

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# SANLUCAR DE BARRAMEDA

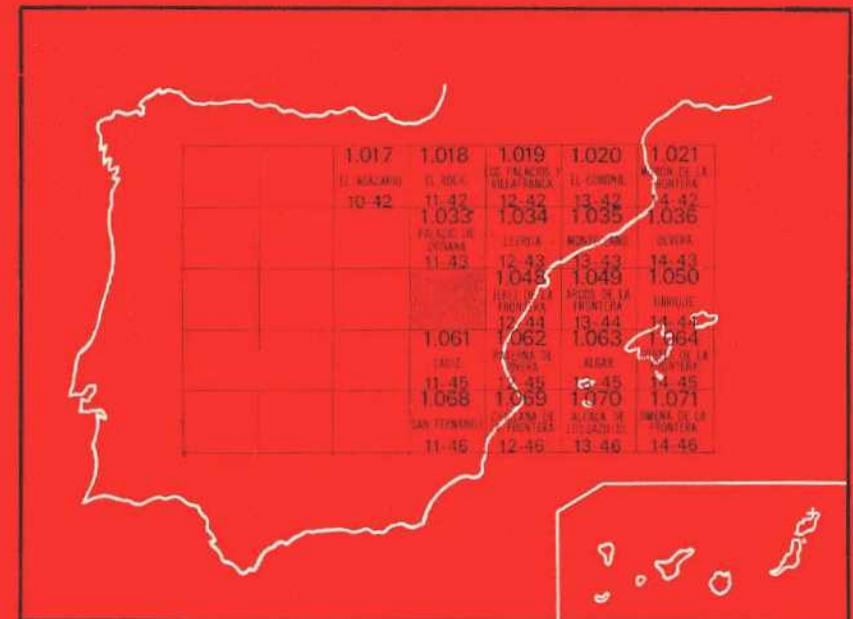
Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
RIOS ROSAS 23 · 28003 MADRID

I.S.S.N. 0373-2096

Centro de Publicaciones  
Ministerio de Industria y Energía



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

E. 1:50.000

**SANLUCAR DE BARRAMEDA**

Segunda serie - Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por Investigaciones Geológicas y Mineras, Sociedad Anónima (INGEMISA), bajo normas, dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido en la misma los siguientes técnicos superiores:

***Cartografía y Memoria:***

Roldán García, F. J. Licenciado en Ciencias Geológicas.  
Divar Rodríguez, J. Licenciado en Ciencias Geológicas.  
Borrero Domínguez, J. D. Licenciado en Ciencias Geológicas.  
Para el Plioceno Superior-Cuaternario:  
Zazo Cardeña, C. Doctora en Ciencias Geológicas.  
Goy Goy, J. L. Doctor en Ciencias Geológicas.

***Sedimentología:***

Detríticos: Dabrio González, C. J. Doctor en Ciencias Geológicas.  
Carbonatos: Ruiz Ortiz, P. Doctor en Ciencias Geológicas.

***Micropaleontología:***

Levigados y láminas:  
González Donoso, J. M. Doctor en Ciencias Geológicas.  
Linares Rodríguez, D. Doctor en Ciencias Geológicas.  
Serrano Lozano, F. Doctor en Ciencias Geológicas.  
Nannoplancton: Aguilar Ortiz, P. Licenciada en Ciencias Geológicas.

***Geomorfología:***

Zazo Cardeña, C. Doctora en Ciencias Geológicas.  
Goy Goy, J. L. Doctor en Ciencias Geológicas.

***Estudios especiales de Moronitas:***

Galán Huertos, E. Doctor en Ciencias Geológicas.  
González Díez, I. Licenciada en Ciencias Geológicas.  
Mayoral Alfaro, E. Licenciado en Ciencias Geológicas.  
Miras Ruiz, A. Licenciado en Ciencias Geológicas.

***Supervisor del IGME:***

García Cortés, A. Doctor Ingeniero de Minas.

***Asesoría Técnica:***

Baena Pérez, J. Licenciado en Ciencias Geológicas.

Centro de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036-Madrid

Depósito Legal: M - 2.432 - 1988

NIPO 232 - 87 - 007 - 3

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

## **0 INTRODUCCION**

### **0.1 SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS**

La Hoja a escala 1:50.000, núm. 1047, «Sanlúcar de Barrameda», se extiende entre las siguientes coordenadas Greenwich: 36° 40' 04,9" y 36° 50' 04,8" de latitud Norte y 6° 11' 10,8" y 6° 31' 10,8" de longitud Oeste.

Esta área, dentro de Andalucía Sudoccidental, pertenece en su mayor parte a la provincia de Cádiz, sólo la margen derecha de la desembocadura del Guadalquivir pertenece a la provincia de Huelva (término municipal de Almonte), encontrándose en ella el Parque Nacional Coto de Doñana.

Aproximadamente el tercio Oeste de la superficie de la Hoja está ocupado por el Océano Atlántico, haciendo que esta zona tenga un gran interés turístico y pesquero.

El drenaje superficial se realiza de tres formas diferentes: en la mitad norte de la Hoja, hacia el N y O, hacia el río Guadalquivir; en la parte central de la mitad sur, hacia el O, directamente al Atlántico, y en el ángulo SE, hacia el SE, hacia los afluentes del río Guadalete, que a su vez desemboca en el Atlántico en la vecina Hoja de Cádiz.

El relieve en esta área está representado por formas suaves y monótonas, donde las llanuras cuaternarias adquieren un desarrollo considerable, especialmente en la rasa litoral. El relieve es muy poco acusado, existiendo pequeñas colinas, como el Cerro Obregón (114 m.), Cerro Orbanejo (111 m.), Cerro de las Monjas (68 m.), Loma de Martín Miguel (72 m. en el vértice Reventón), Loma del Campín (82 m.), etc., todos ellos de pequeña altitud.

Todo ello se traduce en una cierta dificultad cartográfica de amplios sectores, modelados en rocas blancas sobre los que se han originado potentes suelos, frecuentemente cubiertos de cultivos. Al mismo tiempo, son muy escasos los cortes en los que pueda realizarse un muestreo detallado o un análisis exhaustivo de las superficies de contacto.

Toda la comarca está inmersa en una gran explotación agrícola, de la que cabe destacar el intenso cultivo de la vid, especialmente sobre «albarizas» o «moronitas», que da fama a esta región.

## 0.2 ANTECEDENTES

Dejando aparte algunas referencias antiguas a lugares próximos a la Hoja, como las debidas a CALDERON y ARANA (1980) (diatomitas de Morón) y a MACPHERSON (1872) (estudios en la provincia de Cádiz), es a GAVALA y LABORDE (1918 a 1959) a quien se deben los primeros datos geológicos referentes a esta región; mención especial merecen sus cartografías a escala 1:100.000 y 1:50.000.

La región que limita por el SE fue estudiada por CHAUVE, P. (1968).

La tesis doctoral de VIGUIER, C. (1974), trata sobre la bioestratigrafía del Neógeno de Andalucía Noroccidental y la historia geológica de la cuenca del bajo Guadalquivir, en ella se estudian dos cortes de detalle dentro de la Hoja de Sanlúcar de Barrameda.

En 1976 BENKHELIL, J., en su tesis de tercer ciclo, lleva a cabo el «estudio neotectónico de la terminación occidental de las Cordilleras Béticas», con un mapa 1:400.000 en el que expone los resultados.

Un estudio completo del Plioceno Superior y del Cuaternario marino y continental de toda esta región (Golfo de Cádiz) lo realiza en su Tesis Doctoral ZAZO CARDEÑA, C. (1980).

Es una de los autores del presente trabajo, sus investigaciones se verán reflejadas en los apartados correspondientes.

Se ha contado también con los datos recientes de la cercanas Hojas de Plan MAGNA (2.ª serie):

- 1.034 Lebrija. BASCONES ELVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1977).
- 1.049 Arcos de la Frontera. JEREZ MIR, L. (1983).
- 1.062 Paterna de Rivera. BAENA, J. et al. (1983).

Para el encuadre geológico general se ha consultado la «Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la zona Bética (s. str.)» de BAENA, J., y JEREZ MIR, L. (1982).

## 0.3 ENCUADRE GEOLOGICO

La Hoja de Sanlúcar de Barrameda (1.047) se encuentra en el borde SO

de la Depresión del Guadalquivir, en la zona de contacto de dicha Depresión con el extremo occidental de las Cordilleras Béticas.

Las Cordilleras Béticas representan el extremo más occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas. Se trata, conjuntamente con la parte norte de la zona africana, de una región inestable afectada en parte del Mesozoico y durante gran parte del Terciario por fenómenos tectónicos mayores, y situada entre los grandes cratones europeo y africano.

Tradicionalmente se distinguen las «Zonas Internas» y las «Zonas Externas», en comparación con Cordilleras de desarrollo geosinclinal, o sea, una parte externa con cobertera plegada, a veces con estructura de manto de corrimiento, y una parte interna con deformaciones más profundas que afectan al zócalo y que están acompañadas de metamorfismo. Actualizando estos conceptos, podríamos decir que las «Zonas Externas» se sitúan en los bordes de los cratones o placas europea y africana, y presentan características propias en cada borde, mientras que las «Zonas Internas» son comunes a ambos lados del mar de Alborán, situándose en la zona de separación existente entre ambas placas o zonas cratogénicas.

Circunscribiéndose al área ibérica podemos decir que están presentes las «Zonas Externas», correspondiendo al borde de la placa europea, y parte de las «Zonas Internas». El resto de las «Zonas Internas» aflora en amplios sectores de la zona africana y europea que rodean al actual mediterráneo.

