. Situación de la laguna de Las Madres, en relación al sistema de flechas litorales de Punta Umbria.. Se adjunta la localización de los sondeos SN-9 y SN-11.

La acumulación de turbas ha propiciado la explotación comercial de las mismas, por lo que la reconstrucción de la secuencia original ha sido deducida a partir de los trabajos de Menéndez Amor y Florschütz (1964).

4.8.1.1. Análisis Polínicos

La secuencia polínica más completa fué levantada en los sondeos LM-1 y LM-1 bis, realizados manualmente con máquina tipo *Rusa*. Los estudios de este sondeo

(figura 4.42) muestran una clara diferencia entre los niveles arcillosos de base (entre 1,70 y 2,10 m. de profundidad) y los niveles superiores (Zazo *et al.*, 1996c).

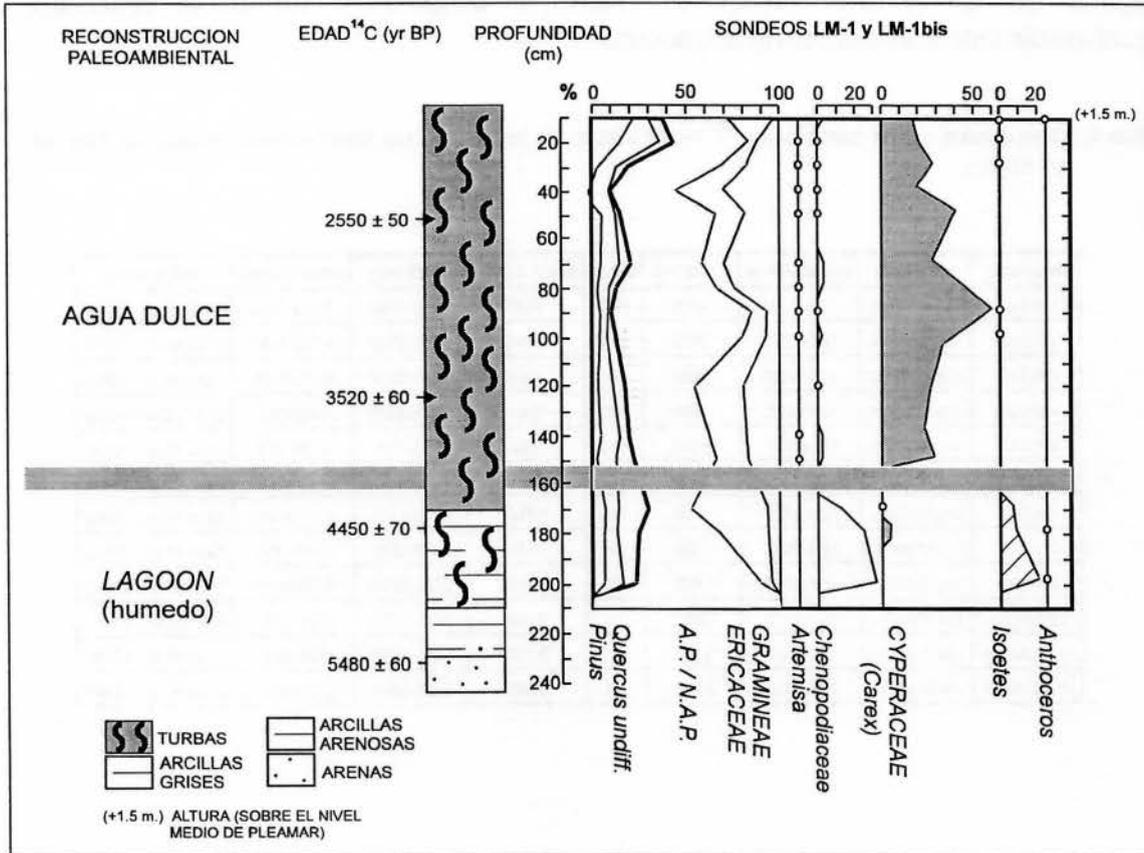


Figura 4.42. Diagrama polínico de síntesis de la Laguna de Las Madres (Zazo *et al.*, 1996c).

El nivel inferior está caracterizado por un alto contenido de Chenopodiaceae e Isoetaceae,, indicando ambiente húmedo tipo salobre (*lagoon*), mientras que los niveles superiores (de 1,70 m. a techo) están caracterizados por la presencia dominante de Cyperaceae (Carex), indicativo de ambientes de agua dulce. Ericaceas, *Quercus pedunculata* y *Pinus* aumentan en los últimos 40 cm. de la columna, indicando degradación del ambiente natural debido a actividad antrópica.

El tránsito entre estas dos unidades ha sido fijado en ca.4000 yrBP y marca el cambio entre depósitos de tipo *lagoon* a laguna de agua dulce aislada del mar (Zazo *et al.*, 1996c). Igualmente, se detecta una interrupción en el depósito de turbas a ca.1000 yrBP.

4.8.1.2. Conclusiones paleoambientales

Los datos de ^{14}C disponibles (Tabla 4.6) sugieren que la evolución de la Laguna de las Madres refleja los cambios observados en otras unidades morfosedimentarias del litoral adyacente.

Tabla 4.6. Resultados de las dataciones ^{14}C realizadas en la laguna de Las Madres (modificado de Zazo *et al.*, 1996c).

Muestra	Localidad	Laboratorio	Edad ^{14}C	error	Edad CalBP	CalBP(1sig.)	CalBP (2sig.)	Referencia
LM-3-C3	Las Madres	LGO-1024	1570	180	1420	1690-1290	1870-1130	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM-3-C4	Las Madres	LGO-1019	2570	200	2740	2850-2360	3150-2140	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM-3-C5	Las Madres	LGO-1020	3410	180	3680	3880-3420	4140-3220	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM-4-C6	Las Madres	LGO-1021	960	200	910	1060-680	1260-560	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM-4-C7	Las Madres	LGO-1022	1090	170	970	1170-790	1290-690	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM-4-C8	Las Madres	LGO-1023	1150	190	1060	1280-920	1380-690	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM-2-C1	Las Madres	LGO-1017	1790	180	1710	1920-1510	2110-1330	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM-2-C2	Las Madres	LGO-1018	1900	180	1830	2020-1580	2310-1420	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM1/M8	Las Madres	UTC-4023	5480	60	6290	6380-6200	6410-6110	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM1b/M11	Las Madres	UTC-4029	2550	60	2730	2750-2490	2760-2370	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM1b/M14b	Las Madres	UTC-4027	3520	60	3770	3850-3700	3930-3630	Zazo <i>et al.</i> , 1996c
LM1b/M16b	Las Madres	UTC-4030	4450	70	5000	5260-4880	5280-4870	Zazo <i>et al.</i> , 1996c

Las arenas orgánicas (5480 ± 60 yrBP) correspondientes a una unidad eólica dunar (Zazo *et al.*, 1996c), se asimilan a la Unidad eólica 4 reconocida en el área (El Asperillo-Doñana), que comienza a aislar el área de Las Madres, lo que provoca su evolución a *lagoon*, como sugieren los depósitos de arcillas y limos orgánicos (4450 ± 70 yrBP) en los que los datos de polen demuestran que se trata de un medio salobre tipo *lagoon*. Este cierre también podría ser debido al cierre de la laguna por desarrollo de una flecha litoral en el área de Punta Arenillas anterior a las aflorantes actualmente (Dabrio *et al.*, en prensa), si bien la misma no ha sido observada en los sondeos y catas realizadas, apareciendo únicamente los depósitos dunares.

A partir del desarrollo de la primera unidad de flecha litoral que se observa en el área (H_2 , comienzo ca.4200 yrBP), se produce el aislamiento total de la laguna, evolucionando hacia un medio de agua dulce claramente sin influencia marina hasta al menos ca.1000 yrBP (Zazo *et al.*, 1996c; Dabrio *et al.*, en prensa).

Posteriormente se produce una interrupción del depósito de turbas que estaría relacionada tanto con la subida del nivel del mar que se asocia al *gap*

observado entre ca.800-500 yrBP (entre las unidades H₁ y H₂), como con el fuerte desarrollo de dunas que prograda sobre la laguna (Zazo *et al.*, 1996c), asociadas a la progradación de la unidad de flecha litoral H₄.

4.9. TERRAZAS, SOCAVES Y PLATAFORMAS

En el área atlántica los restos de terrazas marinas holocenas se localizan preferentemente entre Chiclana y Tarifa, y corresponden a terrazas fluvio-marinas, no cementadas, que presentan fauna idéntica a la actual del litoral gaditano (Zazo y Ovejero, 1976). Dichos depósitos son los correspondientes a la denominada "4ª Transgresión de Zahara" reconocida por Zazo (1980), y que se distribuye por este sector del litoral a una altura que varía entre 1 y 2 m. por encima del nivel medio de pleamar actual. En el área de Torre Nueva-El Palmar, este nivel esta constituido por limos arenosos negruzcos, con restos de fauna, que alcanzan 2 m. sobre el nivel medio de pleamar actual y se apoyan sobre los niveles marinos del Pleistoceno superior (ver apartado 3). En el área de Zahara esta terraza corresponde a restos de un cordón litoral constituido por cantos de areniscas, calizas y restos de un microconglomerado marino heredado del nivel del Pleistoceno superior (Ouljiense) en el que se litoral a cerca de 0 m. que parece corresponder con apoya (Zazo, 1980). En Tarifa (Barrio del Norte) se ha descrito restos de un cordón los anteriores niveles (Zazo, 1980), si bien no es posible observarlo actualmente.

En la Bahía de Cádiz se ha descrito un depósito correspondiente a restos de un cordón litoral que se presenta como una orla que bordea las marismas. Este nivel aparece de forma continua entre 0 y +3,8 m. y ha sido considerado como de edad post-romana (Zazo y Ovejero, 1976; Zazo, 1980). Recientes estudios de detalle realizados al Sur de la Bahía de Cádiz (Coto de la Isleta) describen un nivel morfosedimentario a +0,65 del nivel medio de pleamar actual, constituido por limos y arenas finas oscuras con restos de materia orgánica, que correspondería a una llanura mareal con vegetación y que, a partir de restos arqueológicos, ha sido datada como de época romana (entre los siglos I y II d.C.) (Gracia *et al.*, 1995).

En el área mediterránea se han reconocido restos de una terraza marina constituida por arenas oscuras orgánicas, con restos de fauna, en el playa del Negro, Manilva (al Norte de La Atunara), con una altura máxima de 1,5-2 m, datada por ¹⁴C (AMS) en 2320 ± 100 yrBP. Si se compara con el histograma de intensidades de los sistemas de flechas litorales, se puede observar que corresponde, en edad, con el *gap* situado entre 2600-2350 yrBP, lo cual es coherente con el significado atribuido a estos *gap*, como correspondientes a intervalos de subida del nivel del mar.

En relación a la zona de estudio, y dado que se ha utilizado el Sistema de Roquetas como referencia para nuestro área, es de destacar que Angelier *et al.* (1976) citan una terraza marina a +2 m en el Campo de Dalías, y Goy *et al.* (1986b) citan un nivel a +3 m en el sistema isla barrera-lagoon de Roquetas, ambos con unas edades ^{14}C de 4530 ± 150 yrBP y 4520 ± 130 yrBP respectivamente. Estos datos también coinciden con la propuesta de una subida del nivel del mar en ese momento.

En el área de Málaga (desde Nerja a la playa del Candado), así como en los materiales carbonatados del área de Gibraltar y Cádiz, se observa entre 0 y +0,5 m un socave continuo, en ocasiones asociado a una plataforma bioconstruida al actual nivel del mar. Si bien no se puede determinar más sobre su tiempo de formación, sí parece indicar una cierta estabilidad, con variaciones que no superan el orden decimétrico, que permitirían la erosión de dicho socave y la construcción de la plataforma, condiciones que parecen haberse mantenido durante los últimos 4200 yrBP.

4.10. CONCLUSIONES: VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL PRESENTE INTERGLACIAL

Sin considerar variaciones locales, el estudio de Warne y Stanley (1995) de secuencias del Pleistoceno superior-Holoceno de medios deltáicos y estuarinos en áreas subsidentes de todo el mundo sugiere que, dada la cronología y distribución de las unidades reconocidas en la mayoría de dichas secuencias, parece poder perfilarse un patrón general de variación del nivel del mar, que presenta un mínimo a ca.20000-18000 yrBP, empezando a ascender rápidamente entre 16000 y 9000 yrBP (Fairbanks, 1989). El índice de subida del nivel del mar sufre una deceleración entre ca.9000 y 5000 yrBP para alcanzar su nivel actual a ca.5000-4000 yrBP (Lighty *et al.*, 1982). Un mayor ajuste de estos datos (Stanley, 1995) indica que, en general, se acepta la situación del nivel del mar a aproximadamente -125/-120 m. del actual a ca.18000 yrBP (Fairbanks, 1989), produciéndose una rápida subida del nivel del mar hasta ca.8000-6500 yrBP, momento en el cual la tasa de subida de nivel del mar decrece significativamente. Igualmente, cambios en la curva del nivel del mar durante ca.11500 yrBP han sido registrados en márgenes continentales y costas, relacionado con el evento Younger Dryas (Mayewski, 1994; Stanley, 1995).

En conjunto, este patrón obtenido en las secuencias definidas se ajusta a lo observado en el área atlántica, aunque con variaciones significativas debidas tanto a la situación geográfica como al clima, tectónica, aporte de sedimentos, dinámica costera y actividad antrópica. Estas variaciones son las que hacen que, después de numerosos análisis globales de curvas eustáticas (Van de Plassche, 1986; Scott *et al.*, 1989; Pirazzoli, 1991), se llegue a la conclusión de que no existe una curva de variación del nivel del mar global.

Debido a lo anteriormente expuesto, y en función de los datos aportados en el presente capítulo, se propone una curva de variación relativa del nivel del mar para el área de conexión Atlántico-Mediterráneo durante el Pleistoceno superior-Holoceno (Última Deglaciación-Presente Interglacial) con las siguientes fases (figura 4.43):

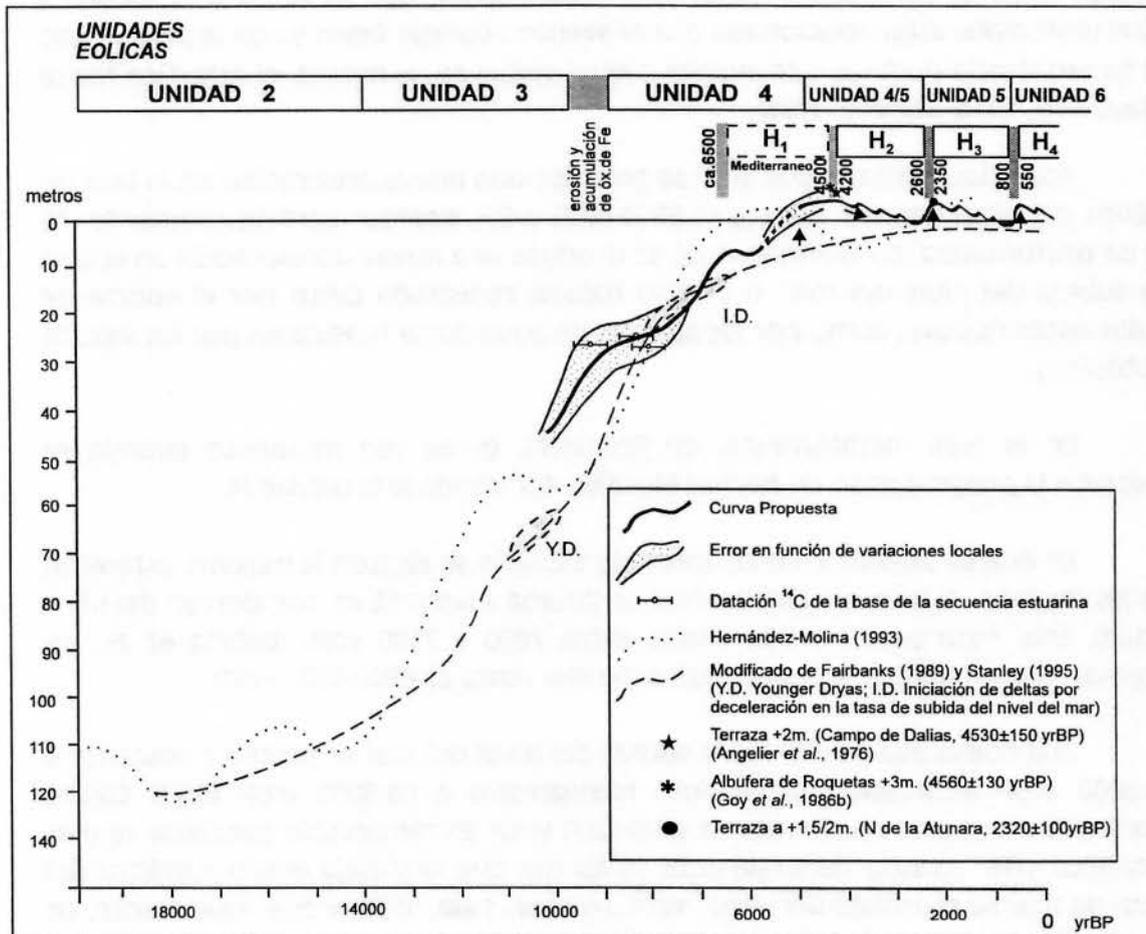


Figura 4.43. Curva de variación del nivel del mar en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo durante el Último Interglacial.

A ca.18000 yrBP la posición del mar se encontraba a unos -125/-120 m del nivel actual, comenzando a subir rápidamente aproximadamente a ca.16000-14000 yrBP, cuando se desplaza de cerca de -100 m hasta cerca de -20/25 m de profundidad, nivel que alcanza antes de 9600 yrBP. Esta profundidad está marcada en la base de niveles orgánicos y turba de los sondeos del estuario del Guadalete y de la desembocadura del Odiel, así como en la reconstrucción realizada del paleodelta del Guadalquivir que comienza a formarse inmediatamente posterior a este momento. No obstante, debemos destacar que existe un margen de error,

tanto en edad como en profundidad, debido a las dataciones realizadas en dichos niveles y a la subsidencia y compactación que ha afectado a los sedimentos.

A partir de 9600 yrBP y hasta al menos ca.8000 yrBP se produce una deceleración en la subida del nivel del mar, marcada por los depósitos de materia orgánica, turbas y *lags* de conchas encontrados en los citados sondeos. Si bien no existen criterios para confirmarlo, esta deceleración, que se registra al menos a 9600 yrBP, debe estar relacionada con el evento Younger Dryas y con la parada que se ha registrado durante este evento a nivel global en, al menos, el Atlántico Norte (Mayewski, 1994; Stanley, 1995).

Posteriormente a 8000 yrBP se produce una nueva aceleración en la tasa de subida del nivel del mar para, a ca.6500-6000 yrBP, alcanzar aproximadamente -12 m de profundidad. En ese momento se produce una nueva deceleración en la tasa de subida del nivel del mar, o incluso bajada, registrada tanto por el aporte de sedimentos fluviales como por los aportes de agua dulce mostrados por los valores isotópicos.

En el área mediterránea, en Roquetas, es en ese momento cuando se favorece la progradación de flechas litorales, formándose la unidad H₁.

En el área atlántica, en las zonas de estuario se alcanza la máxima extensión de los mismos, si bien el nivel del mar se situaba a unos 12 m. por debajo del nivel actual. Este momento ha sido fijado entre 7600 y 7100 yrBP (Dabrio *et al.*, en prensa), si bien parece que se puede extender hasta ca.6800-6500 yrBP.

Una nueva aceleración en la subida del nivel del mar se produce posterior a ca.5800 yrBP alcanzando el máximo transgresivo a ca.5000 yrBP (5800 CalBP), manteniéndose este nivel hasta ca.4500-4200 yrBP. Es remarcable constatar que es a ca.5000 yrBP cuando generalmente se asume que la subida glacio-eustática del nivel de mar se completa (Pirazzoli, 1991; Mörner, 1994, 1996) y que, igualmente, en el estudio de Pirazzoli (1991) de 594 curvas relativas del nivel del mar, el autor encuentra una subida del nivel del mar a 5000 yrBP en, al menos, la mitad de las localidades estudiadas.

A partir de ca.4200 yrBP se produce una pequeña bajada, que, junto con la dinámica sedimentaria del momento, favorece la formación y progradación de los sistemas de flechas litorales. Pequeñas pulsaciones positivas (del orden decimétrico) con una ciclicidad de ca.350-400 años, generan la formación de los distintos *sets* reconocidos en cada unidad morfosedimentaria. Subidas del orden decimétrico a métrico, generadas en momentos de inestabilidad climática, producen diferentes *gap* erosivos que separan las distintas unidades a 4500-4200 yrBP, 2600-2350 yrBP y 800-500 yrBP respectivamente. Estas subidas han quedado igualmente registradas como terrazas marinas entre +2/3 m, a ca.4500 yrBP y ca.2300 yrBP.

Igualmente, si bien estas tendencias están relacionadas con un patrón natural, al menos durante los últimos 2000 yrBP, su reflejo en la morfología del litoral se ha visto influenciado por la actividad antrópica, más intensamente desde 500 yrBP hasta la actualidad.

En el análisis de los sistemas de flechas litorales (apartado 4.4.) se ha expuesto como las condiciones favorables para la progradación de los sistemas de flechas se producen cuando el nivel del mar baja suavemente o se estabiliza (Roy *et al.*, 1994) y que después del máximo eustático holoceno es cuando se producen unas condiciones *post-stillstand* con desarrollo de sistemas progradantes, existiendo los tiempos de relajación necesarios para indicar cambios morfológicos (del orden de 10^3 años, Nielsen y Roy, 1981; Cowel y Thom, 1994). Igualmente se ha observado que las crestas de playa se forman por subidas de la "línea de agua" del rango de 5 a 30 cm. que se mantienen por un intervalo de algunos años o épocas concretas (Tanner, 1995). El surco asociado a continuación se forma cuando la siguiente bajada del nivel del mar retorna la zona de batida del oleaje a su antigua posición para restablecer el equilibrio.

Como se ha visto, una vez alcanzado el máximo transgresivo (ca.5000 yrBP), se produce un relajamiento de la componente glacio-eustática y dominan los procesos de redistribución de las masas oceánicas, en nuestro caso, la Corriente del Golfo, que es la que afecta nuestras costas, existiendo desde entonces variaciones de decimétricas a métricas en relación al nivel del mar actual. La influencia de la distribución de la masa de agua oceánica atlántica en las variaciones del nivel del mar y en la evolución del litoral, se entiende si se revisa el registro existente en otras áreas de características similares a las nuestras.

En primer lugar, es de gran interés comprender la influencia que tiene el anticiclón de las Azores en este intercambio de masas de agua, en particular en el influjo de Agua Superficial Atlántica al Mediterráneo. En verano el anticiclón de las Azores se extiende en forma de cuña sobre Europa creando una barrera infranqueable a los flujos procedentes del Atlántico, lo que da lugar a sequedad y altas temperaturas características de esta estación. En invierno, éste se desplaza hacia el Sur permitiendo que la Península quede más expuesta a los vientos del Oeste y a las borrascas atlánticas, provocando inestabilidad, templanza térmica y precipitaciones (Font Tullot, 1988).

Parece ser que en verano es mayor el flujo de agua atlántica hacia el Mediterráneo (Cano y Fernández, 1986; IEO, 1991), debido a que existe una mayor evaporación en esta estación. Por el contrario, Parrilla y Kinder (1987) sostienen que la evaporación en el Mediterráneo es mayor en invierno debido a los vientos existentes, planteando una contradicción a los anteriores datos. Datos de Bormans *et al.* (1986) muestran que el flujo de agua entrante responde a un ciclo temporal, siendo más fuerte en primavera. Posteriormente han sugerido que el flujo es máximo en el período después de febrero-marzo, cuando la cuenca del

Mediterráneo se ha rellenado debido a la entrada de agua invernal, volviendo a existir un submáximo a final de año para suplir con entrada de agua nueva el drenaje que ha existido durante el verano (Garrett *et al.*, 1990). Apoyando esto, Bryden *et al.* (1994), observan que el flujo es mínimo entre final de enero y mediados de marzo, justo antes de la época observada para flujo máximo, si bien señalan que se necesitarían mayor número de medidas y estudios para poder marcar estas épocas con fiabilidad.

De este modo, al no estar bien explicada la relación entre el flujo de agua atlántica y las situaciones estacionales, no se puede asociar con certeza las épocas de mayor entrada de agua atlántica que han influido en la evolución del litoral, con una situación climática determinada.

En la costa de Florida, Stapor *et al.* (1991) diferencian varias unidades dentro de un complejo sistema de flechas litorales: una primera desarrollada entre 3000-2000 yrBP; otra desarrollada entre 2000 y 1500 yrBP; otra entre 1500 y 1100 yrBP y una última entre 500 y 150 yrBP. Las mismas se han formado a favor de fluctuaciones del nivel del mar, cada una constando de una fase inicial acumulativa seguida de una fase erosiva que se produce cuando el aporte de sedimento desciende por debajo de un umbral crítico y/o por el redireccionamiento del sistema de transporte.

Igualmente, en la costa atlántica de Brasil, se han reconocido varias unidades de flechas litorales que se han desarrollado en tres fases principales de formación (Suguío *et al.*, 1979; Martín *et al.*, 1985 ; Domínguez *et al.*, 1992 Angulo y Suguío, 1995): la primera fase se desarrolla entre 5100 y 3900 yrBP, la segunda entre 3600 y 2700 yrBP y la última desde 2500 yrBP a la actualidad. Durante estas fases se han observado inversiones en el transporte del sedimento provocado por cambios en la dirección predominante del oleaje y cambios en el régimen de vientos.

En la costa Oeste norafricana se ha observado que la progradación de los sistemas de flechas litorales comienza ca.6000-5500 yrBP, a continuación del máximo eustático holoceno en este área (Anthony, 1989), destacando el rápido relleno y progradación a partir de 3000 yrBP, debido a la abundancia de sedimento producto del incremento de lluvias y descargas fluviales (Anthony, 1990; 1995).

Es indudable que el desarrollo de estos sistemas y las distintas fases de formación responden a un mismo factor y, aparte de variaciones locales debido a las particulares características tectónicas, la dinámica de cada área y la presencia de sedimentos en las mismas, el factor determinante que ha influido en su desarrollo ha sido la redistribución de las masas de agua oceánicas en el Atlántico Norte y Atlántico Ecuatorial. Esta redistribución de las masas de agua después del máximo glacio-eustático se refleja en las variaciones del nivel del mar y, al estar provocadas por cambios entre el momento angular de rotación terrestre y la

hidrosfera (Mörner, 1994), deben manifestarse igualmente en cambios en los parámetros climáticos (figura 4.44).

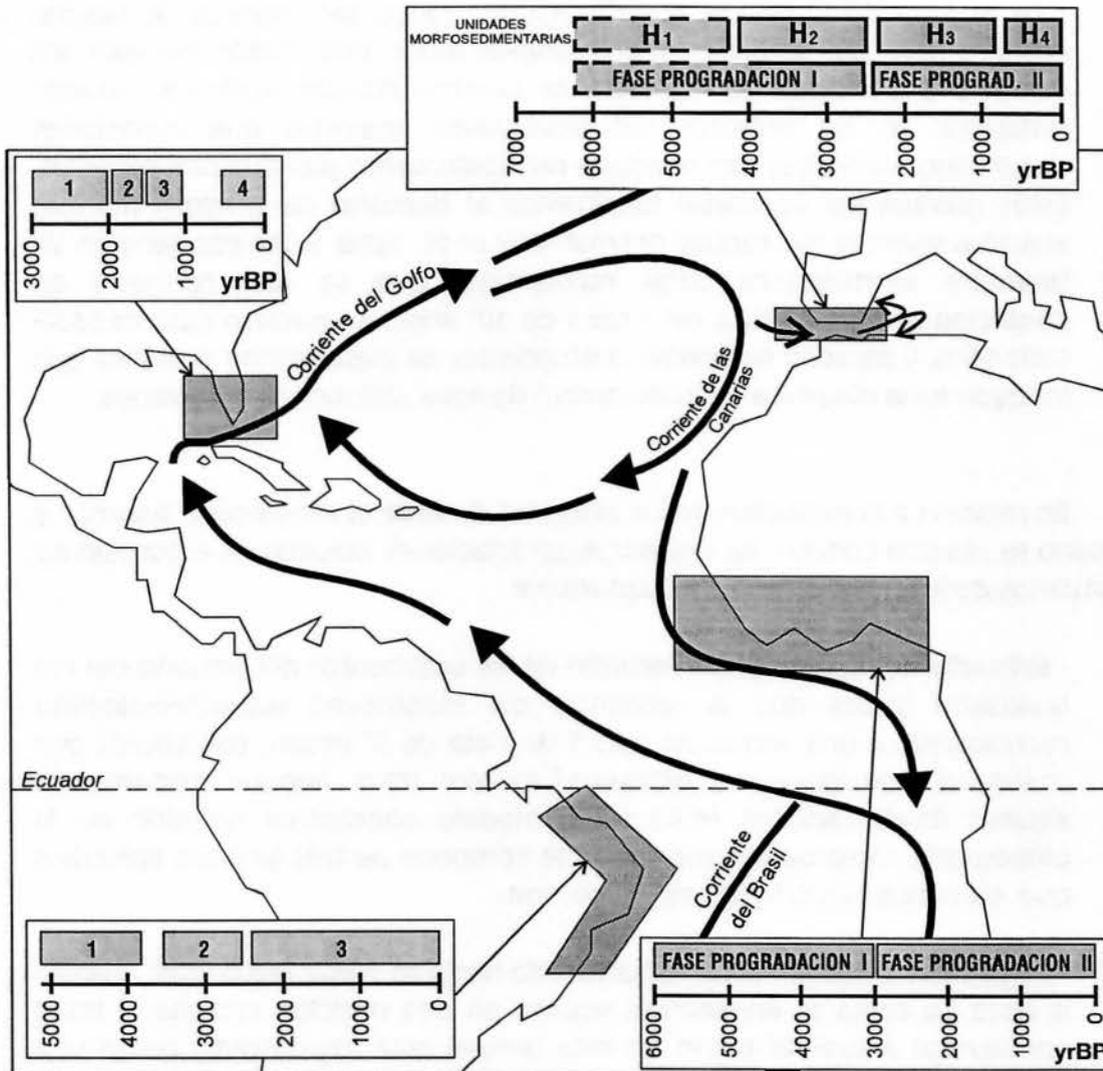


Figura 4.44. Sistemas de flechas litorales en el área de influencia del Atlántico Norte y Atlántico Ecuatorial desarrollados desde el máximo glacio-eustático holoceno (ca. 5000 yrBP).

Con estas premisas, se puede concluir que:

- Una vez alcanzado el máximo eustático holoceno a ca.5000 yrBP (5800 CalBP), las variaciones del nivel del mar que afectan al litoral son reflejo de la distribución de las masas de agua oceánicas, en nuestro caso las del Atlántico Norte y Atlántico Ecuatorial, y mas concretamente, la Corriente del Golfo. Cualquier modificación en las condiciones climáticas afecta

intensamente a las mismas y, por tanto, quedan reflejadas en las unidades morfosedimentarias que marcan la evolución del litoral.

- En el Área de Conexión Atlántico-Mediterráneo los sistemas de flechas litorales son las unidades morfosedimentarias que mejor reflejan los cambios producidos. Las variaciones centimétricas/decimétricas quedan reflejadas en los distintos *set* observados, mientras que variaciones decimétricas/métricas han quedado reflejadas como *gap* erosivos mayores. Estos pueden ser asociados igualmente al depósito de terrazas marinas elevadas sobre el nivel actual del mar (Goy *et al.*, 1996). Estos *gap* separan las Unidades Morfosedimentarias reconocidas que se han formado en condiciones de relajación del orden de 10^3 años, en nuestro caso ca.1300-1500 años, y parecen responder a situaciones de inestabilidad climática que influyen en la dinámica de intercambio de agua atlántica-mediterránea.

En relación a la evolución de los estuarios durante el Pleistoceno superior y Holoceno se pueden concluir las siguientes apreciaciones, basadas en el estudio de los estuarios de los ríos Guadalete y Guadalquivir.

- **Estuario del Guadalete.** El estudio de los sedimentos del estuario del Río Guadalete indica que la secuencia del Pleistoceno superior-Holoceno corresponde a una secuencia tipo 1 de ciclo de 5^o orden, constituida por *Lowstand*, *Transgressive* y *Highstand System Tract*, aunque presentando algunas modificaciones respecto al modelo conceptual definido en la bibliografía. La secuencia registrada se compone de tres grandes episodios que, de más antiguo a más moderno, son:

- Un *Lowstand System Tract*, desarrollado hasta ca.16000-14000 yrBP, cuando la línea de costa se encontraba situada en una posición cercana al talud continental actual. El techo de esta unidad está identificado como una superficie erosiva resultado de la incisión fluvial que se produce en este momento, marcando la morfología del paleovalle resultante donde se instalarán los estuarios holocenos.

- A continuación se genera una secuencia de tres *Transgressive System Tract* desarrollados entre ca.14000-9600 yrBP, ca.9000-6000 yrBP y ca.5800-4500 yrBP, respectivamente. Éstos se encuentran separados por momentos de deceleración relativa en la tasa de subida del nivel del mar, o incluso por bajada. La observada entre ca.6000-5800 yrBP provoca el encajamiento de los canales principales de los estuarios. Es interesante señalar que el momento de máxima extensión de los estuarios se produce durante el segundo TST observado, entre ca.7400 y 6800-6500 yrBP.