Las «Zonas Externas» están representadas aquí por:

- la Zona Prebética y
- la Zona Subbética

y las «Zonas Internas» por:

- la Zona Circumbética y
- la Zona Bética.

La distribución geográfica de estas zonas de Norte a Sur y desde la meseta hasta el mar sería la siguiente: Prebética, Subbética, Circumbética y Bética.

Veamos ahora muy resumidamente las características de ambas zonas.

La *Zona Prebética*: Es la más externa, y se deposita sobre una corteza continental, la de la Meseta. En ella los sedimentos son propios de medios marinos someros o costeros, con ciertos episodios de tipo continental. Fue definida ya por BLUMENTHAL (1927) y FALLOT (1948); en base a la potencia de sedimentos, y a las diferencias de facies en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, algunos autores la subdividen en tres dominios:

- Prebético Externo.
- Prebético Interno.
- Prebético Meridional.

BAENA, J., y JEREZ, L., 1982, diferencian los dos primeros dominios teniendo en cuenta las diferentes facies en el Cretácico y en el Paleógeno.

La *Zona Subbética*: Se sitúa al Sur de la anterior, y presenta facies pelágicas más profundas a partir del Domeriense, con margas, calizas nodulosas, radiolaritas y hasta facies turbidíticas a partir del Jurásico terminal. Igualmente en cierto sector existió vulcanismo submarino durante el Jurásico.

En base a las características de la sedimentación durante el Jurásico y parte del Cretácico Inferior, se ha subdividido esta zona en tres dominios que de Norte a Sur son:

- Subbético Externo.
- Subbético Medio.
- Subbético Interno.

El Subbético Externo incluiría parte del talud que enlaza con el Prebético, un pequeño surco con depósitos turbidíticos (Unidades Intermedias en el sentido de RUIZ ORTIZ, P. A., 1980) y un umbral que separa este surco de la parte más profunda, el Subbético Medio.

El Subbético Medio se caracteriza por facies profundas desde el Lías Superior, con abundancia de radiolaritas y con vulcanismo submarino; representa la parte más profunda de la Zona Subbética.

El Subbético Interno se caracteriza por facies calcáreas durante todo el Jurásico, que representaría un umbral sedimentario y probablemente marcaría el límite meridional de las Zonas Externas.

La Zona Subbética es probable que se depositara sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea. La primera alusión a esta Zona corresponde a DOUVILLE, 1906, siendo posteriormente definida también por BLUMENTHAL y FALLOT.

La *Zona Circumbética*: Ya dentro de las Zonas Internas, ha recibido este nombre porque sus materiales rodean con mayor o menor extensión a la Zona Bética (BAENA, J., y JEREZ, L., 1982). Dentro de esta zona estarían incluidas unidades, formaciones y complejos que han recibido diversas denominaciones según los autores, tales como Dorsal, Predorsal, Zona mediana, Unidades del Campo de Gibraltar, Substrato de los flysch cretácicos, Subbético ultrainterno, etc.

Se trataría de una zona que en principio se situaría entre las Zonas Externas ibéricas y las Zonas Externas africanas, ocupando un amplio surco que se fue estructurando a partir del Pliensbachiense. En su zona más profunda se depositaban radiolaritas, y a partir del Jurásico Superior potentes formaciones turbidíticas, que se fueron sucediendo hasta el Mioceno Inferior. El espacio ocupado por esta zona, probablemente, y a partir del Eoceno Medio-Superior, fue invadido por la Zona Bética, que mediante fallas de dirección se desplazó desde regiones más orientales donde había evolucionado (subplaca de Alborán), con lo cual, lo que en principio era una sola

zona se estructura en varias partes situadas a uno u otro lado de la Zona Bética, existiendo una posible Zona Circumbética ibérica y otra africana, enlazadas por lo que hoy es el Arco de Gibraltar.

Dentro de esta Zona Circumbética se pueden distinguir en base a las características de sedimentación, tanto jurásicas como cretácicas y terciarias varios dominios:

- Complejo de Alta Cadena
- Complejo Predorsaliano y
- Complejo Dorsaliano.

El Complejo de Alta Cadena representaría el área cercana al Subbético Interno. Este complejo tendría su correspondiente en el borde de las Zonas Externas africanas.

El Complejo Predorsaliano representaría las series típicas depositadas en la parte más distal de la cuenca, que ocuparían una amplia zona, posteriormente empujada y distorsionada (subducida, obducida o arrastrada) por el encajamiento de la Zona Bética.

El Complejo Dorsaliano se depositaría probablemente en zonas más orientales, sirviendo de enlace entre esta Zona y la Zona Bética, la cual al trasladarse hacia el Oeste le arrastró y dibujó la orla que actualmente constituye alrededor de dicha zona.

Es muy probable que la Zona Circumbética se desarrollase sobre una corteza prácticamente oceánica.

Por último, la Zona Bética, que probablemente ha evolucionado en sectores más orientales, presenta mantos de corrimiento y metamorfismo en la mayor parte de sus dominios. Tradicionalmente se distinguen tres:

- Complejo Maláguide.
- Complejo Alpujárride.
- Complejo Nevado-Filábride.

Se trata de tres unidades tectónicas mayores, cuya posición de techo a muro es la descrita anteriormente, pero sin que ello indique, como en las zonas anteriores, una posición paleogeográfica. Salvo en el Complejo Maláguide, están representados exclusivamente terrenos paleozoicos y triásicos.

Con posterioridad a la ubicación de la Zona Bética, en el Mioceno Inferior se produce el evento tectónico más espectacular de la Cordillera Bética, puesto que afecta a todas las zonas, aunque, como es lógico, con desigual intensidad. Se trata de la compresión que provoca el choque de las placas europea y africana, mediante el juego de una miniplaca, la Zona Bética.

Esta colisión que tuvo su mayor reflejo en el límite entre Zonas Internas y Zonas Externas, afectó profundamente a la Zona Circumbética: gran parte de la cual fue subducida, obducida o acumulada mediante imbricaciones.

En la Zona Subbética, y debido a esta colisión se originan cizallas de

vergencia norte que hacen cabalgar unos dominios sobre otros. En la base de estas unidades cabalgantes, el Trías sufre una extrusión y se extiende en diversas láminas, cubriendo amplias zonas, con retazos de su cobertera que han sufrido diversos procesos de despegue mecánico. Estos Trías y sus coberteras no identificadas podrían considerarse como *Subbético indiferenciado*.

Posteriormente se depositan, en el sector occidental, sobre las partes deprimidas, las silixitas y las «albarizas» o «moronitas», bien sobre el Trías y/o Cretácico Superior Subbéticos, o bien sobre algunas unidades de la Zona Circumbética ya desplazadas.

Posiblemente a partir del Burdigaliense Superior parece que se produce una cierta elevación en la Zona Subbética, quizá como el ajuste isostático después de la colisión. Esta elevación pudo provocar un deslizamiento a un lado y otro de su eje de formaciones alóctonas desenraizadas, que se mezclaron, dando lugar a una masa de aspecto más o menos caótico (arcillas con bloques) y en la que ya están implicadas las «moronitas», que puede considerarse *tecto-sedimentaria* e incluso tectónica. Este último evento pudo desdibujar las estructuras existentes y dar un aspecto aún más caótico del que ya existía.

Dentro de este resumen geológico regional la Hoja de Sanlúcar de Barrameda, que es el objeto del presente trabajo, está situada en el borde occidental, incluyendo materiales alóctonos o para-autóctonos del Paleógeno-Mioceno Inferior, abundantes depósitos de «moronitas» o «albarizas» que pueden considerarse para-autóctonos o autóctonos y materiales claramente autóctonos de edades Mioceno Superior a Cuaternario reciente.

Durante el proceso postectónico (Mioceno Superior-Plioceno Superior) la zona pasa por un período de distensión que da origen a la cuenca del Guadalquivir, donde van a parar muchas de las unidades alóctonas descritas y que arrastran a las «albarizas», dando lugar a grandes masas olistostrómicas. En este proceso distensivo se origina también la Bahía de Cádiz sobre el bloque hundido de una gran fractura de dirección ENE-OSO.

Entre el borde meridional de la Siørra Morena y las colinas de las Cordilleras Béticas, la cuenca del Guadalquivir se dispone bajo la forma de un amplio triángulo desembocando sobre el Golfo de Cádiz.

Esta cuenca fue ocupada en el Mioceno-Plioceno por un golfo marino donde acumularon espesas series de material fino, alcanzando la potencia de estos depósitos neógenos, en la zona subsidente de las «marismas», más de 2.000 m.

La Hoja de Sanlúcar de Barrameda ocupa la zona final de la depresión del Guadalquivir en su contacto con el mar, desembocando este cauce, en la actualidad, entre la flecha litoral de Doñana y la ciudad de Sanlúcar.

Durante el Plioceno Superior, el mar en franca regresión en toda la zona de las Béticas Occidentales, ocupa sólo una estrecha franja costera en la

que se depositan materiales groseros con facies «ostionera» y en algunos casos de lagoon. En la zona de las marismas, sector NE, han sido encontradas calizas lacustres (datos de sondeo, a — 40 m.) similares a las de Lebrija y Jerez, lo que indicaría que al menos en este área reinaba ya un régimen continental, desarrollándose en las zonas deprimidas una serie de lagos someros sin comunicación con el mar.