- Por último, se genera un *Highstand System Tract* desarrollado desde ca.4500-4200 yrBP hasta la actualidad. En este episodio se reflejan los cambios observados en los sistemas morfosedimentarios litorales, comenzando con el desarrollo en este área de la Fase de Progradación I (representada por la unidad H₂) y registrándose el tránsito hacia condiciones restringidas, siendo más evidente en el momento en que está totalmente desarrollada la unidad morfosedimentaria H₂ (a partir del *gap* entre H₂ y H₃, ca.2600-2350 yr BP). El inicio de la Fase de Progradación II provocó el relleno progresivo de los estuarios y la progradación acelerada de los sistemas de llanuras deltáicas que se colmataron en su totalidad. Este hecho tuvo lugar desde ca.500 yrBP, coincidiendo con el desarrollo de la unidad morfosedimentaria H₄.

- **Estuario del Guadalquivir.** El estudio de los depósitos correspondientes al Holoceno superior del Estuario del Guadalquivir, realizado a partir de los sondeos llevados a cabo en los Lucios del Lobo y del Pescador, ofrece igualmente un buen registro de la evolución del estuario en relación a los sistemas de flechas litorales.

- A partir de ca.2600 yrBP, cuando se registran episodios de tormenta asociados a la subida del nivel del mar relacionada con el *gap* observado a esa edad, se produce un incremento de las condiciones marinas, para progresivamente ir restringiéndose el ambiente a la vez que se desarrolla de la unidad morfosedimentaria H₃.

- Una vez formadas la mayor parte de las flechas litorales (ca.800 yrBP), y especialmente al comienzo del desarrollo de la unidad H₄ (ca.500 yrBP), es cuando se produce el máximo aislamiento del estuario, verificándose las condiciones marinas más restringidas y su completo relleno. Los sedimentos más recientes se encuentran asociados a los periodos de inundaciones acaecidos durante los últimos siglos, alguno de ellos documentado históricamente.

Capítulo 5

Capítulo 5

CONCLUSIONES: VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL ÚLTIMO Y PRESENTE INTERGLACIAL. IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS

5.1. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS EN RELACIÓN A LOS REGISTROS OCEANOGRÁFICOS DE ÁREAS PROXIMAS

Si bien en la presente Memoria se han expuesto los datos según la secuencia temporal, es decir, primero el Último Interglacial para proseguir con el Presente Interglacial, un análisis de los datos del modelo propuesto para la Última Deglaciación (12000 a 8000 yrBP) y el Presente Interglacial (10000 yrBP-actualidad), permite realizar algunas correlaciones con el modelo paleoambiental que pudo darse durante el inicio del Último Interglacial.

En cualquier caso, hay que comprender que la situación geográfica del área de estudio, tanto respecto a su latitud y longitud, como a su situación de zona de convergencia de dos áreas oceanográficas diferentes (Atlántico-Mediterráneo), condiciona de una manera importante el reflejo de las variaciones hidrodinámicas. Como se ha visto en el Capítulo 1, el intercambio de masas de agua entre el Atlántico y el Mediterráneo es un factor esencial para comprender la dinámica del Golfo de Cádiz y Mar de Alborán, y está, a su vez, condicionado por las características ambientales del área (régimen de vientos, mareas, oleaje y dinámica litoral), y por la situación climática dominante en cada momento.

Así, la entrada de agua atlántica al Mediterráneo y su efecto en el litoral del Sur peninsular, ha estado fuertemente influenciada por la situación climática que existió en el Atlántico Norte durante la Última Deglaciación, la cual estuvo relacionada con la situación del Frente Polar durante este período (figura 5.1).

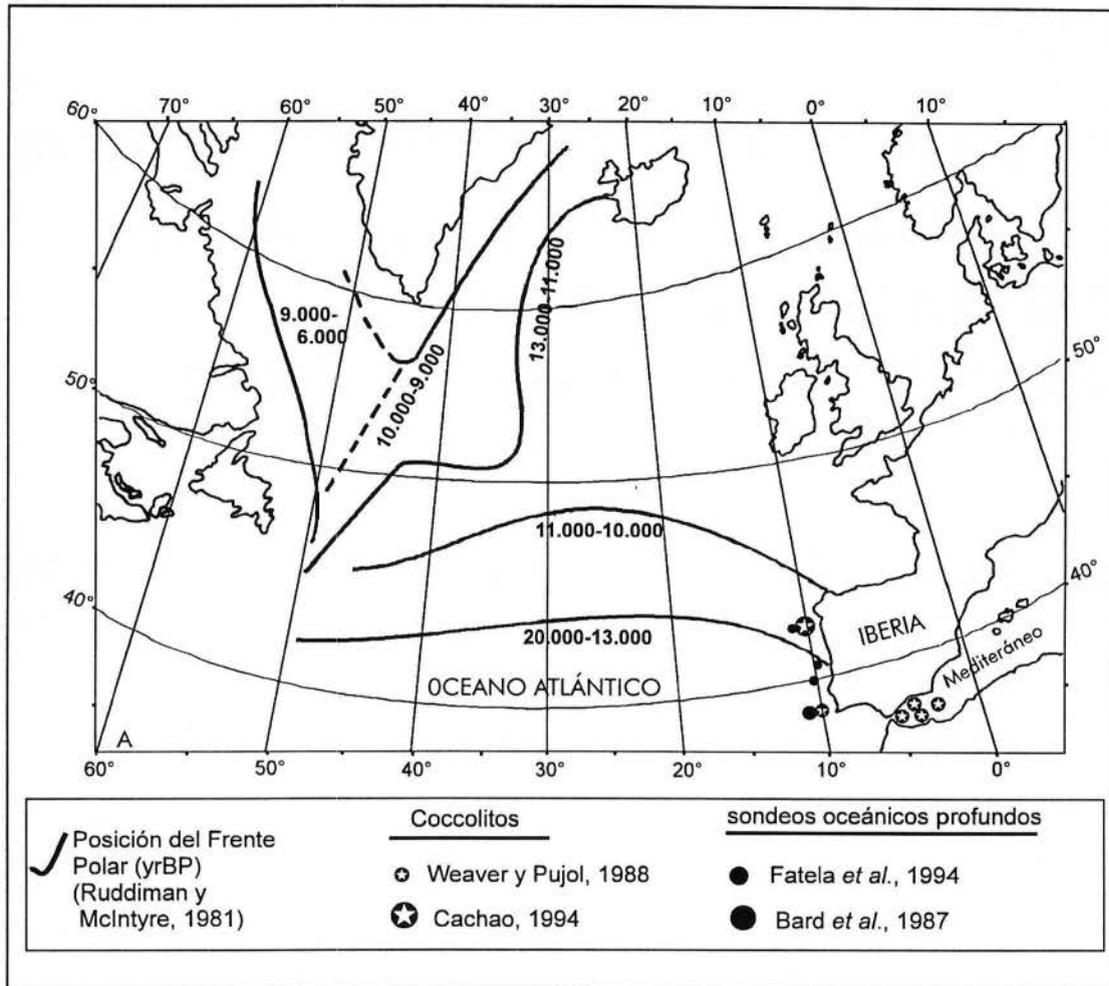


Figura 5.1. Variación del Frente Polar y su situación respecto a la Península Ibérica durante los últimos 20000 años.

La situación del Frente Polar durante las diferentes fases de la Última Glaciación influyó directamente en las condiciones paleoclimáticas de la Península Ibérica durante dicho episodio y, en concreto, la mayor o menor penetración hacia el Sur del Frente Polar determinó el mayor o menor efecto de la Corriente del Golfo en el litoral peninsular (Mörner, 1993; Zazo *et al.*, 1996a).

Durante la mayor parte de la Última Glaciación, una gran extensión del Atlántico Norte estuvo ocupada por aguas superficiales frías y por casquetes de hielo, avanzando el Frente Polar hasta una latitud cercana a los 40°N (Ruddiman y McIntyre, 1981a), si bien los datos de Duprat (1983) indican que hay registro de la influencia del Frente Polar hasta los 38°N. Aproximadamente ca.13 Ka el Frente Polar retrocedió hasta una posición cercana a Islandia, extendiéndose hacia el Norte a través de la costa NO europea. Entre 12 y 11,8 Ka un corto episodio de enfriamiento tuvo lugar en Europa (Estadial Older Dryas) seguido de una época

fresca pero más cálida que la anterior (Interstadial Allerød), hasta aproximadamente 11 Ka, cuando el Frente Polar avanzó hacia posiciones más septentrionales (Ruddiman y McIntyre, 1981b).

Datos de Bard *et al.* (1987) indican que este avance se produce a una velocidad extremadamente rápida y sugieren que durante el primer retroceso del Frente Polar (ca.12500-12000 yrBP) este se trasladó desde 35°N a 55°N. Contrariamente a esto, los datos de Fatela *et al.* (1994) concluyen que durante la Última Glaciación el Frente Polar no se desplazó más al Sur de 42°N en el litoral atlántico peninsular. Si bien estos datos indican una controversia sobre el máximo avance Sur del Frente Polar sobre el litoral peninsular, si es evidente que fuera cual fuera su máximo avance, éste fué suficiente para modificar sustancialmente la dinámica de la Corriente del Golfo.

El mencionado avance del Frente Polar provocó un enfriamiento generalizado entre los 11 y 10 Ka que marca el Estadio denominado Younger Dryas, del que hay evidencias de su registro en la Península Ibérica (Pons y Reille, 1988; Turner y Hannon, 1988; Hoyos, 1994a, 1994b; Allen *et al.*, 1996; Wansard, 1996; Zazo *et al.*, 1996a) y posiblemente también en el Norte de África (Lamb *et al.*, 1989). Este episodio está registrado en los sondeos de hielo de Groenlandia como un deterioro climático de corta duración (cerca de 1000 años), pero marcada amplitud, desarrollado entre 11,5 y 10,5 Ka (Dansgaard *et al.*, 1982; Mayewski, 1994). Datos del Norte de América indican también un abrupto cambio climático ca.11-10 Ka equivalente al Younger Dryas de Europa, por lo que parece ser que este enfriamiento estuvo claramente vinculado a cambios oceanográficos en el Atlántico Norte, lo que parece confirmarse al no existir evidencias de cambios climáticos comparables en las zonas no afectadas por la dinámica del Atlántico Norte (Bell y Walker, 1992).

En el área de conexión Atlántico-Mediterráneo, estos cambios y su influencia en la temperatura del agua oceánica superficial han podido ser registrados en diferentes estudios. Weaver y Pujol (1988) a partir del estudio de la relación entre la *Gephyrocapsa oceánica/G.muellerae* (Cocolitos) en sondeos del Mar de Alborán, encuentran que durante el interstadial Bølling-Allerød se produce un incremento en *G.oceánica* que sugiere que el Atlántico y el Mar de Alborán comenzaban a calentarse en ese momento. La ausencia de *G.oceánica* durante el Younger Dryas indica, por el contrario, un marcado enfriamiento del Mar de Alborán en ese momento, mientras que la presencia de dicha especie en el Atlántico indicaría que el área atlántica del Sur peninsular era más cálida que el Mar de Alborán durante ese evento. Nuevos estudios de paleotemperaturas del agua superficial del mar en base a análisis de moléculas de lípidos extraídas de sondeos marinos del Mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1996) indican una diferencia de temperatura media entre el Último Glacial y la actualidad de unos 4°C, habiéndose producido el calentamiento total entre 15000 y 8500 yrBP, llegándose al óptimo aproximadamente a 7000 yrBP, que parece haberse reflejado también en

asociaciones de dinoflagelados subtropicales del mismo testigo (Targarona *et al.*, en prep., en Cacho *et al.*, 1996). En el mismo registro se observa que el ascenso térmico durante la Deglaciación no fué continuo, sino que durante una primera fase de calentamiento, la temperatura del agua superficial oceánica se estabilizó durante el Bølling-Allerød, descendiendo sensiblemente entre 11000-10000 yrBP (Younger Dryas). Igualmente, Cacho *et al.* (1996) observan a partir del porcentaje de carbono orgánico total un aumento de productividad marina en el área, durante la primera fase de la Última Deglaciación, registrado también en estudios realizados en la zona en diatomeas, foraminíferos e isótopos (Abrantes, 1988; Vergnaud-Grazzini y Pierre, 1991), lo que ha sido asociado con una mayor actividad del *upwelling* debido a una aceleración del giro anticiclónico occidental provocado por una mayor entrada de agua atlántica a través del Estrecho de Gibraltar (Abrantes, 1988).

5.2. CONCLUSIONES EN RELACIÓN A NUESTROS REGISTROS

Si bien el registro de nuestros datos no permite realizar reconstrucciones de paleotemperaturas, sí hemos observado que la oscilación climática observada en el ciclo Allerød-Younger Dryas-Preboreal ha quedado registrada como una deceleración de la tasa de subida del nivel del mar inmediatamente posterior al Younger Dryas, a partir de la cual se registra toda la secuencia deltaico-estuarina holocena.

Si revisamos los datos aportados para el tránsito Estadios Isotópicos 6/5, es decir, tránsito glacial-interglacial (capítulo 3), se observa que en el área de estudio queda registrada una interrupción en este tránsito, reflejada como una interrupción en la subida del nivel del mar, ocurrida por una fluctuación climática equivalente a la observada en el ciclo Allerød-Younger Dryas, que ha sido denominada como oscilación Zeifen-Kattegat (Seidenkrantz y Knudsen, 1994; Seidenkrantz *et al.*, 1996), a partir de la cual se produce la expansión de la fauna cálida con *Strombus bubonius* en el litoral mediterráneo peninsular, lo que parece ajustarse a lo observado en la Última Deglaciación, e implicaría que esa expansión estaría motivada por un calentamiento de la costa del Sur peninsular en el área de conexión Atlántico-Mediterránea durante el episodio Zeifen (ca.130 Ka), al igual que ha ocurrido durante el Bølling-Allerød, así como una mayor actividad de *upwelling*, con mayor entrada de agua atlántica por el Estrecho, que provoca la distribución de *Strombus bubonius* por todo el litoral mediterráneo.

La presencia de este evento muestra que la oscilación climática Allerød-Younger Dryas no ha sido un episodio único, ya que el evento Zeifen-Kattegat muestra también un calentamiento seguido de un evento frío, ambos de corta duración y situándose ambas oscilaciones en el tránsito glacial-interglacial.

Estas oscilaciones parecen estar relacionadas con cambios oceánicos y atmosféricos y, en nuestro caso, estarían directamente influenciadas por la dinámica del Atlántico Norte (Corriente del Golfo; vena cálida Noratlántica: NAD). Si bien en nuestras latitudes, como se puede deducir por la presencia de fauna cálida en el Mediterráneo tanto en el tránsito Estadios Isotópicos 7/6 (Tirreniense I) como en el tránsito Estadios Isotópicos 6/5, no puede ocurrir una drástica ausencia de circulación de agua cálida procedente de la corriente NAD en estos momentos, tal como sucedió en la zona Norte del Atlántico Norte (Duplessy y Shackleton, 1985; Imbrie *et al.*, 1992), sí pudo notarse un enfriamiento en el área atlántica como sugiere la no presencia de fauna cálida en los depósitos marinos del litoral atlántico, donde la fauna cálida sólo aparece cuando las condiciones de circulación de NAD están completamente restablecidas en el Atlántico Norte, es decir, en el Estadio Isotópico 5c.

A partir de estos datos se puede concluir lo siguiente:

- **En el área de conexión Atlántico-Mediterráneo** han sido observadas durante el Penúltimo y Último Interglacial diferentes subidas del nivel del mar que pueden ser relacionadas con los diferentes Estadios Isotópicos que se han identificado en diversos lugares del mundo, tanto en terrazas marinas como en el registro de sondeos oceánicos. Estos dos ciclos climáticos se han comportado como episodios múltiples en los que se han podido observar diferentes pulsaciones (figura 5.2).
- **Dentro del Penúltimo Interglacial** hemos podido diferenciar, al menos, dos altas paradas del nivel del mar: una que correspondería al Subestadio Isotópico 7e, cercano a 240 Ka; y otra correspondiente al Subestadio Isotópico 7a, que en este área empieza a ca.200 Ka y dura al menos hasta 168 Ka. Este último episodio parece comportarse como un episodio múltiple en el que podrían diferenciarse varias pulsaciones correspondientes a subidas rápidas del nivel del mar.
- **Durante el Último Interglacial** han existido, al menos, tres altas paradas del nivel del mar correspondientes a los subestadios isotópicos 5e, 5c, 5a, reflejando cambios del orden de 10^4 años. Dentro de cada alta parada del nivel del mar se han distinguido diferentes pulsaciones positivas, reflejo de variaciones del orden de 10^3 años, que han quedado registradas como terrazas marinas (figura 5.3).
- **Durante el Presente Interglacial**, y dentro de una situación general de subida del nivel del mar encuadrada en las variaciones del orden de 10^4 años, se han diferenciado diversas pulsaciones positivas del nivel del mar que ocurren con un intervalo del orden de 10^3 años (1300-1600 años, tiempo general de duración de las Unidades Morfosedimentarias H). Estas incluyen

unidades menores reflejo de cambios del orden de 10^2 años. Estos cambios están claramente reflejados en los sistemas de flechas litorales, donde se han podido diferenciar dos fases principales de progradación separadas por un *gap* a ca. 2600-2350 yrBP. Cada fase esta compuesta por Unidades Morfosedimentarias H que, al menos en el área atlántica, se desarrollan entre 4200-2600 yrBP (H_2), 2350-800 yrBP (H_3) y 500 yrBP y la actualidad (H_4). Las unidades menores generadas entre cambios del orden de 10^2 años reconocidas son los *set* de crestas de playa (figura 5.3).