Esta regresión se continúa a lo largo del Cuaternario, siendo tan sólo interrumpida por ligeras oscilaciones positivas del mar debidas, en la mayor parte de los casos, a causas climáticas, que no penetran más de un par de kilómetros en el continente, no sobrepasando sus máximos transgresivos en ningún caso a los del Plioceno Superior.

Durante el Cuaternario el funcionamiento de la falla del bajo Guadalquivir favorece la formación de las «marismas», en el bloque hundido de dicha falla. El relleno de esta zona progresa, en principio, por la gran cantidad de materiales que aporta el Guadalquivir, así como por la detención o ralentización de la subsidencia, y finalmente por el cierre provocado por el crecimiento de la flecha litoral de Doñana, que impide la evacuación de muchos de los materiales hacia el mar.

## 1 ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Sanlúcar de Barrameda la estratigrafía se divide en tres grupos de materiales:

- Sedimentos alóctonos, que han sufrido desplazamientos horizontales después de su depósito.
- Sedimentos para-autóctonos, que se depositaron antes, durante e incluso después de tales movimientos.
- Sedimentos autóctonos, no han sufrido desplazamientos, pero pueden estar suavemente plegados como consecuencia de reajustes tectónicos (neotectónica, procesos halocinéticos del Trías, etc.).

Al tratar cada uno de los diferentes materiales, se hará constar su número de identificación en la leyenda que acompaña a la cartografía.

En general, al enumerar la microfauna clasificada, se ha omitido, en la memoria, gran parte de las especies encontradas, citando aquéllas que tienen mayor interés desde el punto de vista bioestratigráfico. En la información complementaria se presentan las fichas de los informes paleontológicos de todas las muestras recolectadas con las relaciones completas de fauna.

## 1.1 SEDIMENTOS ALOCTONOS (¿SUBBETICO O TANGER OCCIDENTAL?)

Se han considerado como tales aquellos que están representados en una franja de dirección aproximada N-S y que discurre aproximadamente por la parte central del área cartografiada. En la banda meridional de la Hoja, dicha franja queda cubierta por materiales pliocuaternarios.

Las observaciones que se han realizado durante el trabajo de campo, desde el punto de vista tectónico y sedimentario, no permiten hacer, siquiera, especulaciones en cuanto a su adscripción paleogeográfica. De una parte la mala calidad de afloramientos, ya que es una zona eminentemente agrícola, y de otra el grado de tectonización, dislocación e incluso el aspecto caótico que en algunos puntos se observa apoyan lo anteriormente mencionado.

Por tanto el método de trabajo seguido durante la realización de la Hoja, considerado el más conveniente, ha sido la recolección sistemática de muestras para su ulterior estudio micropaleontológico y no siempre los resultados han sido óptimos, porque algunas dataciones no son muy precisas; unas veces porque hay elementos resedimentados y otras porque existen materiales, que dado su carácter batimétrico profundo, no presentan planctónicos y la fauna existente no es susceptible de datación precisa.

Las muestras recogidas en estos materiales indican edades muy diversas, que abarcan fundamentalmente desde el Paleoceno al Mioceno Inferior. Dentro de ellos, se pueden distinguir las arcillas y margas abigarradas (predominantemente verdes y marrones) observadas en la carretera de Sanlúcar a Trebujena (1 Km. al norte del Cortijo de Ventosilla). En general libran una microfauna con abundantes radiolarios y pobre en foraminíferos planctónicos; no obstante, en algunas de ellas se han distinguido: *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR y COLLINS), *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN y BERMUDEZ), etc., que permiten asignarlas al intervalo Aquitaniense Medio-Burdigaliense Inferior. De estos materiales se han tomado muestras para estudios de nannoplancton, unas veces para comparar la edad, y otras, donde el levigado no aportaba datos concretos; los resultados obtenidos con nannoplancton concuerdan con los efectuados por los foraminíferos planctónicos. Entre los nannofósiles calcáreos que definen hasta el Mioceno Inferior, caben destacar: *Reticulofenestra* sp., *Discoaster* sp. ex. gr. *Discoaster druggi*, *Pontosphaera* sp., *Cyclococcolithus* sp., y *Spmenolithus moriformis*.

El estudio en lámina delgada de una muestra de areniscas calcáreas incluidas en los anteriores, ha permitido distinguir el Campaniense Medio-Maestrichtiense Inferior, con *Globotruncana ventricosa* WHITE, y *Pythonella*, etcétera. Caben dos posibilidades, que efectivamente se trate de Cretáceo Superior, con lo cual habría que considerar que es un bloque de esa edad depositado en formaciones más modernas o, bien, que al tratarse de una sola muestra y ser lámina delgada, no tenga planctónicos definitorios de pisos más modernos.

En el mismo contexto cartográfico señalado anteriormente y, con una litología relativamente homogénea de arcillas verdes, con esporádicos niveles de areniscas calcáreas de carácter turbidítico, se han recolectado algunas muestras, las cuales han permitido datar dentro del Paleógeno los siguientes pisos:

— Paleoceno, probablemente, Medio con: *Morozovella occlusa* (LOEBLICH y TAPPAN), *Morozovella angulata* (WHITE), etc.

— Paleoceno Superior con: *Globorotalia pseudomenardii* BOLLI, *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN), etc.

— Eoceno Inferior con: *Globigerina lozanoi* COLOM, *Acarinina aspensis* (COLOM), etc.

— Eoceno Medio con: *Globigerinatheka index* (FINLAY), *Subbotina fronsosa* (SUBBOTINA), *Muricoglobigerina senni* (BECKMAN), etc.

Estos mismos pisos se han corroborado con estudios de nannoplancton, cuya lista de nanofósiles calcáreos figura en las fichas del informe paleontológico, que se adjuntan dentro de la información complementaria.

Las margas blancas y calcarenitas (2), incluidas en el conjunto anterior, y distinguidos cartográficamente, en el Cerro del Palomar, al norte de la Hoja, han presentado las siguientes dataciones:

— Oligoceno, probablemente, Medio con: *Globigerina eocaena* GUEMBEL, *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *Globigerina ciperoensis* BOLLI, etc.

— Una lámina delgada contiene *Dyscocyclinidae*, secciones atribuibles a *Globorotalia gr. cerroazulensis*, etc., que podrían indicar una edad Eoceno Superior, salvo que estén resedimentados, puesto que también existen secciones atribuibles, con reservas, a *Lepidocyclinidae*, que indicarían una edad Oligoceno Medio-Mioceno Inferior.

Por último, es necesario señalar que algunas muestras contienen, junto con las asociaciones indicadas, elementos más recientes, del Mioceno Medio y Superior, esto se ha interpretado como resultado de contaminación, por la proximidad geográfica de estos materiales.

Como se ha mencionado al comienzo de este epígrafe, resulta prácticamente imposible la adscripción de estos sedimentos, a una zona o dominio paleogeográfico concreto. No obstante, de las observaciones realizadas fuera de la Hoja, tanto dentro de la Península como al norte de Marruecos, cabe destacar dos unidades que presentan cierta afinidad litológica con estos sedimentos alóctonos, son las siguientes: Unidad de Paterna y Serie de Tánger Occidental.

La Unidad de Paterna fue reconocida por CHAUVE (1968) como una serie esencialmente arcillosa, a la que a veces se asocian brechas, calizas orgánicas o areniscas. También estableció una semejanza de esta Unidad con las Series Arcillosas de la Base del Aljibe, asimilable al Manto de Carmona

de PERCONIG (1960-62). Para BOURGOIS (1978) se trata de las Arcillas con Bloques y/o el Neonumídico y le asigna una edad Burdigaliense. Recientemente BAENA (1983), en la Memoria Explicativa de la Hoja 1:50.000 de Paterna de la Rivera, la Unidad de Paterna la incluye en la Zona Circumbética. El conjunto presenta un aspecto caótico y las dataciones efectuadas van desde el Cretácico Medio-Superior hasta el Oligoceno Superior, y con ciertas dudas hasta un Mioceno muy Inferior.

La Serie de Tánger Occidental aparece al SO de Tánger (Marruecos) y se sitúa debajo de areniscas numídicas (equivalentes a las areniscas del Aljibe). Consta de un tramo de margas verdes con intercalaciones de microbrechas de edad Senonense, encima bancos de calizas con intercalaciones finas de margas grises del Eoceno Inferior, le siguen arcillas y margas negras y verdes del Eoceno Medio. A continuación hay una zona dislocada, compuesta por un flysch arcillo-arenoso, de edad probable comprendida entre el Eoceno Superior-Oligoceno y el Mioceno Inferior.

Aunque existen similitudes litológicas, rasgos estratigráficos y edades con ambas unidades, la penuria de afloramientos y no disponer de datos de otras zonas en las que afloran estos materiales, no permite asignarles a una de ellas. No descartándose además la posibilidad de que se trate de otra unidad distinta.

## **1.2 FORMACIONES PARA-AUTOCTONAS O AUTOCTONAS**

### **1.2.1 MIOCENO**

#### **1.2.1.1 Margas blancas, limos silíceos con radiolarios y diatomeas «moronitas» y/o «albarizas». Aquitaniense Medio-Tortonense Superior (3)**

Las «moronitas», denominación local dada a las margas con diatomeas encontradas cerca de Morón de la Frontera (Sevilla) por CALDERON y PAUL en 1886, tienen una amplia distribución por toda la cuenca del Guadalquivir, desde Jaén hasta Sanlúcar de Barrameda en Cádiz, con edades que van desde el Oligoceno (CHAUVE, 1968) al Mioceno Superior (Andaluciense), si bien predominan las más modernas (CALVO SORANDO, 1981).