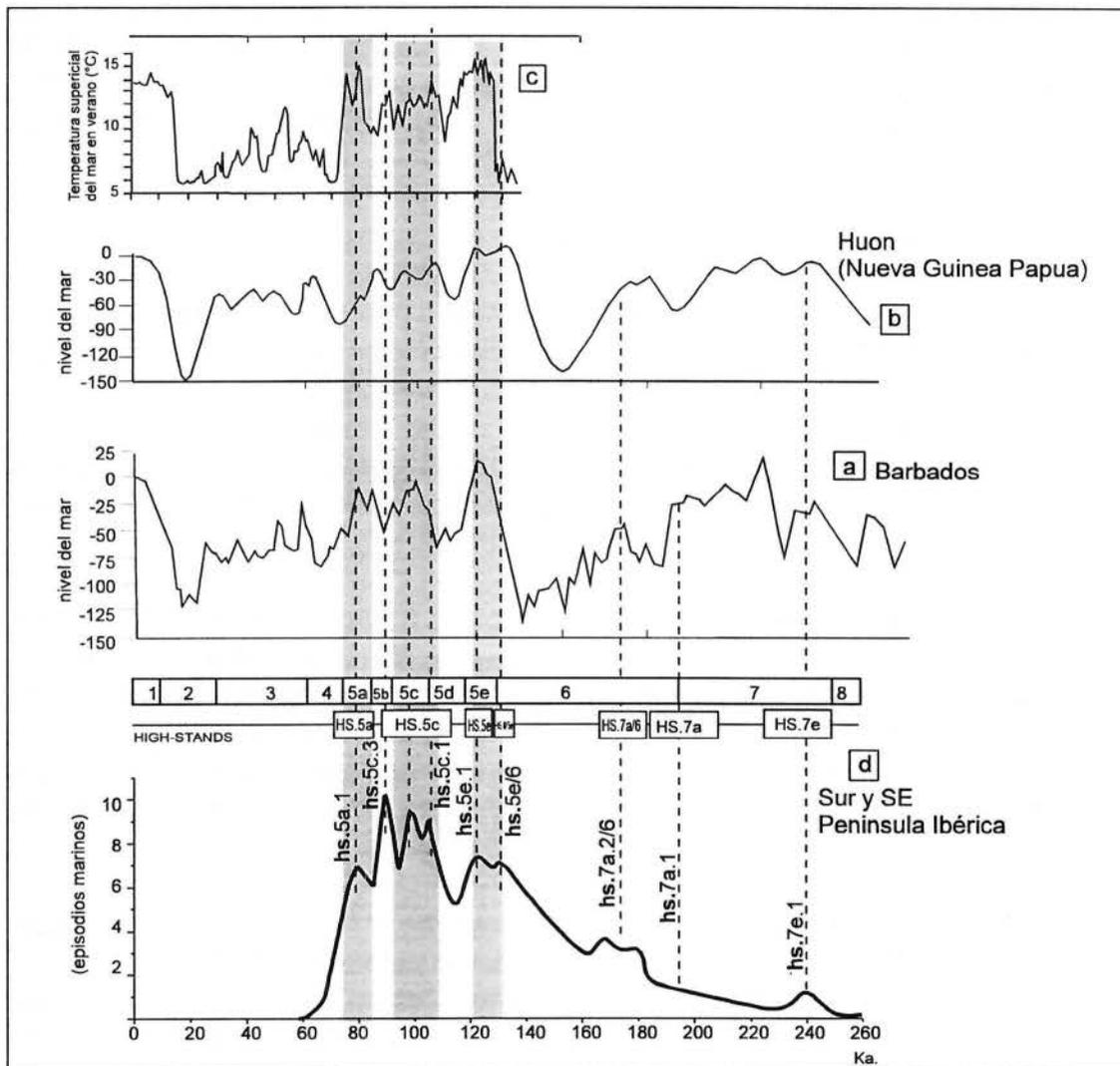


Figura 5.2. Correlación del registro de las altas paradas del mar en el área de conexión atlántico-mediterráneo (d) con el registro mundial: a) Variación del nivel del mar en las terrazas coralinas de Huon, Nueva Guinea Papua (Aharon y Chappell, 1986); b) Variaciones del nivel del mar en las terrazas coralinas de Barbados (Bard *et al.*, 1993); c) Variación de la temperatura en la superficie del océano (sondeo V23-82)(Bradley, 1985).

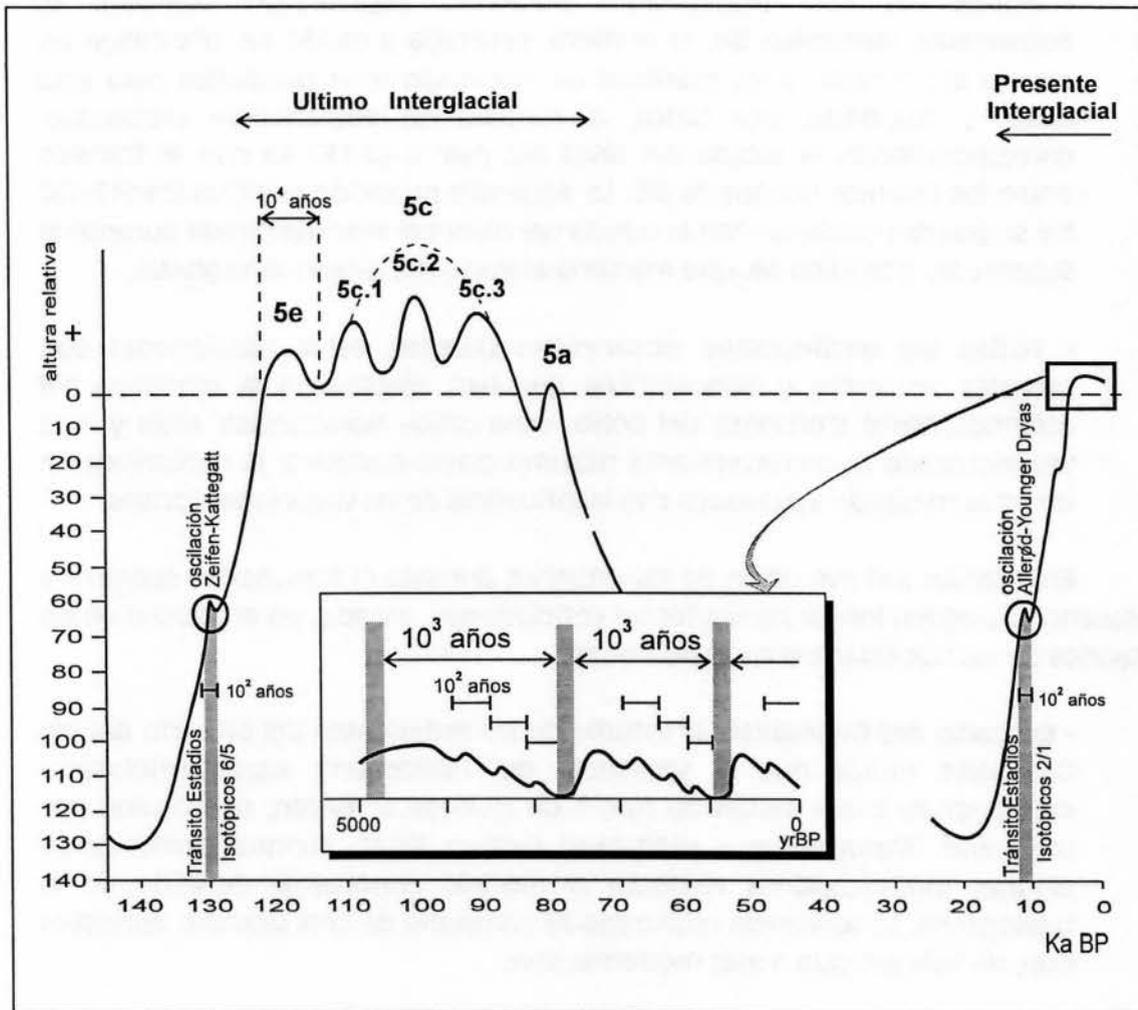


Figura 5.3. Variaciones del nivel del mar en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo en su diferente escala temporal.

- **El tránsito entre los Estadios Isotópicos 6/5 y entre los Estadios Isotópicos 2/1**, correspondientes a situaciones de transición Glacial/Interglacial, responden a un mismo patrón climático, observándose que dichos tránsitos no se producen de manera continua en ningún caso, registrándose en los dos una fluctuación climática del orden de 10² años de duración. Estas oscilaciones corresponden con los eventos denominados **Zeifen-Kattegatt** (en el tránsito entre los Estadios Isotópicos 6/5) y **Allerød-Younger Dryas** (en el tránsito entre los Estadios Isotópicos 2/1).

- **Sobre las dos pulsaciones positivas registradas durante el Subestadio Isotópico 5e**, la primera, centrada a ca.130 Ka, planteaba un dilema al preceder a los máximos de insolación solar predichos para esta edad, y responde, por tanto, al modelo de deglaciación propuesto, correspondiendo la subida del nivel del mar a ca.130 Ka con el tránsito entre los Estadios Isotópicos 6/5. La siguiente pulsación positiva (ca.117-120 Ka) se puede relacionar con la subida del nivel del mar registrada durante el Subestadio isotópico 5e, que marcaría el inicio del Último Interglacial.

- **Todas las oscilaciones observadas** parecen estar relacionadas con cambios oceánicos y atmosféricos que han afectado a la dinámica del Atlántico Norte (Corriente del Golfo; vena cálida Noratlántica: NAD) y, una vez alcanzado el correspondiente máximo glacio-eustático, la redistribución de estas masas de agua junto con la influencia de las situaciones locales.

En relación a la evolución de los estuarios durante el Pleistoceno superior y Holoceno se pueden inferir las siguientes conclusiones, basadas en el estudio de los estuarios de los ríos Guadalete y Guadalquivir.

- **Estuario del Guadalete.** El estudio de los sedimentos del estuario del Río Guadalete indica que la secuencia del Pleistoceno superior-Holoceno corresponde a una secuencia tipo 1 de ciclo de 5º orden, constituida por *Lowstand*, *Transgressive* y *Highstand System Tract*, aunque presentando algunas modificaciones respecto al modelo conceptual definido en la bibliografía. La secuencia registrada se compone de tres grandes episodios que, de más antiguo a más moderno, son:

- Un *Lowstand System Tract*, desarrollado hasta ca.16000-14000 yrBP, cuando la línea de costa se encontraba situada en una posición cercana al talud continental actual. El techo de esta unidad está identificado como una superficie erosiva resultado de la incisión fluvial que se produce en este momento, marcando la morfología del paleovalle resultante donde se instalarán los estuarios holocenos.

- A continuación se genera una secuencia de tres *Transgressive System Tract* desarrollados entre ca.14000-9600 yrBP, ca.9000-6000 yrBP y ca.5800-4500 yrBP, respectivamente. Éstos se encuentran separados por momentos de deceleración relativa en la tasa de subida del nivel del mar, o incluso por bajada. La observada entre ca.6000-5800 yrBP provoca el encajamiento de los canales principales de los estuarios. Es interesante señalar que el momento de máxima extensión de los estuarios se produce durante el segundo TST observado, entre ca.7400 y 6800-6500 yrBP.

- Por último, se genera un *Highstand System Tract* desarrollado desde ca.4500-4200 yrBP hasta la actualidad. En este episodio se reflejan los

cambios observados en los sistemas morfosedimentarios litorales, comenzando con el desarrollo en este área de la Fase de Progradación I (representada por la unidad H₂) y registrándose el tránsito hacia condiciones restringidas, siendo más evidente en el momento en que está totalmente desarrollada la unidad morfosedimentaria H₂ (a partir del *gap* entre H₂ y H₃, ca.2600-2350 yr BP). El inicio de la Fase de Progradación II provocó el relleno progresivo de los estuarios y la progradación acelerada de los sistemas de llanuras deltáicas que se colmataron en su totalidad. Este hecho tuvo lugar desde ca.500 yrBP, coincidiendo con el desarrollo de la unidad morfosedimentaria H₄.

- **Estuario del Guadalquivir.** El estudio de los depósitos correspondientes al Holoceno superior del Estuario del Guadalquivir, realizado a partir de los sondeos llevados a cabo en los Lucios del Lobo y del Pescador, ofrece igualmente un buen registro de la evolución del estuario en relación a los sistemas de flechas litorales.

- A partir de ca.2600 yrBP, cuando se registran episodios de tormenta asociados a la subida del nivel del mar relacionada con el *gap* observado a esa edad, se produce un incremento de las condiciones marinas, para progresivamente ir restringiéndose el ambiente a la vez que se desarrolla de la unidad morfosedimentaria H₃.

- Una vez formadas la mayor parte de las flechas litorales (ca.800 yrBP), y especialmente al comienzo del desarrollo de la unidad H₄ (ca.500 yrBP), es cuando se produce el máximo aislamiento del estuario, verificándose las condiciones marinas más restringidas y su completo relleno. Los sedimentos más recientes se encuentran asociados a los periodos de inundaciones acaecidos durante los últimos siglos, alguno de ellos documentado históricamente.

Bibliografía

BIBLIOGRAFÍA

- Abrantes, F.** (1988). Diatom productivity peak and increased circulation during latest Quaternary: Alborán basin (Western Mediterranean). *Marine Micropaleontology*, 13:79-96.
- Adtmella, R.** (1980). Informe de vientos costeros en el Mar de Alborán. *Informe Interno, I.E.O.* (Inédito).
- Aguirre, E.; Pasini, G.** (1985). The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes*, 8:116-120.
- Aharon, P.** (1984). Implications of the coral reef records from New Guinea concerning the astronomical theory of ice ages. En: Berger, A.L.; Imbrie, J.; Hays, J.; Kukla, G.; Saltaman, B. (eds.), *Milankovitch and Climate*:379-389.
- Aharon, P.; Chappell, J.** (1986). Oxygen isotopes, sea level changes and temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 10⁵ years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 56:337-379.
- Allen, J.R.L.** (1982). Spits. En: Schwartz, M.L. (ed.), *The encyclopedia of beaches and coastal environments*. Hutchinson Ross Publishing, Stroudsburg:789-792.
- Allen, J.R.L.; Huntley, B.; Watts, W.A.** (1996). The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14,000 yr. *Journal of Quaternary Science*, 11(2):125-147.
- del Amo, M.** (1976). Restos materiales de la población romana de Onuba. *Huelva Arqueológica*, II:24.
- Angelier, J.; Cadet, J.P.; Delibrias, G.; Fourniguet, J.; Gigout, M.; Guillemin, M.; Hogrel, M.T.; Lalou, C.; Pierre, G.** (1976). Les déformations du Quaternaire marin indicateurs néotectoniques. Quelques exemples Méditerranées. *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn.*, (2), 18(5):427-448.
- Angulo, R.J.; Suguio, K.** (1995). Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 113: 385-393.
- Anthony, E.J.** (1989). Translation du littoral ouest-africain de 18000 ans B.P. à l'Actuel: l'exemple de la Sierra Leone. *Bull. Géomorphol. CNRS*, 36:255-258.
- Anthony, E.J.** (1990). Environnement, géomorphologie et dynamique sédimentaire des côtes alluviales de la Sierra Leone, Afrique de l'Ouest. *Rev. Analyse Spatiale Quant. Appl.*, 27-28:189 pp.

- Anthony, E.J.** (1995). Beach-ridge development and sediment supply: examples from West Africa. *Marine Geology*, 129:175-186.
- Arteaga, O.; Hoffmann, G.; Schubert, H.; Schultz, H.** (1986). Investigaciones geológicas y arqueológicas sobre los cambios de la línea costera en el litoral de la Andalucía mediterránea. Informe preliminar. *Anuario Arqueológico de Andalucía 1985. II Actividades Sistemáticas*:117-122.
- Aubet, M.E.** (1988). Cerro del Villar 1987. Informe de la primera campaña de excavaciones en el asentamiento fenicio de la desembocadura del río Guadalhorce (Málaga). *Anuario Arqueológico de Andalucía 1987. II Actividades Sistemáticas*:310-316.
- Aubet, M.E.; Carulla, N.** (1986). El asentamiento fenicio del cerro del Villar (Málaga): Arqueología y paleogeografía del Guadalhorce y su hinterland. *Anuario Arqueológico de Andalucía 1985. II Actividades Sistemáticas*:425-430.
- Azema, J.** (1961). Etude geologique des abords de Malaga (Espagne). *Estudios Geológicos*,17:131-160.
- Baena, J.; Barranco, L.M.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Bardají, T.; Silva, P.G.; Estévez, A.; Sanz de Caldeano, C.; Rodríguez Estrella, T.** (1993). *Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia* (Escala 1:200.000 y 1:100.000) I.T.G.E., Consejería de Política Territorial y Obras Públicas, Comunidad de Murcia.
- Baena, J.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Dumas, B.; Hoyos, M.; Martinell, J.; Porta, J.** (1981). *Libro-Guía Excursión - Mesa Redonda sobre el Tirreniense del Litoral Mediterráneo Español*, (Coord. E. Aguirre). Unión Internacional para el Estudio del Cuaternario, Comisión de Líneas de Costa, Subcomisión del Mediterráneo y Mar Negro. Madrid-Lyon, 1981:78pp.
- Baena, J.; Jeréz, L.** (1982). Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la zona Bética s.str. *Colec. Informes IGME*:256 pp.
- Balsam, W.L.** (1981). Late Quaternary sedimentation in the western North Atlantic: stratigraphy and palaeoceanography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35:215-240.
- Banerjee, S.K.; King, J.; Marvin, J.** (1981). A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Letters*, 8:333-336.
- Bard, E.** (1988). Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: Paleooceanographic implications. *Paleoceanography*, 3:635-645.
- Bard, E.; Arnold, M.; Maurice, P.; Duprat, J.; Moyes, J.; Duplessy, J.C.** (1987). Retreat velocity of the North Atlantic Polar Front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry. *Nature*, 328:791-794.

- Bard, E.; Hamelin, B.; Fairbanks, R.G.** (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, 346:456-458.
- Bard, E.; Stuiver, M.; Shackleton, N.** (1993). How accurate are our chronologies of the past?. En: Eddy, J.A.; Oeschger, H. (eds.), *Global changes in the perspective of the past*. John Wiley & Sons, Ltd.:103-120.
- Bardají, T.; Goy, J.L.; Mörner, N.A.; Zazo, C.; Silva, P.G.; Somoza, L.; Dabrio, C.J.; Baena, J.** (1995). Towards a plio-pleistocene chronostratigraphy in eastern Betic Basins (SE Spain). *Geodinamica Acta*, 8(2):1-15.
- Bazzana, A.; Bedía, J.** (1990). Excavación de Saltés (Huelva). *Anuario Arqueológico de Andalucía/1990. Actividades Sistemáticas. Informes y memorias*. Consejería de Cultura y Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Dirección General de Bienes Culturales:252-257.
- Belknap, D.F.; Kraft, J.C.** (1977). Holocene relative sea-level changes and coastal stratigraphic units on the northwest flank of the Baltimore canyon trough geosyncline. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47(2):610-629.
- Bell, M.; Walker, M.J.C.** (1992). *Late Quaternary Environmental Change, Physical and Human perspectives*. Longman, Essex:273 pp.
- Bellon, H.; Bordet, P.; Montenat, C.** (1983). Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques (Espagne meridionale). *Bull. Soc. Géol. France*, 25(2):205-218.
- Berger, A.** (1978a). Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.*, 35:2362-2367.
- Berger, A.** (1978b). Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 9:63-87.
- Berger, A.L.** (1979). Insolation signatures of Quaternary climatic changes. *Il Nuovo Cimento*, 2C,1:63-87.
- Berggren, W.A.; Burckle, L.H.; Cita, M.B.; Cooke, H.B.S.; Funnell, B.M.; Garter, S.; Hays, J.D.; Kennet, J.P.; Opdyke, N.D.; Pastouret, L.; Shackleton, N.J.; Takayanagi, Y.** (1980). Towards a Quaternary Time Scale. *Quaternary Research*, 13:277-302.
- Bernat, M.; Bousquet, J.C.; Dars, R.** (1978). Th/U dating of the Ouljian stage from Torre García (Spain). *Nature*, 276:302-303.
- Bernat, M.; Echailler, J.L.; Bousquet, J.C.** (1982). Nouvelles datations lo-U sur des *Strombus* du dernier Interglaciaire en Méditerranée (La Marina, Espagne) et implications géologiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 295, II:1023-1026.
- Bloom, A.L.; Broeckner, W.S.; Chappell, J.; Mathews, R.K.; Mesolella, K.J.** (1974). Quaternary sea levels fluctuations on a tectonic coast; new $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*, 4:185-205.

- Boggs, S.** (1987). *Principles of sedimentology and Stratigraphy*. Merrill Publish. Company, Ohio:784 pp.
- Bonadonna, F.P.; Goy, J.L.; Ulzega, A.; Zazo, C.** (1987). Mediterranean and Black Sea Quaternary Shoreline map-legend, scale 1:100,000; 1:500,000. *INQUA Mediterranean and Black Sea Subcommission Newsletter*, 9.
- Bond, G.; Broeckner, W.; Johnsen, S.; McManus, J.; Labeyrie, L.; Jouzel, J.; Bonani, G.** (1993). Correlations between climate records from North-Atlantic sediments and Greenland Ice. *Nature*, 365:143-147.
- Borja, F.** (1992). Cuaternario reciente, Holoceno y periodos históricos del SW. de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años. *Tesis Doctoral*, Universidad de Sevilla:469 pp. (Inédita).
- Borja, F.; Campos, J.; Pozo, F.** (1991). Geoarqueología en el estero de la Fontanilla: El Puerto histórico de Palos de la Frontera (Huelva). *IV Jornada de Arqueología Andaluza*, Jaen:179-183.
- Borja, F.; Díaz del Olmo, F.** (1994a). Geomorfología del Manto Eólico Litoral de El Abalarío (Huelva). En: Arnáez, J.; García, J.M.; Gómez, A. (eds.), *Geomorfología en España*. SGE, Logroño:327-338.
- Borja, F.; Díaz del Olmo, F.** (1994b). El acantilado de El Asperillo: Cuaternario reciente y fases históricas en el litoral de Huelva. *Geogaceta*, 15:101-104.
- Borja, F.; Díaz del Olmo, F.** (1995). Manto eólico litoral del Abalarío (Huelva): Episodios morfogenéticos posteriores al 20,000 yrBP. *Resúmenes, Paleoambientes Cuaternarios en la Península Ibérica*, Santiago de Compostela:2 pp.
- Borja, F.; Díaz del Olmo, F.** (1996). Manto eólico litoral (MEL) del Abalarío (Huelva, España): Episodios morfogenéticos posteriores al 22,000 BP. En: Pérez Alberti, A.; Martini, P.; Chesworth, W.; Martínez Cortizas, A. (eds.), *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*:375-390.
- Borja, F.; García, J.M.; Castiñeire, J.; Gómez, F.; Campos, J.** (1993). El litoral acantilado de El Asperillo (Huelva). Valoración paleogeográfica y análisis de yacimientos (prospección arqueológica superficial). Junta de Andalucía, Sevilla. *Anuario arqueológico de Andalucía*, II:247-253.
- Bormans, M.; Garrett, C.; Thompson, K.R.** (1986). Seasonal variability of the surface in flow through the Strait of Gibraltar. *Oceanológica Acta*, 9:403-414.
- Borrego, J.** (1992). Sedimentología del Estuario del Río Odiel. Huelva. SW España. *Tesis Doctoral*. Universidad de Sevilla:308 pp. (Inédita)
- Borrego, J.; Morales, J.A.; Pendón, J.C.** (1992a). Elementos morfodinámicos responsables de la evolución reciente del estuario bajo del río Guadiana (Huelva). *Geogaceta*, 11:86-89.

- Borrego, J.; Morales, J.A.; Pendón, J.G.** (1992b). Efectos derivados de las actuaciones antrópicas sobre los ritmos de crecimiento de la flecha litoral de El Rompido (Huelva). *Geogaceta*, 11:89-92.
- Borrego, J.; Morales, J.A.; Pendón, J.G.** (1993). Holocene filling of an estuarine lagoon along the mesotidal coast of Huelva: The Piedras River mouth, Southwestern Spain. *Journal of Coastal Research*, 9:242-254.
- Boyd, R.; Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A.** (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80:139-150.
- Brückner, H.** (1986). Stratigraphy, evolution and age of Quaternary marine terraces in Morocco and Spain. *Zeitschr. Geomorphologie Neue Folge*, 62:83-101.
- Brückner, H.; Hoffmann, G.** (1992). Human-induced erosion processes in Mediterranean countries. Evidences from archeology, pedology and geology. *Geoökoplus*, III:97-110.
- Brückner, H.; Radtke, U.** (1986). Paleoclimatic implications derived from profiles along the Spanish Mediterranean coast. En: *López-Vera, F. (ed.), Quaternary Climate in Western Mediterranean*:467-486.
- Bryden, H.L.; Candela, J.; Kinder, T.H.** (1994). Exchange through the Strait of Gibraltar. *Prog.Oceanogr.*, 33:201-248.
- Bufforn, E.; Udias, A.; Colombas, M.A.** (1988). Seismicity, source mechanism and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152:89-118.
- Butzer, K.W.; Cuerda, J.** (1962). Coastal stratigraphy of Southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean sea. *Journal of Geology*, 70:398-416.
- Cáceres, L.M.** (1995). Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir. *Tesis Doctoral*. Universidad de Sevilla:292 pp. (Inédita).
- Cacho, I.; Targarona, J.; Canals, M.; Emeis, K.C.; Doose, H.; Alonso, B.; Calafat, A.M.** (1996). Estratigrafía molecular aplicada a la reconstrucción de las temperaturas y las salinidades superficiales del Mar de Alborán desde la última glaciación. *Geogaceta*, 20(5):1082-1086.
- Cano, N.; Fernández, F.** (1986). Variación estacional de la inclinación transversal de las aguas Atlánticas y Mediterráneas en el Estrecho de Gibraltar. *Boletín Instituto Español de Oceanografía*, 136:1-23.
- Cano, N.; García, J.M.** (1991). Corrientes en el litoral Malagueño. Baja frecuencia. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 7(2):59-77.
- Cano, N.; Gil, J.** (1984). Campaña hidrológica Alborán 78. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 1(2):114-125.
- Cantelli, G.** (1696). *Li Regni di Granata e d'Andalucia*.

- Capel, J.J.** (1981). *Los climas de España*. Oikos-Tausa Ediciones:429 pp.
- 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. *Mar. Micropaleontol.*, 13:265-289.
- Caratini, C.; Viguier, C.** (1973). Etude palynologique et sédimentologique des sables holocenes de la falaise littoral d'El Asperillo (Province de Huelva). *Estudios Geol.*, 29:325-328.
- Cause, C.; 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). *Geodinamica Acta*, 6(2):121-134.
- Civis, J.; Sierro, F.J.; González-Delgado, J.A.; Flores, J.A.; Andrés, I.; Porta, J.; Valle, M.F.** (1987). El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. En: *Paleontología del Neógeno de Huelva*. Departamento de Paleontología, Universidad de Salamanca:9-21.
- Clemente, L.; Menanteau, L.; Rodríguez Vidal, J.** (1985). Los depósitos holocenos en el estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva, España). *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico*. Lisboa:339-353.
- Collins, L.B.; Zhu, Z.R.; Wyrwoll, K.H.; Hatcher, B.G.; Playford, P.E.; Chen, J.H.** (1993). Late Quaternary evolution of coral reefs on a cool-water carbonate margin: the Abrolhos Carbonate Platforms, southwest Australia. *Marine Geology*, 110:203-212.
- Cortijo, E.; Yiou, P.; Labeyrie, L.; Cremer, M.** (1995). Sedimentary record of rapid climatic variability in the North Atlantic Ocean during the last glacial cycle. *Paleoceanography*, 10(5):911-926.
- Coulter Corporation** (1992). Coulter LS, *User Manual*.
- Cowel, P.J.; Thom, B.G.** (1994). Morphodynamics of coastal evolution. En: Carter, R.W.G.; Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge Univ. Press, Great Britain:33-86.
- Cuerda, J.** (1989). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Dirección General de Cultura, Gobierno Balear:305 pp.
- Curray, J.R.** (1964). Transgressions and regressions. En: Miller, R.L. (ed.), *Papers in Marine Geology*, Shepard Commemorative Volume. Macmillan Press, New York:175-203.
- Curray, J.R.; Emmel, F.J.; Crampton, P.J.S.** (1969). Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. En: Castanaras, A.A.; Phleger, F.B. (eds.), *Coastal Lagoons. A Symposium*. Universidad Nacional Autónoma de México/UNESCO, Mexico City:63-100.

- Chappell, J.** (1974). Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea level changes. *Geological Society of America Bulletin*, 85:553-570.
- Chappell, J.; Plach, H.** (1991). Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature*, 349:147-149.
- Chen, J.H.; Curran, H.A.; White, B.; Wasserburg, G.J.** (1991). Precise chronology of the last interglacial period: ^{234}U - ^{230}Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin*, 103:82-97.
- Chen, J.H.; Edwards, R.L.; Wasserburg, G.J.** (1986). ^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 80:241-251.
- Dabrio, C.J.** (1989). Playas e islas barrera-laggon. En: Arche, A. (ed.), *Sedimentología*, I. Col. Nuevas Tendencias, C.S.I.C., Madrid:349-394.
- Dabrio, C.J.; Boersma, J.R.; Fernández, J.** (1986). Evolución sedimentaria de la flecha del Rompido (Huelva). *Actas del X Congreso Nacional de Sedimentología*, 1:329-341.
- Dabrio, C.J.; Borja, F.; Zazo, C.; Boersma, R.J.; Lario, J.; Goy, J.L.; Polo, M.D.** (1996). Dunas eólicas y facies asociadas pleistocenas y holocenas en el acantilado del Asperillo (Huelva). *Geogaceta*, 20(5):1089-1092.
- Dabrio, C.J.; Goy, J.L.; Lario, J.; Zazo, C.; Borja, F.; González, A.** (1995b). The Guadalete estuary during the holocene times (Bay of Cadiz, Spain). *INQUA MBSS Newsletter*, 17:19-22.
- Dabrio, C.J.; Goy, J.L.; Zazo, C.** (1995a). Holocene changing coastlines in the Guadalete estuary (Bay of Cadiz, Southern Spain). *Reunión Monográfica sobre el Cambio de la costa. Los sistemas de Rías* (Vigo, España, Sept. 1995). Res. Com.:45-50.
- Dabrio, C.J.; Zazo, C.; Lario, J.; Goy, J.L.; Sierro, F.J.; Borja, F.; González, J.A.; Flores, J.A.** Holocene coastal evolution in the gulf of Cadiz (south Spain) deduced from filling of estuaries and connected spit bars. (En prensa).
- Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A.; Boyd, R.** (1992). Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62:1030-1043.
- Dansgaard et al.** , 1975. Climatic Change, Norse men and Modern man. *Nature*, 255:24-28.
- Dansgaard, W.; Clausen, H.B.; Gunderstrup, N.; Hammer, C.; Johnsen, S.F.; Kristinsdottir, P.M.; Reeh, N.** (1982). A new Greenland deep ice core. *Science*, 218:1273-1277.
- Davis, R.** (1983). *Depositional Systems. A genetic Approach to Sedimentary Geology*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey.
- Dawson, A.G.** (1984). Quaternary sea-level changes in western Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 3:345-368.

- Dawson, A.G.** (1992). *Ice Age Earth. Late Quaternary geology and climate*. Routledge, London:293 pp.
- Dewey, J.F.; Helman, M.; Turco, E.; Hutton, D.W.; Knott, S.D.** (1989). Kinematics of the Western Mediterranean. En: Coward, M. *et al.* (eds.), *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. London, Spc. Publ., 45:285-302.
- Díaz del Olmo, F.; Borja, F.** (1988). Geoarqueología de la costa mediterránea: La Plaza de la Marina (Málaga). *R.E.A.*, 11:137-154.
- Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.** (1992). Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, 80:213-232.
- Dumas, B.** (1977). Le Levant espagnol, la genese du relief. *These d'Etat*, Université Paris XII:520 pp.
- Duplessy, J.C.; Shackleton, N.J.** (1985). Response of global deep-water circulation to Earth's climatic change 135,000-107,000 years ago. *Nature*, 316:500-507.
- Duprat, J.** (1983). Les foraminifères planctoniques du Quaternaire Terminal d'un domaine pericontinental (Golfe de Gascogne, Cotes Ouest-Ibériques, Mer d'Alboran): Ecologie-Biostratigraphie. *Bull. Inst. Geol. du Bassin d'Aquitaine*, 33:72-150.
- Edwards, R.L.; Chen, J.H.; Ku, T.L.; Wasserburg, G.J.** (1987b). Precise timing of the last interglacial period from mass spectrometric determination of thorium-230 in corals. *Science*, 236:1547-1553.
- Edwards, R.L.; Chen, J.H.; Wasserburg, G.J.** (1987a). ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81:175-192.
- Emiliani, C.** (1955). Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63:538-578.
- Fairbanks, R.G.** (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342:637-642.
- Fairbridge, R.W.** (1961). Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth*, 4:99-185.
- Fairbridge, R.** (1968). Estuary. En: Fairbridge, R. (ed.), *The Encyclopedia of Geomorphology*. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc.:325-329.
- Fairbridge, R.** (1980). The Estuary: its definition and geodynamic cycle. En: Olausson, E.; Cato, I. (eds.), *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*:1-36.
- Fatela, F.; Duprat, J.; Pujos, A.** (1994). How southward migrated the polar front, along the west Iberian Margin, at 17,800 years BP. *Gaia*, 8:169-173.