Además existen diatomitas en Albacete y Murcia, la mayor parte formadas en ambientes salobres (Hellín, Elche de la Sierra), y también en Almería (Carboneras, Serrata de Níjar) de origen marino.

La facies típica moronítica consiste en margas muy ligeras y de aspecto foliar de color blanco, gris o ligeramente amarillento (a veces coloreada de óxido de hierro) que contienen diatomeas, radiolarios, foraminíferos, silicoflagelados, espículas, etc. Sobre ellas es típica la formación de suelos negros.

En general, de la revisión bibliográfica sobre el tema, se deduce que existe una gran controversia para la asignación cronológica de la microfaua encontrada, así como sobre su origen y condiciones paleoambientales de depósito, y sobre el carácter autóctono, para-autóctono o alóctono de estas margas blancas.

GAVALA (1959) les atribuye una edad Oligoceno, COLOM (1957) las cita como Aquitano-Burdigaliense, pero con la presencia de *Orbulina universa* D'ORB. Conocimientos micropaleontológicos más actualizados permitieron a PERCONIG (1964) diferenciar dos tipos distintos: sin *Orbulina* de edad Aquitano-Burdigaliense, y con ella la edad Tortoniense-Andaluciense. Las distintas muestras y estudios posteriores, incluidos los realizados durante el XIII COLOQUIO EUROPEO DE MICROPALAEONTOLOGIA (1973) hacen pensar que existen «moronitas» y/o «albarizas» desde el Aquitaniense Medio hasta el Tortoniense-Andaluciense, pero distribuidas en dos grupos, las «antiguas» de edad Aquitaniense Medio-Langhiense Inferior, y las «modernas» que irían desde el Serravaliense hasta el Tortoniense Superior-Andaluciense, con mayor incidencia en el Tortoniense Superior-Andaluciense.

BAENA, J. (1983), en la Hoja de Paterna encuentra ambas, a veces conjuntamente o a veces sólo las más «antiguas» y cita que las «antiguas» están cabalgadas o son para-autóctonas en todos los puntos de las Béticas Occidentales, mientras que las «modernas» pueden ser para-autóctonas, caso del valle del Guadalquivir, o bien autóctonas, caso de esta región.

En la información complementaria de esta Hoja puede consultarse el estudio de caracterización, realizado por el equipo del Departamento de Geología de la Universidad de Sevilla, dirigido por el profesor GALAN HUERTOS, E. (1985), sobre las moronitas de las Hojas de Jerez (1.048), Sanlúcar (1.047) y Carmona (985).

En la Hoja de Sanlúcar y dentro de las margas blancas se han diferenciado dos grupos. El primero contiene mayor riqueza de microfacies, caracterizada además por un alto contenido en diatomeas y radiolarios. Presenta bajos porcentajes en carbonatos (20 por 100) y de arcilla, y un alto contenido en sílice opalina (que puede llegar hasta el 70-80 por 100). Se han localizado dos afloramientos, en la Loma de Maina y en las inmediaciones del Cortijo de la Ventosa, ambos a 4 y 6 Km. al E y NE respectivamente de la localidad de Sanlúcar.

El segundo grupo prácticamente lo forman los restantes afloramientos de la Hoja. Son margas (35-50 por 100 de calcita, 10 por 100 de cuarzo, 35-50 por 100 de minerales de la arcilla) con menor riqueza de microfacies.

Desde el punto de vista paleontológico todas las muestras pueden considerarse «diatomíticas». Se podrían denominar en función de la microfacies existente como «diatomita radiolarítica» o «diatomita esponjolítica», pero la escasez global de tales organismos aconsejan no denominarlas desde el

punto de vista técnico como diatomitas, excepto a las antes referidas (las del primer grupo).

A pesar de la proximidad actual de ambos afloramientos, próximos a Loma de la Maina y Cortijo de la Ventosa, existen ciertas diferencias entre ambos, tales como los distintos tamaños de las diatomeas en uno y otro lugar, la abundancia de diatomeas pennales en el primero y de diatomeas céntricas en el segundo, las diferencias del tipo de ópalo predominante, la presencia significativa de nódulos de sílex en el afloramiento del Cortijo de la Ventosa y la posición topográfica y probablemente estratigráfica inferior de este último depósito respecto al de la Loma de la Maina. Estos datos son suficientes para concluir que hay dos tipos diferentes de depósitos en el espacio y el tiempo.

Desde un punto de vista técnico, las muestras diatomíticas son las que presentan mayor absorción de agua y mayor blancura (excepto que existan contaminaciones de hierro). Sus características granulométricas, mineralógicas y micropaleontológicas unidas a su baja densidad, alta fiabilidad, blancura y absorción (aún en bruto), en su estado natural, las hacen susceptibles de ser utilizadas en diversas aplicaciones industriales (materiales de construcción, aislantes, filtros y carga), tras los tratamientos específicos correspondientes.

Las margas blancas por su parte pueden usarse para materiales de construcción ligeros, especialmente ladrillos aislantes, eligiendo aquéllas de mayores contenidos en diatomeas.

Los análisis mineralógicos de las muestras tomadas de varios puntos en el ámbito de la Hoja han dado los siguientes resultados:

Margas con intercalaciones de margo-calizas con apenas el 10 por 100 de cuerso, entre 35 y 50 por 100 de carbonatos y entre 40 y 55 de filosilicatos; de estos minerales de la arcilla los más abundantes son esmectitas (63-75 por 100), luego illitas (14-27 por 100) y por último caolinitas (11-17 por 100); tienen trazas de feldespatos y de ópalo. Presentan una granulometría fina, con un porcentaje insignificante o nulo de tamaños superiores a las 63 micras, predominando los tamaños comprendidos entre 2 y 20 micras. Se pueden definir como limos arcillosos ya que en general más del 80 por 100 de las muestras poseen al menos el 75 por 100 de tamaños inferiores a 20 micras.

Desde el punto de vista micropaleontológico, las margas blancas (albarizas), incluyen términos de distinta edad, indistinguibles cartográficamente. De esta forma, está representado desde el Mioceno Inferior hasta el Tortonense Superior (parte baja).

Las muestras correspondientes a los términos más antiguos no han permitido, en algún caso, precisar dentro del intervalo Aquitaniense-Burdigaliense Inferior (*Globigerinita incrusta* AKERS y *Catapsydrax dissimilis* CUSHMAN y BERMUDEZ); en otros casos, la presencia de estas especies más

*Globigerinoides trilobus* (REUSS) indican una edad algo más concreta, Aquitaniense Superior-Burdigaliense Inferior.

El resto de las muestras presentan edades comprendidas entre el Burdigaliense Superior y el Tortoniense Superior, parte baja, habiéndose reconocido el Burdigaliense Superior, con *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. bisphaericus* TODD y, a veces, *Praeorbulina sicana* (DE STEFANI) y ausencia de *Catapsydrax gr. dissimilis* y de *Praeorbulina glomerosa* (BLOW); el Langhiense, con *Praeorbulina glomerosa* (BLOW) y ausencia de *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN y STAINFORTH; el Serravaliense terminal-Tortoniense basal, con fauna común al Serravaliense y el Tortoniense, pero sin *Turborotalia siakensis* (LE ROY) ni *T. acostaensis* (BLOW); el Tortoniense Inferior, con *T. acostaensis* con enrollamiento dextrorso y sin *T. humerosa* (TAKAYANAGI y SAITO) ni *Globorotalia plesiotumida* BLOW y BANNER y, finalmente, el Tortoniense Superior, parte baja, con *T. humerosa* y otras formas del grupo *T. acostaensis-T. pachyderma* dextrorsas, junto con *Globigerinoides extremus* BOLLI y BERMUDEZ y en algunas muestras, *Globorotalia plesiotumida* BLOW y BANNER.

De los estudios de microfacies y micropaleontológico se deduce que estos materiales se depositarían en un dominio bentónico, de mar abierto, en una cuenca relativamente somera (200-300 m.), de aguas claras, cálidas y oxigenadas.

A veces presentan intercalaciones de areniscas calcáreas bioclásticas (4), únicamente se ha distinguido un afloramiento con entidad cartográfica, en el Cortijo del Alijar. El estudio petrológico indica un 60 por 100 de fósiles, 15 por 100 de intraclastos, 10 por 100 de micrita y un 10 por 100 de siliciclastos. La falta de buenos afloramientos impide realizar una interpretación paleoambiental de estos materiales, pero por similitud con otros, presentes en los mismos materiales en otras zonas, podrían tratarse de facies canalizadas dentro de la cuenca.

La potencia de estos sedimentos en la Hoja de Sanlúcar de Barrameda es difícil de estimar, puesto que no se aprecian los límites de los mismos, pero deben de tener un mínimo de 200 m.

### 1.3 FORMACIONES AUTOCTONAS

#### 1.3.1 MIOCENO SUPERIOR

Sobre las albarizas, formaciones para-autóctonas, se disponen en aparente concordancia materiales constituidos por margas gris-azuladas a crema, que presentan pasadas arenosas a techo, cuya edad está comprendida entre Tortoniense Superior y Messiniense Superior.

La mayor representación cartográfica se sitúa en el margen oriental de la Hoja, donde contactan con la vecina Hoja de Jerez de la Frontera.