- Figueroa, M.E.; Clemente, L.** (1979). Dinámica geomorfológica del estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva). Aplicación a la ordenación del territorio. *IV Reunión Nacional para el estudio del Cuaternario*, Bañolas.
- Folk, R.L.; Ward, W.C.** (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31:514-529.
- Font Tullot, I.** (1988). Historia del clima en España. Cambios climáticos y sus causas. *Instituto Nacional de Meteorología*, Madrid:297 pp.
- Fontbote, J.M.; Estevez, A.** (1980). Geología de la Cordillera Bética. Exc.nº47-A. *Boletín Geológico y Minero*, 91:249-292.
- Friedman, G.; Sanders, J.** (1978). *Principles of Sedimentology*. New York, John Wiley & Sons:792 pp.
- Funder, S.** (1989). Quaternary Geology of the ice-free areas and adjacent shelves of Greenland. En: Fulton, R.J. (ed.), *Quaternary Geology of Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada, Geology of Canada n.1. Geological Society of America, The Geology of North America, v K-1:743-792.
- Funkhouser, J.W.; Evitt, W.R.** (1959). Preparation techniques for acid-insoluble microfossils. *Micropalontology*, 5(3):369-375.
- Gallup, C.D.; Edwards, R.L.; Johnson, R.G.** (1994). The timing of High Sea Levels Over the Past 200,000 Years. *Science*, 263:796-800.
- García Lafuente, J.M.** (1986). Variabilidad del nivel del mar en el Estrecho de Gibraltar. Mareas y oscilaciones residuales. *Tesis Doctoral*. Univ. Málaga. (Inédita).
- García Lafuente, J.M. ; Cano, N.** (1993). Tidal dynamics and associated features of the northwestern shelf of the Alboran Sea. *Cont. Shelf Res.*
- Garrett, C.; Bormans, M.; Thompson, K.** (1990). Is the exchange through the Strait of Gibraltar maximal or submaximal?. En: Pratt, L.J. (ed.), *The Physical Oceanography of Sea Straits*. Kluwer Boston:271-294.
- Garrido, A.; Lárez, A.; Del Olmo, M.; Soler, R.** (1983). La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis Tectosedimentario. *Mediterranea*, 1:83-104.
- Gascard, J.C.; Richez, C.** (1985). Water masses and circulation in the western Alboran Sea and in the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 15:157-215.
- Gello, F.** (1869). *Mapa de Huelva*. Escala 1:200.000 (detalles a 1:100.000). Reproducido por la Biblioteca Santa Ana, Almendralejos.
- Geyh, M.A.** (1980). Holocene sea-level history: Case study of the statistical evaluation of ¹⁴C dates. En: Stuiver, M.; Kra, R.S. (eds.), *Proceedings of the 10th International ¹⁴C Conference*. *Radiocarbon*, 22(3):695-704.

- Gil, J.** (1990). Hidrografía de la plataforma continental española mediterránea y Golfo de León. Mayo-Junio 1988. *Informe Técnico*. I.E.O. (Inédito).
- Goy, J.L.; Hillaire Marcel, C.; Zazo, C.; Cuerda, J.** (1993b). The last interglacial in the Balearic Islands. Morphosedimentary records and neotectonic implications. *INQUA MBSS Newsletter*, 15:23-25.
- Goy, J.L.; Zazo, C.** (1982). Niveles marinos cuaternarios y su relación con la tectónica en el litoral de Almería. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 80:171-184.
- Goy, J.L.; Zazo, C.** (1983). Cartografía y Memoria del Cuaternario del Mapa Geológico de España, E: 1/50.000 (2ª serie). *Hoja nº 1059, El Cabo de Gata*, I.G.M.E.
- Goy, J.L.; Zazo, C.** (1986a). Synthesis of the Quaternary in the Almeria litoral neotectonic activity and its morphologic features, western betics, Spain. *Tectonophysics*, 130:259-270.
- Goy, J.L.; Zazo, C.** (1986b). Western Almeria (Spain). Coastline changes since the Last Interglacial. *Journal of Coastal Research*, 1:89-93.
- 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, SE Spain. *Tectonophysics*, 163:219-255.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Bardají, T.; Somoza, L.; Causse, C.; Hillaire Marcel, C.** (1993a). Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcie, Sud-Est de l'Espagne. *Geodinámica Acta*, 6(2):103-119.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Hillaire Marcel, C.** (1986b). Evolution des systèmes de lagons-îles barrière du Tyrrhénien a l'actualité a Campo de Dalías (Almería, Espagne). Edit. de l'Orstom, *Coll. Travaux et Documents*, 197:169-171.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Lario, J.** (1994b). Fault-controlled shifting shorelines in the Gulf of Cadiz since 20 KyBP. *1st Symposium on the Atlantic Iberian continental margin*, Lisboa, Portugal, Nov. 1994. Abstr. vol.:24.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Lario, J., Borja, F.; Sierro, F.; Flores, J.A.** (1995b). Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia during the Holocene. En: *Late Quaternary Coastal records of rapid change: Application to present and future conditions*. IGCP Project 367, IInd Annual Meeting, Antofagasta, Chile, November 1995. Abstr.vol.:37-38.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Lario, J.; Borja, F.; Sierro, F.; Flores, J.A.** (1996). Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 15(3-4):1-8.

- Goy, J.L.; Zazo, C.; Hillaire Marcel, C.; Causse, C.** (1986a). Stratigraphie et chronologie (U/Th) du Tyrrhénien du Sud-Est de l'Espagne. *Z. Geomorph. N.F.*, 62:71-82.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Silva, P.G.; Lario, J.; Bardají, T.; Somoza, L.** (1995a). Evaluación geomofológica del comportamiento neotectónico del Estrecho de Gibraltar (Zona Norte) durante el Cuaternario. *IV Coloquio Internacional sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar*, Sevilla, Mayo 1995:111-122.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Silva, P.G.; Somoza, L.; Lario, J.; Bardají, T.; Hoyos, M.; Dabrio, C.** (1994a). Estudio Neotectónico del Estrecho de Gibraltar (Zona Norte). Convenio de Investigación SECEGSA - Univ. Salamanca. *Informe Final*:78 pp. (Inédito).
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Somoza, L.; Dabrio, C.J.; Bardají, T.** (1989). Litoral Béticas Orientales (Alicante, Murcia, Almería). En: Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J. (eds.), *Libro Guía Excursión B-1: Litoral Mediterráneo*. 2ª Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid:37-99.
- Gracia, F.J.; Gallardo, M.; Giles, F.; Alonso, C.; Martí, J.; Benavente, J.; Reyes, J.L.; Abad, E.** (1995). Los niveles holoceno-históricos del Coto de la Isleta (Chiclana de la Frontera, Bahía de Cádiz). En: Aleixandre, T.; Pérez-González, A. (eds.), *Reconstrucción de Paleoambientes y Cambios Climáticos durante el Cuaternario. Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC*, 3: 409-422.
- Grove, J.M.** (1979). The glacial history of the Holocene. *Progress in Physical Geography*, 3:1-54.
- Grove, J.M.** (1988). *The Little Ice Age*. Methuen, London.
- Hajdas, I.** (1995). Radiocarbon and absolute dating of the Younger Dryas Climatic Event. *PAGES Newsletter*.
- Hamelin, B.; Bard, E.; Zindler, A.; Fairbanks, R.C.** (1991). $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ mass spectrometry of corals: How accurate is the U-Th age of the last interglacial period?. *Earth and Planetary Science Letters*, 106:169-180.
- Harkness, D.D.** (1983). The extend of natural ^{14}C deficiency in the coastal environment of the United Kingdom. En: Mook, W.G.; Waterbolk, H.T. (eds.), *Proceedings of the First International Symposium ^{14}C and Archaeology, PACT*, 8:351-364.
- Hartley, B.** (1986). A check-list of the freshwater, brackish and marine diatoms of the British Isles and adjoining coastal waters. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 66:531-610.
- Hayes, M.O.** (1975). Morphology of sand accumulations in estuaries: an introduction to the symposium. En: Cronin, L.E. (ed.), *Estuarine Research*, Vol. II. Academic Press, New York:3-22.
- Hays, J.D.; Imbrie, J.; Shackleton, N.J.** (1976). Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Sciences*, 194:1121-1132.
- Hekhuis, K.P.V.** (1994). CalHis 1.0 ^{14}C Histogram Program, *User Manual*. University Utrech, The Netherlands:23 pp. y disquette.

- Hendey, N.I.** (1964). Bacillariophyceae (Diatoms). En: *An Introductory Account of the smaller algae of British coastal waters, part V*. Ministry of Agriculture, Fisheries and Food, London.
- Herburn, G.W.; La Violette, P.E.** (1990). Variations in the Structure of the Anticyclonic Gyres found in the Alboran Sea. *Jour. Geophys. Res.*, 95:1599-1613.
- Hernández Molina, F.J.** (1993). Dinámica sedimentaria y evolución durante el Pleistoceno terminal-Holoceno del margen noroccidental del Mar de Alborán: Modelo de estratigrafía secuencial de muy alta resolución en plataformas continentales. *Tesis Doctoral*, Univiversidad de Granada:618 pp. (Inédita).
- 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*, 120:129-174.
- Hill, D.P.; Eaton, J.P.; Ellsworth, W.L.; Cockerham, R.S.; Lester, F.W.; Corbett, E.J.** (1991). The seismotectonic fabric of central California. En: Slemons, D.B. et al. (eds.), *Neotectonics or North America*. Geological Society of America, Decade Map Volume:107-139.
- Hillaire Marcel, 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.
- Hillaire Marcel, C.; Gariépy, C.; Ghaleb, B.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Cuerda, J.** (1996). U-series Measurements in Tyrrhenian Deposits from Mallorca - Further Evidence for Two Last-Interglacial High Sea Levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews*, 15:53-62.
- Hillaire Marcel, C.; de Vernal, A.; Bilodeau, G.; Wu, G.** (1994). Isotope stratigraphy, sedimentation rates, deep circulation, and carbonate events in the Labrador Sea during the last ~200 Ka. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31:63-89.
- Hoffmann, G.** (1986). Estudios geológicos en el valle del río Guadiaro. *Anuario Arqueológico de Andalucía 1985. II Actividades Sistemáticas*:196-199.
- Hoffmann, G.** (1988). *Holozänstratigraphie und küstenlinien-verlagerung an der andalíschen Mittelmeerküste*. Fachbereich Geo wissenschaften der Universität Bremen, 2:173 pp.
- Hoffmann, G.; Schultz, H.D.** (1988). Coastline shifts and Holocene stratigraphy on the Mediterranean coast of Andalucia (Southeastern Spain). *Proceedings of the First International Symposium "Cities on the Sea. Past and Present", Israel*. En: *Archeology of Coastal Changes*:53-70.
- Hollin, J.T.; Hearty, P.J.** (1990). South-Carolina Interglacial sits and stage-5 sea levels. *Quaternary Research*, 33(1):1-17.
- Hondius, I.** (1606). *Andaluziae nova descript.* Cartografía Histórica del Instituto Geográfico Nacional.

- Hoyos, M.** (1992). Geomorfología y sistemas kársticos entre Nerja y la Playa de la Herradura (Málaga-Granada). *Informe Técnico*, ENADIMSA:48 pp. (Inédito).
- Hoyos, M.** (1994a). Características sedimentokársticas y paleoclimáticas de los interestadios de Laugerie y Lascaux en la Cornisa Cantábrica. *Férvedes*, 1:21-37.
- Hoyos, M.** (1994b). Paleoclimatología del Tardiglacial en la Cornisa Cantábrica basada en los resultados sedimentológicos de yacimientos arqueológicos kársticos. En: *Cursos de Verano*, Universidad de Cantabria, Laredo:18-42.
- Hoyos, M.; Lario, J.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, J.C.; Hillaire Marcel, C.; Silva, P.; Somoza, L.; Bardají, T.** (1994). Sedimentación kárstica: Procesos morfosedimentarios en la zona del Estrecho de Gibraltar. En: *Gibraltar during the Quaternary*, *AEQUA Monografías*, 2:36-48.
- I.E.O.** (1991). Niveles medios y constantes armónicas en los puertos de las costa española. *Informe Técnico*, Instituto Español de Oceanografía (Inédito).
- I.G.M.E.** (1972). Memoria explicativa de la Hoja núm. 86: Cádiz. E: 1:200.000 del Mapa Geológico de España.
- I.G.M.E.** (1973). Investigación minera preliminar de la plataforma continental submarina Huelva-Cádiz. Ministerio de Industria y Energía, Madrid:290 pp.
- I.G.M.E.** (1975). Mapa Geológico de España. E: 1:50.000. Huelva-Los Caños. Hojas nº 99-106.
- I.G.M.E.** (1980). Memoria explicativa de la Hoja núm. 75: Sevilla. E: 1:200.000 del Mapa Geológico de España.
- I.G.M.E.** (1982). Memoria explicativa de la Hoja núm. 82: Morón de la Frontera. E: 1:200.000 del Mapa Geológico de España.
- Imbrie, J.; Berger, A.; Boyle, E.A.; Clemens, S.C.; Duffy, A.; Howard, W.R.; Kukla, G.; Kutzbach, J.; Martinson, D.G.; McIntyre, A.; Mix, A.C.; Mofino, B.; Morley, J.J.; Peterson, L.C.; Pisias, N.G.; Prell, W.L.; Raymo, M.E.; Shackleton, N.J.; Toggweiler, J.R.** (1993). On the structure and origin of major glaciation cycles, 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8:699-735.
- Imbrie, J.; Imbrie, K.P.** (1979). *Ice Ages: solving the mystery*. McMillan, London and Basingstoke.
- Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dansgaard, W.; Fuhrer, K.; Gundestrup, N.; Hammer, C.U.; Iversen, P.; Jouzel, J.; Stauffer, B.; Steffensen, J.P.** (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland Ice core. *Nature*, 359:311-313.
- Johnsen, S.J.; Dansgaard, W.; Clausen, U.B.; Langway, C.C.** (1972). Oxygen isotopes profiles through the Atlantic and Greenland Ice Sheets. *Nature*, 235:429-434.

- Johnson, R.G.** (1982). Brunhes-Matuyama reversal dated at 790,000 yr BP by marine-astronomical correlations. *Quaternary Research*, 17:135-147.
- Jouzel, J.; Lorius, C.; Petit, J.R.; Genthon, C.; Barkov, N.I.; Kotlyakov, V.M.; Petrov, V.M.** (1987). Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, 329:400-403.
- Keigwin, L.D.; Curry, W.B.; Lehman, S.J.; Johnsen, S.** (1994). The role of the deep ocean in north atlantic climate change between 70 and 130 Kyr ago. *Nature*, 371:323-325.
- Klitgord, K.D.; Huestic, S.P.; Mudie, J.D.; Parker, R.L.** (1975). The analysis of near-bottom magnetic anomalies; sea-floor spreading the magnitized layer. *Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society*, 43:387-424.
- Kominz, M.A.; Heath, G.R.; Ku, T.L.; Pisias, N.G.** (1979). Bruhnes time scales and the interpretation of climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 45:394-410.
- Kraft, J.C.** (1971). Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression. *Geological Society of America Bulletin*, 82:2131-2158.
- Kraft, J.C.; Chrzastowski, M.J.** (1985). Coastal stratigraphic sequences. En: Davis, R.A. (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, second edition. Springer-Verlag, New York:625-663.
- Kramer, K.; Lange-Bertalot** (1986). Bacillariophyceae, 1 Teil: Naviculaceae. En: *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, 2(1), Ueß Gustav Fisher Verlag.
- Kramer, K.; Lange-Bertalot** (1988). Bacillariophyceae, 2 Teil: Bacillaniaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. En: *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, 2(1), Ueß Gustav Fisher Verlag.
- Kramer, K.; Lange-Bertalot** (1991a). Bacillariophyceae, 3 Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. En: *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, 2(1), Ueß Gustav Fisher Verlag.
- Kramer, K.; Lange-Bertalot** (1991b). Bacillariophyceae, 4 Teil: Achnanthacea, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema. En: *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, 2(1), Ueß Gustav Fisher Verlag.
- Kromer, B.; Becker, B.** (1993). German Oak and Pine ¹⁴C calibration, 7200 BC - 9400 BC. En: Stuiver, M.; Long, A.; Kra, R.S. (eds.), *Calibration 1993. Radiocarbon*, 35:125-135.
- Labeyrie, L.D.; Duplessy, J.C.; Blanc, P.L.** (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, 327:477-482.
- Lacombe, H.; Tchernia, P.** (1960). Quelques traits generaux de l'hyfrologie Mediterranee. *Caniers Oceanographiques*, 12(8):527-547.
- Lacombe, H.; Tchernia, P.** (1972). Caracteres hydrologiques et circulation des eaux en Mediterranée. En: Stanley, J. (ed.), *The Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchinson & Ross.

- Lajoie, K.R.** (1986). Coastal tectonics. En: Wallace, R. (ed.), *Active Tectonics. Studies in Geophysics*. Nat. Acad. Press, Washington D.C.:95-124.
- Lamb, H.F.** (1977). *Climate: Present, Past and Future*, 2. Methuen, London.
- Lamb, H.F.; Eicher, U.; Switsur, V.R.** (1989). An 18,000-year record of vegetation, lake-level and climatic change from Tigmale, Middle Atlas, Morocco. *Journal of Biogeography*, 16:65-74.
- Lario, J.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Somoza, L.; Goy, J.L.; Bardají, T.; Silva, P.G.** (1995). Record of Recent Holocene Sediment Input on Spit Bars and Deltas of South Spain. En: Core, B. (ed.), *Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation. Journal of Coastal Research*, Special Issue, 17:241-245.
- Lario, J.; Zazo, C.; Plater, A.J.; Goy, J.L.; Dabrio, C.; Borja, F.** (1996). Late Holocene evolution of the Guadalquivir marshes (SW Spain). *28th International Geographical Congress*, The Hague, August 1996. Abstr.vol.:249.
- Lario, J.; Zazo, C.; Somoza, L.; Goy, J.L.; Hoyos, M.; Silva, P.G.; Hernández-Molina, F.J.** (1993). Los Episodios marinos cuaternarios de la costa de Málaga (España). *Rev.Soc.Geol.España.*, 6(3-4):41-46.
- Lauritzen, S.E.** (1995). High-resolution paleotemperature proxy record during the last interglaciation in Norway from speleothems. *Quaternary Research*, 43:133-146.
- Leatherman, S.P.** (1989). Response of sandy beaches to sea-level rise. En: Scott, D.B. et al. (eds.), *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications*. Kluwer Academic Pub.:57-69.
- Lighty, R.G.; Macintyre, I.G.; Stuckenrath, R.** (1982). Acropora palmata reef framework: A reliable indicator of sea level in the western Atlantic for the past 10,000 years. *Coral Reefs*, 1:125-130.
- López, T.** (1810). *Atlas Geográfico de España*. (Consultado en Biblioteca del Instituto Geográfico Nacional).
- Lowe, J.J.; Walker, M.J.C.** (1984). *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman, Essex, UK:389 pp.
- Luzón, J.M.** (1975). Notas para una carta arqueológica de yacimientos romanos. *Huelva Prehistoria y Antigüedad*. Madrid:303-320.
- Llobet, F.** (1767). Mapa del Reyno de Sevilla. En: López, T., 1810. *Atlas Geográfico de España*.
- Maher, B.A.** (1988). Magnetic properties of some synthetic submicron magnetites. *Journal of Geophysical Research*, 94:83-96.
- Makris, J.; Egloff, E.** (1993). Seismic and seismicity study of the Strait of Gibraltar. *Final Report*, SECEGSA-SNED Gibraltar Strait Project. Univ. Hamburgo:140 pp. (Inédito).

- Mankinen, E.A.; Dalrymple, G.B.** (1979). Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 my BP. *Journal of Geophysical Research*, 84:615-626.
- Martín, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M.; Tessler, M.; Eichler, B.B.** (1985). Roundness in Holocene sands of the Paraíba do Sul coastal plain, Rio de Janeiro, Brazil. *J. Coastal Res.*, 1:343-351.
- Martínez del Olmo, W.; García Mallo, J.; Leret Verdú, G.; Serrano Oñate, A.; Suárez Alba, J.** (1984). Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. *Actas I Congr. Esp. Geol.*, 1:199-213.
- Martinson, D.G.; Pisias, N.G.; Hays, J.D.; Imbrie, J.; Moore, T.C.; Shackleton, N.J.** (1987). Age, dating and orbital theory of the Ice Ages: Development of a high resolution to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27:1-29.
- Mayewski, P.A.** (1994). The Younger Dryas as viewed through the Summit Greenland ice cores. *PAGES: News Int. Paleosci. Commun.*, 2(2):3-4.
- Mayoral, E.** (1989). Geología de la Depresión inferior del Guadalquivir. En: Díaz del Olmo, F.; Rodríguez Vidal, J. (eds.), *El Cuaternario en Andalucía Occidental. AEQUA Monografías*, 1:7-20.
- Mayoral, E.; Pendón, J.G.** (1987). Icnofacies y sedimentación en zona costera. Plioceno superior (?). Litoral de Huelva. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22:507-513.
- Mayoral, E.; Rodríguez Vidal, J.** (1990). La actividad bioerosiva como indicadora de episodios marinos en depósitos continentales (costa de Málaga). En: Civis, J.; Flores, J.A. (eds.), *Actas de las IV Jornadas de Paleontología*:247-254.
- McManus, J.** (1988). Grain Size determination and interpretation. En: Tucker, M. (ed.), *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Sc. Publ., UK:63-85.
- McManus, J.F.; Bond, G.C.; Broecker, W.S.; Johnsen, S.; Lebeyrie, L.; Higgins, S.** (1994). High resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. *Nature*, 371:326-329.
- Meco, J.** (1976). Los Strombus neógenos y cuaternarios del Atlántico Euroafricano (Taxonomías, Bioestratigrafía y Paleoecología). *Tesis Doctoral*, U.C.M., Madrid.
- Melieres, F.** (1974). Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne). *These d'Etat*, Université de Paris:235 pp.
- Menanteau, L.** (1982). Les Marismas du Guadalquivir, exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent. *Thèse 3^e cycle*, Université de Paris-Sorbonne.
- Menéndez Amor, J.; Florschütz, F.** (1964). Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva (Andalucía). *Estudios Geol.*, 20:183-186.

- Mesolella, K.J.; Matthews, R.K.; Broecker, W.S.; Thurber, D.L.** (1969). The astronomical theory of climatic changes: Barbados data. *Journal of Geology*, 77:250-274.
- Milankovitch, M.M.** (1941). Canon of insolation and the ice-age problem. Koniglich Serbische Akademie, Belgrade. Translation US Department of Commerce and National Science Foundation, Washington DC (1965).
- Miller, G.F.; Stearns, C.E.; Paskoff, R.** (1986). Aminoacid geochronology of Pleistocene littoral deposits in Tunisia. *Z.Geomorph.*, S.B., 62:197-207.
- Millot, C.** (1987). Circulation in the western Mediterranean Sea. *Oceanol. acta*, 10(2):143-149.
- Minster, J.B.; Jordan, T.H.** (1978). Present-day plate motions. *Journal Geophysics Research*, 83:5331-5354.
- Montenat, C.; Ott d'Estevou, P.; Mase, P.** (1987). Tectonic sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 11:1-22.
- de Mora Figueroa, L.** (1981). *Torres de almenara de la costa de Huelva*. Exc. Dip. Prov. de Huelva. Instituto Padre Marchena.
- Morales, J.A.; Pendón, J.G.; Borrego, J.** (1994). Origen y evolución de flechas litorales recientes en la desembocadura del estuario mesomareal del río Guadiana (Huelva, SO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 7(1-2):155-167.
- Mörner, N.A.** (1971). Eustatic changes during the last 20,000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in a uplifted area. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 9:153-181.
- Mörner, N.A.** (1976). Eustasy and geoid changes. *Journal Geol.*, 84:123-152.
- Mörner, N.A.** (1980). The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamical implication. En: Mörner, N.A. (ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*:251-284.
- Mörner, N.A.** (1993). Global Change: the past and the future. *Resúmenes 3ª Reunión del Cuaternario Ibérico*, Coimbra:35.
- Mörner, N.A.** (1994). Recorded sea level variability in the Holocene and expected future changes. *Bull. INQUA Neotectonic Commission*, 17:48-53.
- Mörner, N.A.** (1996). Sea Level Variability. *Z. Geomorph. N.F.*, 102:223-232.
- Nichols, M.; Biggs, R.** (1985). Estuaries. En: Davis, R. (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York:77-186.
- Ojeda, J.** (1988). Aplicaciones de la teledetección espacial al estudio de la dinámica litoral (Huelva): geomorfología y ordenación territorial. *Tesis Doctoral*, Universidad de Sevilla:409 pp. (Inédita).

- Opdyke, N.D.** (1972). Paleomagnetism of deep-sea cores. *Review of Geophysics and Space Physics*, 10:213-249.
- Parrilla, G.** (1984). Mar de Alborán. Situación del giro anticiclónico en abril de 1980. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr*, 1(2):106-113.
- Parrilla, G.; Kinder, T.** (1987). Oceanografía física del Mar de Alborán. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 4(1):133-165.
- Pearson, G.W.; Stuiver, M.** (1993). High-precision bidecadal calibration of the radiocarbon time scale 500-2500 BC. En: Stuiver, M.; Long, A.; Kra, R.S. (eds.), *Calibration 1993. Radiocarbon*, 35:25-33.
- Pendón, J.G.; Rodríguez Vidal, J.** (1987). Caracteres sedimentológicos y geomorfológicos del Alto Nivel Aluvial Cuaternario en el litoral de Huelva. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22:107-111.
- Perconig, E.** (1961). La estratigrafía del Mioceno en Andalucía occidental (España). El límite Oligoceno-Mioceno y la fase terminal marina del Mioceno. *Cur. y Conf. C.S.I.C.*, 9:219-228.
- Pérez, J.A.; Bazzana, A.; Cáceres, L.M.; García, J.M.** (1992). Arqueología del entorno de Punta Umbría. *Cuaderno Temático 4*. Huelva.
- Pirazzoli, P.** (1991). World Atlas of Holocene Sea-Level Changes. (Elsevier Oceanogr. Ser., 58). Elsevier, Amsterdam:300 pp.
- Písias, N.G.; Martinson, D.G.; Moore, T.C.; Shackleton, N.J.; Prell, W.; Hays, J.; Boden, G.** (1984). High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotope records spanning the last 300,000 years. *Marine Geology*, 56:119-136.
- Pons, A.; Reille, M.** (1988). The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): A new study. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 66:243-263.
- Porter, S.C.** (1986). Patter and forcing of northern hemisphere glacier variations during the last millenium. *Quaternary Research*, 26:27-47.
- Portero, J.M.; Alvaro, M.** (1984). La Depresión del Guadalquivir. Cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. *Actas I Congr. Esp. Geol.*, III:241-252.
- Posamentier, H.W.; Vail, P.R.** (1988). Eustatic controls on clastic deposition II. Sequence and systems tract models. En: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea Level Changes. An Integrated Approach*. SEPM Spec.Publ., 42:125-154.
- Reineck, H.E.; Singh, I.** (1973). *Depositional Sedimentary Environments*. Berlin, Springer-Verlag:439 pp.

- Rodríguez Ramírez, A.** (1996). Geomorfología continental y submarina del Golfo de Cádiz (Guadiana-Guadalquivir) durante el Cuaternario reciente. *Tesis Doctoral*. Universidad de Huelva:370 pp. (Inédita).
- Rodríguez Ramírez, A.; Rodríguez Vidal, J.; Gracia, F.J.; Cáceres, L.M.; Guerrero, V.; Cantano, M.** (1996). Post-Flandrian eustatic curve in Cadiz Gulf (SW Spain). State of the art. *INQUA MBSS Newsletter*, 18:7-12.
- Rodríguez Vidal, J.** (1987). Modelo de evolución geomorfológica de la flecha litoral de Punta Umbría, Huelva, España. *Cuaternario y Geomorfología*, 1:247-256.
- Rodríguez Vidal, J.** (1992). Aproximación al paleorelieve Tortoniense del margen ibérico meridional (depresión occidental del Guadalquivir). *Geogaceta*, 11:85-86.
- Rodríguez Vidal, J.; Cáceres, L.; Rodríguez Ramírez, A.** (1991). La red fluvial cuaternaria en el piedemonte de Sierra Morena occidental. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Logroño, 17(1-2):37-45.
- Rodríguez Vidal, J.; Mayoral, E.; Pendón, J.G.** (1985). Aportaciones paleoambientales al tránsito Plio-Pleistoceno en el litoral de Huelva. *Actas I Reunión de Cuaternario Ibérico, I*. Lisboa:447-459.
- Rose, E.P.F.; Rosenbaum, M.S.** (1991). *A field guide to the Geology of Gibraltar*. The Gibraltar Museum:192 pp.
- Roy, P.S.; Cowell, P.J.; Ferland, M.A.; Thom, B.G.** (1994). Wave-dominated coasts. En: Carter, R.W.G.; Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge Univ. Press, Great Britain:121-186.
- Roy, P.S.; Crawford, E.A.** (1981). Holocene geological evolution of the southern Botany Bay-Kurnell region, central NSW coast. *New South Wales Geological Survey Records*, 20:159-250.
- Rubio García, J.C.; Figueroa, M.E.; Fernández Palacios, J.; Clemente, L.** (1985). Dinámica geomorfológica actual de las marismas del Odiel (Huelva). I: tipología, desarrollo y evolución reciente. *I Reunión do Quaternário Ibérico*. Lisboa:379-392.
- Ruddiman, W.F.; McIntyre, A.** (1981a). Oceanic mechanism for amplification of the 23,000 years ice-volume cycle. *Science*, 212:617-627.
- Ruddiman, W.F.; McIntyre, A.** (1981b). The North Atlantic ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35:145-214.
- Ruddiman, W.F.; McIntyre, A.; Niebler-Hunt, V.; Durazzi, J.J.** (1980). Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation. *Quaternary Research*, 13:33-64.
- Salvany, J.M.; Custodio, E.** (1995). Características litoestratigráficas de los depósitos plio-cuaternarios del bajo Guadalquivir en el área de Doñana: Implicaciones hidrológicas. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 8(1-2):22-31.

- Sanz de Galdeano, C.** (1983a). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 39:157-165.
- Sanz de Galdeano, C.** (1983b). La neotectónica de las Cordilleras Béticas. En: I.G.M.E. (ed.), *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Rios, II:469-485.
- Sanz de Galdeano, C.** (1990). La prolongación hacia el sur de las fosas y desgarres del norte y centro de Europa: Una propuesta de interpretación. *Rev.Soc.Geol.Esp.*, 3(1-2):231-259.
- Sanz de Galdeano, C.; López Garrido, A.** (1991). Tectonic evolution of the Malaga Basin (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodinamica Acta*, 5(3):173-186.
- Sautteri, M.** (1707). *Andalusia, Castellum Gibraltar inter in Europam et Africam*. Cartografía Histórica del Instituto Geográfico y Catastral.
- Scholten, J.C.; Botz, R.; Mangini, A.; Paetsch, H.; Stoffers, P.; Vogelsang, E.** (1990). High-resolution th-230 (ex) stratigraphy of sediments from high-latitude areas (Norwegian sea, fram strait). *Earth and Planetary Science Letters*, 101(1):54-62.
- Schroeder, W.W.; Shultz, A.W.; Pilkey, O.H.** (1995). Late Quaternary oyster shells and sea-level history, inner shelf, northeast gulf-of-Mexico. *Journal of Coastal Research*, 11(3):664-674.
- Schweger, C.E.; Matthews, J.V.** (1991). The last (Koy-Yukon) interglaciation in the Yukon: comparisons with Holocene and interstadial pollen records. *Quaternary International*, 10-12:85-94.
- Scott, D.B.; Pirazzoli, P.A.; Honig, C.A.** (1989). *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications*. Kluwer Academic, Boston:229 pp.
- Seidenkrantz, M.S.** (1993). Benthic foraminiferal and stable isotope evidence for a 'Younger Dryas-style' cold spell at the Saalian-Eemian transition, Denmark. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 102:103-120.
- Seidenkrantz, M.S.; Knudsen, K.L.** (1994). Marine high-resolution records of the Last Interglacial in northwest Europe: A review. *Geographie Physique et Quaternaire*, 48(2):157-168.
- Seidenkrantz, M.S.; Bornmalm, L.; Johnsen, S.J.; Knudsen, K.L.; Kuijpers, A.; Lauritzen, S.E.; Leroy, S.A.G.; Mergeai, I.; Schweger, C.; Van Vliet-Lanoë, B.** (1996). Two-Step Deglaciation at the Oxygen Isotope Stage 6/5E Transition: The Zeifen-Kattegat Climate Oscillation. *Quaternary Science Reviews*, 15:63-75.
- Sermet, J.** (1943). La costa mediterránea andaluza de Málaga a Almería. *Estudios Geográficos*, 10:15-29.
- Shackleton, N.J.** (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6:183-190.