### 1.3.1.1 Margas gris-azuladas a crema, algo arenosas a techo. Tortonense Superior-Messiniense Superior (5)

En algunos puntos de la Hoja, especialmente en el sector de Casa de Asiento (unos 4 Km. al SE de Sanlúcar), se pasa en aparente concordancia de las margas blancas —albarizas— a unos margas gris-azuladas, según tengan menor o mayor grado de humedad respectivamente con el corte fresco, que en superficie al alterarse adquieren tonalidades cremas o amarillentas.

El afloramiento más occidental detectado se encuentra en la misma línea de costa de la Punta del Espíritu Santo, en las inmediaciones de Sanlúcar, donde materiales más modernos de edad Plioceno Superior yacen discordantemente sobre ellas.

Los resultados paleontológicos de las muestras estudiadas sobre estos materiales indican edades del Tortonense Superior, parte alta, y del Messiniense. Muchas muestras no son precisables dentro del intervalo, en tanto que otras pertenecen, claramente, al término inferior —*Turborotalia humerosa* y otras formas del grupo de *T. acostaensis*-*T. pachyderma* sinistorsas, *Globorotalias* diversificadas, pero faltando *G. mediterranea* CATALANO y SPROVIERI— o al Messiniense Inferior, con asociaciones similares a las anteriores más *G. mediterranea* y ausencia de *Gobigerinoides elongatus* (D'ORB).

Al mismo tiempo, algunas muestras, atribuibles también a la formación, no presentan microfauna pelágica, mientras que son predominantes los foraminíferos bentónicos someros (*Ammonia* y *Florilus*), por lo que deben corresponder a los términos regresivos superiores.

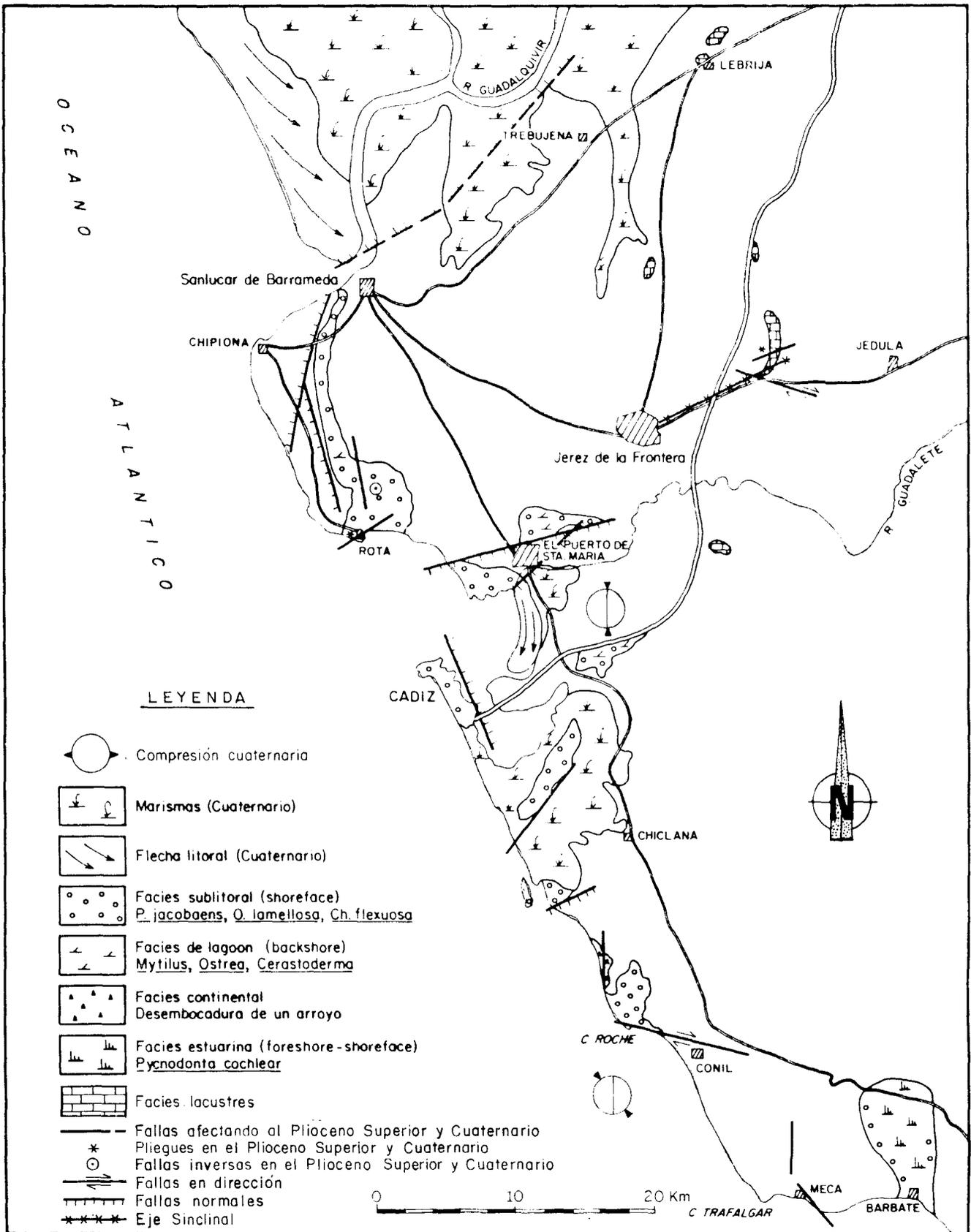
La potencia de estos sedimentos puede estimarse que no es superior a 50 m.

## 1.3.2 PLIOCENO

Sobre los materiales más antiguos se disponen, discordantemente, sedimentos que determinan la transgresión marina del Plioceno, que geográfica y cartográficamente llega a estar representada en la Hoja de Arcos de la Frontera. Son sedimentos de carácter litoral hasta el Plioceno Medio, que es cuando el mar comienza de nuevo a retirarse; entonces los depósitos pasan a facies continentales (lacustres s.l.) en el Plioceno Superior.

### 1.3.2.1 Conglomerados, arenas y limos con ostreidos y pectínidos. Niveles de margas hacia la base: Plioceno Inferior-Medio (6)

Solamente se han localizado tres reducidos afloramientos, de los cuales dos de ellos se encuentran en las inmediaciones de Casa de Asiento, y el otro en la Loma de Cabeza Gorda (4 Km. al E de Sanlúcar).



DISTRIBUCION DE FACIES EN EL PLIOCENO SUPERIOR  
(Zona septentrional del litoral de Cádiz)

Figura 1

En ambos casos, no se ha observado ningún corte debido al intenso laboreo agrícola. La litología observada es de conglomerados, arenas y limos que dan unas tonalidades grises-amarillentas. En otros puntos fuera de la Hoja (en Jerez de la Frontera), estas facies a muro presentan margas algo arenosas hacia la base. Estos materiales incorporan gran cantidad de ostreidos y pectínidos, por su abundancia y el buen estado de conservación de sus formas, deberían de constituir auténticos bancos lumaquéllicos.

En la Hoja de Sanlúcar, sobre estos afloramientos, únicamente se ha podido coger una muestra para hacer estudios de macropaleontología sobre ostreidos y pectínidos. Las muestras más significativas han sido: *Glycymeris sp.*, *Pecten benedictus* (LAMARCK) que determina un Plioceno antiguo (Calabriense marroquí) y *Gryphaea gryphoides* (SCHLOTHEIM), comprendida entre el Mioceno y el Plioceno Inferior.

En el ámbito de la Hoja no se puede, siquiera, estimar potencias, puesto que estos materiales representan coberteras labradas sobre sedimentos más antiguos. En la vecina Hoja de Jerez, alcanzan los 35 m.

#### 1.3.2.2 Conglomerados y areniscas muy carbonatadas. «Facies Ostionera». Plioceno Superior (7)

Los materiales del Plioceno Superior que afloran en la Hoja corresponden todos a depósitos sublitorales (foreshore y shoreface) con «facies ostioneras», que se extienden en una franja más o menos paralela al litoral actual, figura 1, siendo el Cerro La Capitana (+58 m.) el punto más elevado donde se observan estos materiales.

Los afloramientos más interesantes, no sólo por la riqueza faunística, sino por las condiciones de observación, son los que corresponden a la Punta del Espíritu Santo (sur de Sanlúcar) y al Arroyo Hondo (cantera al N del Apeadero Peña del Aguila).

En el primer caso, sobre las margas del Messiniense y en discordancia, se instala un canal de marea complejo que funcionaría en zona submareal y no en plena llanura de mareas, constituido por areniscas y conglomerados lumaquéllicos.

La microfauna nos da una abundancia de formas litorales como *Ammonia beccarii* LINNE, *Elphidium crispum* LINNE, siendo de notar la presencia de *A. perlucida* (HERALL y EARL), que es una forma muy plástica y tolera condiciones restringidas. Los foraminíferos planctónicos nos sitúan en un Plioceno Superior: *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY y WISSLER), *G. hirsuta aemiliana* COLALONGO y SARTONI, *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Turborotalia acostaensis* (BLOW), *Globigerinoides ruber* D'ORBIGNY, *G. quadrilobatus* D'ORBIGNY.

Con relación a la macrofauna: *Pecten benedictus* LAMARCK, *Ostrea edulis* LINNE, *Anomia ephippium* LINNE, *Chlamys varia* LINNE.

En el corte de la carretera del Arroyo Hondo la sucesión registra un depósito marino sublitoral (shoreface) agitado por olas y mareas que desorganizan y arrastran los restos de bivalvos, mezclándolos con cantos, y acumulándolos en «megaripples» de cresta curva que migran en la zona sublitoral poco profunda. Desde el punto de vista faunístico el contenido es similar al del corte anterior, sólo anotar la presencia a techo de la serie, del Ostrácodo *Ilyocypris*, que indica un carácter dulce-acuícola y posiblemente el inicio del Cuaternario.

### 1.3.3 PLIO-CUATERNARIO (8, 9 y 10)

El límite Plio-Pleistoceno es difícil de establecer en todo el litoral de Cádiz, ya que no existe ninguna discordancia generalizada, ni renovación faunística, que es el criterio básico y teórico para establecer dicho límite (nunca en tierra se ha encontrado la fauna fría que caracteriza el inicio del Cuaternario, debido muy posiblemente al tipo de facies), y además las facies se mantienen similares, es decir, que la «piedra ostionera» que durante mucho tiempo se consideró como del Plioceno Superior, está también presente a lo largo del Cuaternario. Es por ello que los depósitos correspondientes (8) y (9) se incluyen en la leyenda como Plio-Cuaternario, al no existir criterios decisivos para incluirlos en una y otra edad.

Los conglomerados y areniscas del Plio-Cuaternario (8) no presentan buenos afloramientos en esta Hoja a excepción de una pequeña cantera que se sitúa próxima a la estación del F. C. del Apeadero de la Ballena; se trata de depósitos muy litorales en los que se observan cambios laterales a facies de «lagoon» (9), constituidas por unas margas verdosas con desarrollo de suelos hidromorfos y gran concentración de carbonatos, procedentes en muchos casos de la descomposición de conchas (*Mytilus* y *Cerastoderma*).

Al mismo tiempo que se depositan estos materiales, en las zonas próximas a la desembocadura de los grandes cauces: Guadalquivir, Gadiana, Tinto-Odiel, Guadalete, Barbate, etc., se depositaban las «Arenas rojas» (10), formación arenosa rica en cuarzo y aspecto masivo en muchos casos.

Según los estudios sedimentológicos llevados a cabo en numerosas muestras correspondientes a las «Arenas rojas» (10), tanto en el litoral de Huelva (que en la zona de la Antilla contienen macrofauna marina), como en el de Cádiz, y por su distribución espacial, parecen tratarse de materiales depositados en ambientes marinos muy someros con clara influencia del continente: barras, flechas litorales, barras de estuario, etc.

Dicha formación aflora con buenos cortes en los alrededores de Sanlúcar y especialmente en las inmediaciones de la plaza de toros. Se trata de una secuencia fluvial grano-decreciente con secuencias menores que parecen representar flujos no confinados (sheet floods) con decantación posterior de finos, en llanura aluvial con cierta pendiente.

Sobre estas arenas es muy frecuente el desarrollo de procesos de pseudogley y de formación de «alios férricos». En algunas zonas estas arenas presentan canales planos y discontinuos de cantos de cuarcita (cantera kilómetro 60 carretera nacional 441).

#### 1.3.4 CUATERNARIO

##### 1.3.4.1 Pleistoceno (11), (12), (13), (14), (15), (16), (17) y (18)

Posteriormente, se desarrolla un suelo rojo (11) del que se conserva el horizonte argílico (B<sub>t</sub>), que puede tener un desarrollo de hasta 0,75 m. (sector del Espíritu Santo), y afecta tanto a las «Arenas rojas» como a los materiales procedentes de la alteración kárstica, que se produce sobre los depósitos conglomeráticos carbonatados del Plioceno Superior. Estos últimos materiales (14) están constituidos por unas arenas rojas con cantos de cuarzo de pequeño tamaño heredados del Plioceno.

En la figura 2 están representados los cortes más significativos de los niveles marinos cuaternarios del litoral septentrional de Cádiz. En conjunto se observan en dicho litoral siete episodios marinos (cuadro), estando representados en la Hoja de Sanlúcar el primer episodio (Plio-Cuaternario), otro episodio complejo que abarcaría parte del Pleistoceno Inferior y Medio (12), y dos o tres pulsaciones dentro del Pleistoceno Superior (13), constituidas por arenas arcillosas con cantos de cuarzo.

Las dataciones radiométricas llevadas a cabo sobre la fauna que contienen estos niveles, mediante el método de Pb/U y Th/U, dan unas edades de unos 90.000 años para la paleocosta que se extiende por Trafalgar y Barbate y  $201.300 \pm 20.10^3$  para el tramo medio de los depósitos que se observan en la Punta de Montijo (entre Chipiona y Sanlúcar).

Conviene señalar que en los depósitos del Pleistoceno Superior (13) la fauna existente indica un cierto carácter cálido, al igual que sucede en el Mediterráneo para ese momento (Tirreniense). Esta fauna está constituida por: *Thais haemastoma* LINNE, *Cymatium doliarium*, *Coralliophila sofiae*, *Patella safiana* LAMARCK, *P. intermedia* LAMARCK.

En el acantilado desde Punta de Montijo al Faro de Chipiona, está representada la sucesión marina correspondiente a los depósitos (12) y (13). Todo el conjunto buza suavemente, unos 10° hacia el SO, de tal forma que los términos más recientes (13) son los que se observan en el Faro de Chipiona. Toda la sucesión es grano-decreciente y registra la progradación de la costa, quedando representados los ambientes sublitorales.

Inmediatamente al sur de la Punta de Montijo se aprecia el depósito (12); está formado por conglomerados y areniscas «facies ostionera» la microfauna está representada por la presencia de *Pecten maximus* LINNE, que indica ya sin duda un Cuaternario, y con relación a la microfauna los elementos más

representativos, desde el punto de vista estratigráfico, son los Ostrácodos, entre los que caben destacar el género *Semicytherura* de la misma edad.

Posteriormente, sobre estos depósitos marinos se instalan los materiales correspondientes a un glacis de cobertera (15), que se extiende ampliamente al este de Chipiona. La potencia de este glacis no suele superar el metro y litológicamente está constituido por unas arenas rojas de granulometría fina con cantos de cuarzo.

Al este de los relieves de la Loma Baja se observa una zona deprimida rellena por materiales arcillo-arenosos rojizos con algún canto de cuarzo y calcarenita (16); corresponde a un depósito aluvial que hoy en día ha perdido su morfología característica.

Es considerable la extensión que alcanzan los suelos negros y pardos (17), desarrollados sobre los materiales margosos del sustrato; se trata de unos suelos muy arcillosos ricos en montmorillonita, lo que da origen a que cuando están secos presentan grandes estructuras poliédricas y prismáticas.

Los materiales eólicos adquieren también gran desarrollo en todo este litoral, sobre todo el manto arenoso eólico (18), que cubre diversos materiales y que se adentra bastante en el interior, llegando a tener a veces potencias de hasta 1,5 m.

#### 1.3.4.2 **Holoceno** (19), (20), (21), (22), (23), (24), (25), (26), (27), (28), (29), (30), (31), (32), (33), (34), (35) y (36)

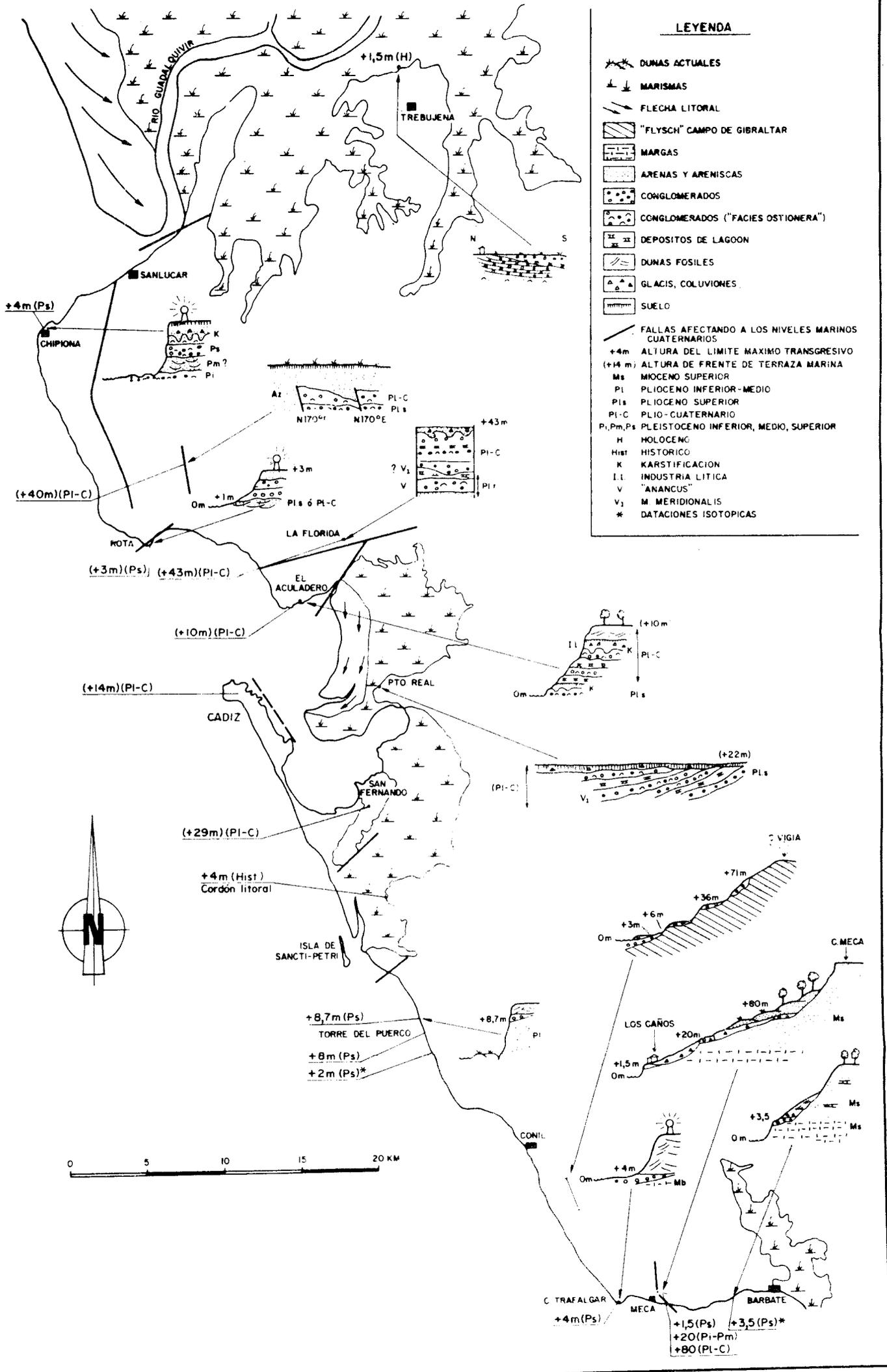
Gran importancia tienen desde el punto de vista estratigráfico y paleogeográfico el desarrollo de pequeños «lagoons» que hoy en día han sido cortados por el mar, pudiéndose observar su relleno en el acantilado actual (al sur del Espíritu Santo y al sur de Regla). Se trata de unas margas verdosas (19), ricas en carbonatos en las que se observan lentejones de arenas correspondientes a depósitos de «washover fan» dejados por el mar cuando rompía el cordón de cierre que lo separaba de la laguna.