- Shackleton, N.J.; Berger, A.; Peltier, W.R.** (1990). Astronomical calibration of the Lower Pleistocene scale based on ODP site 677. *Tras.R.Soc.Edin.Earth.Sci.*, 81:251-261.
- Shackleton, N.J.; Opdyke, N.D.** (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific cores V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 years and 10^8 years scale. *Quaternary Research*, 3:39-55.
- Shackleton, N.J.; Opdyke, N.D.** (1976). Oxygen-isotope and paleo-magnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 145:449-464.
- Sherrod, B.L.; Rollins, H.B.; Kennedy, S.K.** (1989). Subrecent intertidal diatoms from St.Catherines Island, Georgia: Taphonomics Implications. *Journal of Coastal Research*, 5(4):665-677.
- Smart, P.L.; Richards, D.A.** (1992). Age estimates for the Late Quaternary high sea-stands. *Quaternary Science Reviews*, 11:687-696.
- Somoza, L.** (1989). Estudio del Cuaternario litoral entre el Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante): Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico. *Tesis Doctoral*. U.C.M.:352 pp. (Inédita).
- Somoza, L.** (1993). Estudio del Cuaternario litoral entre el 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 pp.
- Somoza, L.; Zazo, C.; Bardají, T.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.** (1987). Recent Quaternary sea-level changes and tectonic movements in SE Spanish coast. En: Zazo, C. (ed.), *Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain*. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 10:49-77.
- Somoza, L.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Díaz del Río, V.** (1991). Sea-level fluctuation cycles in the Mediterranean spanish coast during the last 7,000 years. Applications as a forecasting model for future sea-level trend. En: *Meeting on the Ocean Change. Management Patterns and the Environment*. Huelva, Spain: La Rábida, Abstracts:19-26.
- Southon, J.R.; Nelson, D.E.; Vogel, J.S.** (1990). A record of past ocean-atmosphere radiocarbon differences from Northeast Pacific. *Paleoceanography*, 5(2):197-206.
- Sprovieri, R.** (1993). Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 99(3):371-414.
- Stanley, D.J.** (1995). A global sea-level curve for the late Quaternary: the impossible dream?. *Marine Geology*, 125:1-6.
- Stanley, D.J.; Warne, A.G.** (1993). Sea level and initiation of Predynastic culture in the Nile delta. *Nature*, 363:435-438.

- Stanley, D.J.; Warne, A.G.** (1994). Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, 265:228-231.
- Stapor, F.W.; Mathews, T.D.; Lindfors-Kearns, F.E.** (1991). Barrier-Island Progradation and Holocene Sea-Level History in Southwest Florida. *Journal of Coastal Research*, 7(3):815-838.
- Stearns, C.E.; Thurber, D.L.** (1965). Th-230/U-234 dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Quaternaria*, VII:29-42.
- Steinen, R.P.; Harrison, R.S.; Matthews, R.K.** (1973). Eustatic low stand of sea level between 125,000 and 105,000 BP: evidence from the subsurface of Barbados, West Indies. *Geological Society of America Bulletin*, 84:63-70.
- Stein, M.; Wasserburg, G.J.; Aharon, P.; Chen, J.H.; Zhu, Z.R.; Bloom, A.; Chappell, J.** (1993). TIMS U-series dating and stable isotopes of the last interglacial event in Papua New Guinea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:2541-2554.
- Stein, M.; Wasserburg, G.J.; Lajoie, K.R.; Chen, J.H.** (1991). U-series ages of solitary corals from the California coast by mass spectrometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55:3709-3722.
- Stolk, A.D.; Törnqvist, T.E.; Hekhuis, K.P.V.; Barendsen, H.J.A.; Van der Plicht, J.** (1994). Calibration on ^{14}C histograms: A comparison of methods. *Radiocarbon*, 36(1):1-10.
- Stoner, J.S.; Channell, J.E.T.; Hillaire Marcel, C.** (1995). Magnetic properties of deep sea sediments off SW Greenland: evidence for major differences between the last two deglaciations. *Geology*, 23:241-244.
- Stuiver, M.; Braziunas, T.F.** (1993). Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples back to 10,000 BC. En: Stuiver, M.; Long, A.; Kra, R.S. (eds.), *Calibration 1993. Radiocarbon*, 35:137-189.
- Stuiver, M.; Pearson, G.W.** (1993). High-precision bidecadal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-500 BC and 2500-6000 BC. En: Stuiver, M.; Long, A.; Kra, R.S. (eds.), *Calibration 1993. Radiocarbon*, 35:1-23.
- Stuiver, M.; Pearson, G.W.; Brazunias, T.** (1986). Radiocarbon age calibration of marine shells back to 9,000 cal. yrBP. *Radiocarbon*, 28:980-1021.
- Stuiver, M.; Polach, H.A.** (1977). Discussion: Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, 19:355-363.
- Stuiver, M.; Reimer, P.** (1993). Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C calibration program. En: Stuiver, M.; Long, A.; Kra, R.S. (eds.), *Calibration 1993. Radiocarbon*, 35:231-237.
- Suárez Bores, P.** (1971). Determinación de la edad mediante medidas del contenido carbono-14, en muestras de conchas procedentes de los litorales de Huelva y Valencia. Gabinete de Aplicaciones nucleares a Obras Públicas. Centro Est. y Exp. Obras Públicas, Madrid.

- Suguio, K.; Martín, L.; Flexor, J.M.** (1979). Sea-level fluctuations during the past 6,000 years along the coast of the state of Sao Paulo, Brazil. En: Mörner, N.A. (ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Proc. Symp. Stockholm, 1977, John Wiley, New York:471-486.
- Tanner, W.F.** (1991). Application of suite statistics to stratigraphy and sea-level changes. En: Syvitski, J.P.M. (ed.), *Principles, methods and applications of particle size analysis*. Cambridge Univ.Press:283-292.
- Tanner, W.F.** (1995). Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129:149-161.
- Taylor, K.C.; Lamorey, C.W.; Doyle, C.A.; Alley, R.B.; Grootes, P.M.; Mayewski, P.A.; White, J.W.C.; Barlow, L.K.** (1993). The flickering switch of late Pleistocene climate change. *Nature*, 361:432-436.
- Thom, B.G.** (1984). Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in eastern Australia. *Marine Geology*, 7:161-168.
- Thompson, R.; Olfield, F.** (1986). *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin, London:285 pp.
- Torcal, L.; Zazo, C.; Marfil, R.** (1990). Características y cronología de los depósitos arenosos neógenos y cuaternarios del litoral de Huelva, España (área: río Tinto-río Guadalquivir). *Estudios Geológicos*, 46:153-164.
- Törnqvist, T.E.** (1993). Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. *Journal of Sedimentary Petrology*, 64(4):683-693.
- Törnqvist, T.E.; Bierknens, M.F.P.** (1994). How smooth should curves be for calibrating radiocarbon ages?. *Radiocarbon*, 36(1):11-26.
- Turner, C.; Hannon, G.E.** (1988). Vegetational evidence for Late Quaternary climate changes in southwest Europe in relation to the influence of the North Atlantic Ocean. *Philosophical Transaction of The Royal Society*, London, B318:451-485.
- Ulzega, A.; Hearty, P.J.** (1986). Geochronology of Sardinian shorelines deposits. *Z.Geomorph. (S.B.)*, 62:119-130.
- Vail, P.R.; Audemard, F.; Bowman, S.A.; Eisner, P.N.; Pérez-Cruz, G.** (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation, an overview. En: Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A. (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 7:617-659.
- Van de Plassche, O.** (1986). *Sea-Level Research: A Manual for the Collection and Evaluation of Data*. Geo Books, Norwich, England:618 pp.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S.; Hardenbol, H.** (1988). An overview of sequence stratigraphy and key definitions. En: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Posamentier, H.S.; Van Wagoner, J.; Ross, C.K.; Kendall, C.G.

- (eds.), *Sea-level Changes. An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:39-45.
- Van der Werff, A.; Huls, H.** (1957). *Diatomeenflora van Nederland*. Den Haag.
- Vanney, B.R.; Menanteau, L.; Zazo, C.; Goy, J.L.** (1985). Mapa fisiográfico del litoral atlántico de Andalucía, E:1/50.000, M.F.02 - Punta Umbría-Matalascañas, M. F. 03 - Matalascañas-Chipiona. Edit. Serv. Pub.; BOJA, Sevilla:48 pp., 2 map.
- Vegas, R.** (1992). Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre África y la Península Ibérica. *Física de la Tierra*, 4:41-56.
- Vegas, R.; Barranco, L.M.; Vázquez, J.T.** (1987). Tectónica de bloques en el SE de España: aplicación de la teledetección a un límite de planos de tipo intracontinental. *Geogaceta*, 3:17-19.
- Vergnaud-Grazzini, C.; Pierre, C.** (1991). *Paleoceanography*, 6(4):519-536.
- Viguié, C.** (1974). Le Néogène de l'Andalousie nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du Bas Guadalquivir. *These d'Etat*, Univ. Bordeaux:450 pp.
- Vos, P.C.; de Wolf, H.** (1993). Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands; methodological aspects. *Hydrobiologia*, 269-270:285-296.
- Wansard, G.** (1996). Quantification of paleotemperature changes during isotopic stage-2 in the La Draga continental sequence (NE Spain) based on the Mg/Ca ratio of fresh-water ostracods. *Quaternary Science Reviews*, 15(2-3):237-245.
- Warne, A.G.; Stanley, D.J.** (1993). Archaeology to refine Holocene subsidence rates along the Nile delta margin, Egypt. *Geology*, 21:715-718.
- Warne, A.G.; Stanley, D.J.** (1995). Sea-Level Change as Critical Factor in Development of Basin Margin Sequences: New Evidence from Late Quaternary Record. En: Core, B. (ed.), *Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 17:231-240.
- Weaver, P.P.E.; Pujol, C.** (1988). History of the last deglaciation in the Alboran sea (Western Mediterranean and adjacent North Atlantic) as revealed by coccolith floras. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 64:35-42.
- Westaway, R.** (1990). Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from Azores to Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, 96:393-406.
- Williams, D.F.; Thurell, R.C.; Tappa, E.; Rio, D.; Raffi, I.** (1988). Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88m.y.BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 64:221-240.
- Williams, M.A.J.; Dunkerley, D.L.; De Deckker, P.; Kershaw, A.P.; Stokes, T.** (1993). *Quaternary Environments*. Edward Arnold, London:329 pp.

- Winograd, I.J.; Coplen, T.B.; Landwehr, J.M.; Riggs, A.C.; Ludwig, K.R.; Szabo, B.J.; Kolesar, P.T.; Revesz, K.M.** (1992). Continuous 500,000-Year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Science*, 258:255-260.
- Winograd, I.J.; Szabo, B.J.; Coplen, T.B.; Riggs, A.C.** (1988). A 250,000 year climatic record from Great Basin vein calcite: Implications for Milankovitch theory. *Science*, 242:1275-1280.
- Young, M.; Bradley, R.S.** (1984). Insolation gradients and the paleoclimatic record. En: Berger, A.L.; Imbrie, J.; Hays, J.; Kukla, G.; Saltzman, B. (eds.), *Milankovitch and Climate:707-713*.
- Zahn, R.** (1994a). Linking ice-core records to ocean circulation. *Nature*, 371:289.
- Zahn, R.** (1994b). Paleoclimatology - core correlations. *Nature*, 371:289-290.
- Zazo, C.** (1979). El problema del límite Plóo-Pleistoceno en el litoral S y SE de España. *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 9:65-72.
- Zazo, C.** (1980). El Cuaternario marino-continental y límite Plóo-Pleistoceno en el litoral de Cádiz. *Tesis Doctoral*. U.C.M. (Inédita).
- Zazo, C.** (1989). Los depósitos marinos cuaternarios en el Golfo de Cádiz. En: *El Cuaternario en Andalucía Occ.*, AEQUA Monografías, 1:113-122.
- Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Borja, F.; Goy, J.L.; Lézine, A.M.; Lario, J.; Polo, M.D.; Hoyos, M.; Boersma, J.R.** Pleistocene and Holocene sequence of eolian facies in the Huelva coast (south Spain): Climatic and neotectonic implications. (En prensa).
- Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Goy, J.L.; Bardají, T.; Ghaleb, B.; Lario, J.; Hoyos, M.; Hillaire Marcel, C.; Sierro, F.; Flores, J.A.; Silva, P.G.; Borja, F.** (1996b). 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.; Dabrio, C.J.; Goy, J.L.; Meco, J.** (1992). Evolution of the littoral lowlands of Huelva and Cadix (Gulf of Cadix, SW Spain) from the Flandrian until present. En: Suarez de Vivero, J.L. (ed.), *The Ocean change: management patterns and the environment*. Serv.Pub.Univ.Sevilla:27-38.
- Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Goy, J.L.; Menanteau, L.** (1981). Parada "Torre del Loro". Guías de excursiones: "Estero de Domingo Rubio, Torre del Loro, El Aculadero, Faro de Chipiona". *Actas de la Vª Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*:357-361.
- Zazo, C.; Goy, J.L.** (1987). Cartografía y Memoria del Plioceno superior y Cuaternario del Mapa Geológico de España E:1/50.000 (2ª serie). *Hoja nº. 1061, Cádiz*. I.G.M.E.

- Zazo, C.; Goy, J.L.** (1988). Cartografía y Memoria del Plioceno superior y Cuaternario del Mapa Geológico de España E:1/50.000 (2ª serie). *Hoja n.º. 1047, Sanlúcar de Barrameda*. I.G.M.E.
- Zazo, C.; Goy, J.L.** (1989). Sea-level changes in the Iberian Peninsula during the last 200.000 years. En: Scott, D.B. *et al.* (eds.), *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications*. Kluwer Academic Publishers:27-39.
- Zazo, C.; Goy, J.L.** (1991a). Cartografía y Memoria del Plioceno superior y Cuaternario del Mapa Geológico de España E:1/50.000 (2ª serie). *Hoja n.º. 1073, Vejer de la Frontera*. I.T.G.E.
- Zazo, C.; Goy, J.L.** (1991b). Cartografía y Memoria del Plioceno superior y Cuaternario del Mapa Geológico de España E:1/50.000 (2ª serie). *Hoja n.º. 1077, Tarifa*. I.T.G.E.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Aguirre, E.** (1984). Did *Strombus* survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean sea?. *Mediterranea*, 3:131-137.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.** (1983). Medios marinos y marinos-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno. *Mediterranea*, 3:29-52.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Bardají, T.; Somoza, L.; Silva, P.G.** (1993b). 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.; Hillaire Marcel, C.; Dabrio, C.J.; Hoyos, M.; Lario, J.; Bardají, T.; Somoza, L.; Silva, P.G.** (1994a). Variaciones del nivel del mar: Estadios isotópicos 7, 5 y 1 en las costas peninsulares (S y SE) e insulares españolas. En: *Gibraltar during the Quaternary, AEQUA Monografías*, 2:26-35.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Lario, J.; Silva, P.G.** (1996a). Littoral Zone and Rapid Climatic Changes during the Last 20,000 years, The Iberia Study Case. *Z.Geomorph.N.F.*, 102:119-134.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Belluomini, G.; Hernández Molina, J.** (1993a). Sea level fluctuations during the Last Deglaciatiion. Influence of the Atlantic-Mediterranean linkage. *Terra Nova*, 5. Abstract supp. 1, EUG VII, Strasbourg, Abril 1993:616.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Dabrio, C.; Belluomini, G.; Impronta, S.; Lario, J.; Bardají, T.; Silva, P.G.** (1994b). Holocene sequence of relative sea level highstand-lowstand in relation to the climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast: Forecast for future coastal changes and hazards. *Journal of Coastal Research*, 10(4):933-945.
- Zazo, C.; Hillaire Marcel, C.; Hoyos, M.; Chaleb, B.; Goy, J.L.; Dabrio, C.** (1993c). The Canary Islands, a stop in the migratory way of *Strombus bubonius* towards the Mediterranean around 200 ka. *INQUA MBSS Newsletter*, 15:7-11.
- Zazo, C.; Lario, J.; Goy, J.L.; Lézine, A.M.; Faure, H.; Dabrio, C.J.; Somoza, L.; Borja, F.** (1994c). Late-Pleistocene and Recent-Holocene rapid coastal changes in South Iberia. En: *Late Quaternary Coastal Records of Rapid Changes: Application to Present and*

-
- Future Conditions*. IGCP Project 367, 1st Annual Meeting, Scotland, Sept.1994, Abstr.vol.:24.
- Zazo, C.; Lézine, A.M.; Borja, F.; Deneffe, M.; Dabrio, C.J.; Lario, J.; Rodríguez Vidal, J.; Goy, J.L.; Díaz del Olmo, F.; Cáceres, L.; Clemente, L.; Baeteman, C.; Rodríguez, A.** (1996c). Holocene coastal progradation changes and peat bog development in SW Spanish Coast. *INQUA MBSS Newsletter*, 18:13-17.
- Zazo, C.; Meco, J.; Goy, J.L.** (1989). Highstand of sea level in the last 100.000 years in the littoral of Cadiz (Spain). *Int. Symposium P.200 IGCP*, Ipoh, Malaysia.
- Zazo, C.; Ovejero, G.** (1976). Niveles marinos cuaternarios en el litoral de la provincia de Cádiz. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 5:141-145.
- Zhu, Z.R.; Wyrwoll, K.H.; Collins, L.B.; Chen, J.H.; Wasserburg, G.J.; Eisenhauer, A.** (1993). High-precision U-series dating of last interglacial events by mass-spectrometry - Houtman -Abrolhos Islands, Western-Australia. *Earth and planetary science letters*, 118(1-4):281-293.