Los análisis polínicos llevados a cabo en estos materiales demuestran la existencia de las familias *Compositaceae*, *Palmeaceae*, *Myrtaceae*.

Pequeñas lagunas hoy en día casi colmatadas se observan en la zona de Regla; los materiales de relleno (20), son arcillas arenosas de tonos negruzcos.

Pequeños conos aluviales (21) se observan que bordean las marismas del Guadalquivir, pero el sistema más importante es el que se desarrolla al pie de los relieves pliocenos de Loma Alta, depositados por pequeños arroyos en la zona de cambio de pendiente, están formados por arenas y arcillas con cantos.

Limos de inundación (22) se observan en la parte baja de la marisma de Guadalquivir, bordeando los canales de marisma. La flecha de Doñana



**LEYENDA**

- DUNAS ACTUALES
- MARISMAS
- FLECHA LITORAL
- "FLYSCH" CAMPO DE GIBRALTAR
- MARGAS
- ARENAS Y ARENICAS
- CONGLOMERADOS
- CONGLOMERADOS ("FACIES OSTIONERA")
- DEPOSITOS DE LAGOON
- DUNAS FOSILES
- GLACIS, COLUVIONES
- SUELO
- FALLAS AFECTANDO A LOS NIVELES MARINOS CUATERNARIOS
- +4m** ALTURA DEL LIMITE MAXIMO TRANSGRESIVO
- (+14 m)** ALTURA DE FRENTE DE TERRAZA MARINA
- Ms** MIOCENO SUPERIOR
- P1** PLIOCENO INFERIOR-MEDIO
- Pls** PLIOCENO SUPERIOR
- P1-C** PLEISTOCENO INFERIOR-MEDIO, SUPERIOR
- P1, Pm, Ps** PLEISTOCENO INFERIOR, MEDIO, SUPERIOR
- H** HOLOCENO
- Hist** HISTORICO
- K** KARSTIFICACION
- I.L.** INDUSTRIA LITICA
- V** "ANANCUS"
- V<sub>2</sub>** M MERIDIONALIS
- \*** DATACIONES ISOTOPICAS

DISTRIBUCION DE LOS NIVELES MARINOS CUATERNARIOS Y PLIOCUATERNARIOS DEL LITORAL DE CADIZ (Cortes más significativos)

Figura 2

EDAD M.a.	PISOS		C A D I Z				MARRUECOS		I T A L I A		
			EPISODIOS MARINOS	COTAS M.t.	DATAIONES	FAUNAS	PISOS MARINOS	FAUNAS	PISOS MARINOS	DATAIONES	FAUNAS
0,001	HOLOCENO		7ª Ep. Bahía (Post-romano)	+ 4 m (C.I.)			MELLAHIEN		VERSILIANO		
			6ª Ep. Zahara	+ 3 m		**					
0,2	PLEISTOCENO SUPERIOR		5ª Ep. Trafalgar	+ 24,5 m	90.000 a.B.P. 84 ± 10 a.B.P.	Th. haemastoma P. safiana	OULJIEN	Th. haemastoma <sup>o</sup> P. safiana <sup>o</sup>	TIRRENIANO	~ 90.000 a.B.P. ~ 120.000 a.B.P. ~ 180.000 a.B.P. 200.000 a.B.P.	oo <u>S. bubonius</u> <u>S. bubonius</u> <u>S. bubonius</u>
			4ª Ep. Cabo Plata	+ 30 m		┐	HAROUNIEN				
			3ª Ep. Plataformas de Zahara	+ 36 m		┐	ANFATIEN MAARIFIEN	P. safiana <sup>o</sup> N. lapillus <sup>++</sup> L. littorea	Ep. TORRIM-PIETRA TARQUINIANO		
0,7	INFERIOR		2ª Ep. Camarinal	+ 44 m		+	MESSAUDIEN		SICILIANO CALABRIANO	++ A. islandica H. balthica	
1,8	PLIO-CUATERNARIO		1ª Ep. Torre del Tajo	+ 80 m		*	MOGHREBIEN	*			

- \* Fauna igual a la del Plioceno
- + Fauna "ligeramente" fria
- ++ Fauna fria
- o Fauna algo cálida

- oo Fauna cálida
- \*\* Fauna idéntica a la actual
- ┐ Fauna sin significado climático ni estratigráfico determinado
- C.I. Cordón litoral (Backshore)
- M.t.- Máximo transgresivo

y la de la Algaida (23) representan un conjunto de cordones litorales (arenas y conchas con pocos cantos) que marcan las distintas posiciones de la línea de costa. Estas flechas favorecen el desarrollo y posterior relleno de las marismas, en los que se observa una zona más elevada [el schorre (25)], constituida por arenas, arcillas y materia orgánica, y otra más baja [el slikke (24)], en la que el contenido orgánico es prácticamente nulo; el paso de una a otra, a veces, no es fácil de determinar si no existen cortes; es lo que en la cartografía aparece como marisma (26), sin más precisión.

Los depósitos que rellenan los antiguos caños de marea (27), arenas, cantos y conchas, se caracterizan por presentar estratificación cruzada en curso, en la que a veces se observa bipolaridad en las direcciones de flujo; en estos materiales la fauna característica son las *Ostreas* y los *Cerastoderma*.

Los canales de marisma (28) son los que en la actualidad recorren esta depresión, estando en muchos casos ya colmatados por arcillas arenosas; la ausencia de fauna en los depósitos indica que su instalación es posterior al influjo de la marea en toda la marisma.

Próximo al cauce del Guadalquivir y en los bordes del mismo se observan varios sistemas de «levees» (diques naturales) (29) que corresponden a antiguas posiciones del cauce del Guadalquivir. Arenas, arcillas y cantos constituyen la litología de estos depósitos.

Gran desarrollo adquieren los materiales eólicos próximos a la costa. Por una parte, las dunas transversales (30), ya parcialmente fijadas, y los cordones dunares (32), de cierre de lagoons (al sur de Chipiona), por otra. La litología de ambas son arenas.

En la zona deprimida del pueblo de Sanlúcar se han depositado unos materiales fluvio-marinos (31), arcillas, arenas, cantos con alguna concha a partir de la Edad Media, ya que en esta época el mar batía la zona donde se establece el contacto interno del depósito.

Aluviales-coluviales (33), coluviones (34) y aluviales (35) se reparten por toda la Hoja; su litología es derivada de la zona en que se desarrollan.

Por último, las playas arenosas (36) se observan a lo largo de toda la costa.

## 2 TECTONICA

En el capítulo 3 de esta Memoria se ha hecho una síntesis tectónica y paleogeográfica sobre la evolución de las Cordilleras Béticas y Depresión del Guadalquivir.

En este epígrafe se va a tratar únicamente de los materiales comprendidos en la Hoja. Por tanto, cabe destacar dos unidades estructurales

cuyo comportamiento y evolución tectónica es netamente diferente; son los olistostromas, constituidos a su vez por sedimentos alóctonos y para-  
autóctonos, y los sedimentos autóctonos.

Los olistostromas están sujetos a levantamientos de zócalos, productos de una orogenia compresiva originada probablemente por grandes accidentes direccionales o de desgarre. Estos levantamientos de zócalo producen desplomes «gravitacionales» de gran envergadura sobre la cuenca de sedimentación.

Los sedimentos alóctonos de la Hoja de Sanlúcar incluyen materiales cuya procedencia paleogeográfica es dudosa, en tanto que las para-  
autóctonas están formadas por materiales depositados en la misma cuenca marina miocénica.

## 2.1 TECTONICA DE LOS SEDIMENTOS ALOCTONOS

Como se ha mencionado en el capítulo 1.1 (Estratigrafía de sedimentos alóctonos), resulta muy difícil la adscripción paleogeográfica de estos materiales a una zona concreta. También se ha indicado que existe una gran afinidad litológica con la Unidad de Paterna y la Serie de Tánger Occidental.

Por tanto, se considera pertinente hacer las oportunas apreciaciones desde el punto de vista tectónico para una y otra unidad.

Para la Unidad de Paterna transcribimos literalmente la interpretación tectónica que BAENA, J. (1983) expone en la Memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 de Paterna de Rivera, y es la siguiente:

«Estos materiales son alóctonos, y por lo general representan a un trozo de la zona Circumbética muy limitado. De ellos, lo que parece extraerse es que se depositaron en zonas profundas durante el Cretácico Superior-Eoceno Inferior. Parece ser que a partir del Eoceno Medio y hasta el Oligoceno Superior formaban parte de una zona tectónicamente muy activa. Probablemente constituían taludes submarinos en zonas cercanas a grandes fallas en dirección, responsables del desplazamiento de la zona Bética hacia el Oeste. Durante este período numerosos «olistolitos», «klipes sedimentarios» y «brechas», procedentes de la destrucción de formaciones más antiguas alimentaron esta formación.

Con posterioridad al Aquitaniense, y casi inmediatamente después del desplazamiento del Subbético, estas formaciones se deslizaron sobre éste, procedentes de un dominio situado en su origen más al SE que el Subbético.»

La Serie o Unidad de Tánger Occidental según DIDON, J., DURAND-DELGA, M., y KORNPROST, J. (1973), representaría el autóctono relativo de los flyschs alóctonos rifeños, y, por tanto, la incluyen en las Zonas Externas de la Cadena del Rif marroquí.

## 2.2 TECTONICA EN EL MIOCENO Y PLIOCENO

En la Hoja de Sanlúcar de Barrameda existen considerables afloramientos de margas blancas y limos silíceos, denominados «moronitas o albarizas». A escala regional se depositan simultáneamente y con posterioridad al desplazamiento de los materiales subbéticos. La edad de estos materiales es Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior, al final de este período acontece una importante elevación de la zona axial del Subbético. Esta elevación produce nuevos deslizamientos que en posiciones septentrionales son hacia el norte y en las partes meridionales de esa zona axial son hacia el sur.

Este último movimiento influye notablemente en las coberteras deslizadas y despegadas, que por su complejidad enmascara la fase tectónica fini-Aquitaniense, y las fases anteriores a ésta.

Teniendo en cuenta los datos existentes de tectónica regional, el Mioceno Superior y el Plioceno se caracterizan por una fase tectónica distensiva. Considerando la Tectónica reciente a partir del paso Neógeno-Cuaternario, ésta se tratará en el capítulo siguiente.

## 2.3 NEOTECTONICA

Según los datos de tectónica regional el paso Neógeno-Cuaternario está caracterizado tanto en las Béticas orientales como en las occidentales por un cambio de régimen tectónico, de tal forma que de una fase distensiva que se extiende desde el Mioceno Superior-Plioceno Superior se pasa a una fase compresiva que perdura en la actualidad. Las fallas que durante la primera fase funcionaron como accidentes normales lo hacen a partir del límite Neógeno-Cuaternario, en algunos casos como fallas en dirección dexas o sinistras; asimismo, se crean estructuras de plegamiento y se originan algunos accidentes inversos.

Es durante este último período cuando se produce el acercamiento de la placa Europea y la Africana en el ámbito del Arco de Gibraltar, en relación con una tectónica de colisión.

Desde el punto de vista sísmico, el área objeto de estudio se encuentra próxima a la «línea sísmica de las Azores», justo en el tramo en que esta banda de dirección general E-O, perfectamente marcada hasta el Cabo de San Vicente, comienza a difuminarse en el Golfo de Cádiz para tomar la dirección NE hacia el sector de Grazalema. La intensidad de los sismos históricos registrados da un grado VI para esta región del litoral de Cádiz.

En la figura 1 están representados los accidentes más importantes que afectan al Plioceno Superior y Cuaternario en el litoral septentrional de

Cádiz. Reflejo de las nuevas estructuras que se generan durante la fase compresiva son: la falla de desgarre de Cabo Roche; los pliegues que afectan a las calizas lacustres del Plioceno Superior, al oeste de Jédula, y a los depósitos marinos cuaternarios del Faro de Rota; y, por último, las fallas de tipo inverso que se observan en la carretera que bordea la base americana de Rota, figura 2, afectando en este caso a los depósitos marinos del Plioceno Superior y a las «Arenas rojas» del Plio-Cuaternario.

Dentro de la Hoja de Sanlúcar los accidentes más importantes se deducen en la mayor parte de los casos por criterios geomorfológicos, ya que no existen buenos afloramientos para observación directa de planos de fallas y microestructuras. Fallas con la misma dirección que las de la base de Rota, N 160°170° E sirven de límite a los depósitos marinos del Plio-Cuaternario, instalándose estos materiales sobre el bloque hundido de una falla que afectó a los depósitos marinos del Plioceno Superior. Una serie de conos aluviales ocupa en la actualidad el paso de este accidente.

Por otra parte, la distribución espacial de los depósitos de «lagoon» del Cuaternario reciente está condicionado no sólo por el accidente anteriormente citado, sino por otra falla que con dirección NNE-SSO pasaría al norte del Arroyo de la Ballena hasta la Punta del Espíritu Santo.

Es indudable que la desembocadura del Guadalquivir, y más concretamente el sector de las «marismas», está regido por un condicionante tectónico, instalándose éstas en el bloque hundido de una falla-flexura (la «Falla-Flexura» del bajo Guadalquivir), que con dirección general NE-SO limita la zona deprimida del estuario del Guadalquivir.

El funcionamiento de este accidente debe ser posterior al depósito de las «Arenas rojas» del Plio-Cuaternario, por lo que se deduce de los datos de sondeos.

### 3 GEOMORFOLOGIA

En el mapa geomorfológico adjunto están representados los distintos dominios morfogenéticos en los que se enmarcan los materiales plio-cuaternarios y cuaternarios de la Hoja. El sustrato, en este caso muy monótono, da relieves suaves de colinas en las zonas ocupadas por las margas, y relieves más o menos planos en los sectores donde dominan los conglomerados cementados del Plioceno Superior.

Consideramos el término de «*Dominio morfogenético*» en el sentido de área con morfología variada, pero cuyas formas están ligadas genéticamente. En la Hoja de Sanlúcar aparecen tres Dominios bien diferenciados: marino, mixto y continental.

Cada uno de estos dominios abarca uno o varios *Sistemas morfogenéticos*, que son el conjunto de acciones que configuran un proceso determinado.

Dentro de los Sistemas aparecen las *Unidades geomorfológicas*, zonas donde el proceso y la forma están relacionados genéticamente; son estas Unidades las que aparecen como elementos cartografiables en el mapa.

El mapa geomorfológico de la Hoja de Sanlúcar está realizado en base a resaltar como caracteres prioritarios: la génesis, la forma y la dinámica actual y subactual. La leyenda de este mapa consta de siete grandes apartados: Morfogénesis, Morfodinámica, Morfografía, Morfometría, Sustrato, Procesos edáficos y Vestigios arqueológicos e históricos con reflejo morfo-dinámico.

### 3.1 MORFOGENESIS

#### 3.1.1 DOMINIO MORFOGENETICO MARINO

Está constituido por el *Sistema sublitoral* (shoreface), que, como formas de depósito, presenta las terrazas marinas del Plio-Cuaternario y Cuaternario.

El *Sistema litoral* (foreshore y backshore), al que corresponden la Flecha de Doñana y de la Algaida, constituidas por una serie de cordones litorales que con dirección NE-SO, en el primer caso, y SO-NE, en el segundo, sirven de elemento de cierre hacia el mar de las «marismas», y que representan las antiguas posiciones de la línea de costa a lo largo del Holoceno tardío.

A este mismo Sistema pertenecen las playas arenosas y los bancales de oleaje labrados sobre los materiales cementados del Plioceno Superior, Plio-Cuaternario y Cuaternario de la costa, que quedan al descubierto a modo de pequeñas rasas durante la bajamar.

#### 3.1.2 DOMINIO MORFOGENETICO MIXTO

Dentro de este Dominio, el Sistema que está más desarrollado es el *Fluvio-marino*. Se trata de una zona marino-salobre en la que destacan las llanuras mareales recorridas por multitud de canales (distributarios y de mareas), que presentan en algunos casos una red dendrítica muy característica.

Desde el punto de vista morfológico, estas llanuras de mareas se conocen con el nombre de «marismas» y en ellas existen dos zonas fundamentales: el *slikke* o baja marisma, que se inunda dos veces al día durante las pleamares y en las que apenas existe vegetación, y el *schorre* o parte alta

de la marisma que sólo se inunda en las mareas vivas, por lo que en ella se dan depósitos de sales y vegetación.

Se ha reservado el término de «marisma» para aquellas zonas en las que es imposible delimitar el slikke y el schorre. Típicos de estas llanuras de mareas son los pequeños lagos o lucios de poca profundidad en los que en verano se dan depósitos de sales. Por otra parte, estas llanuras de mareas se encuadran dentro del «Estuario», en este caso el del Guadalquivir, que corresponde al tipo «mesotidal» con amplitud de mareas que oscilan en la zona de Bonanza entre los 2,3 m. en aguas muertas y los 3,4 m. en aguas vivas.

La terraza fluvio-marina, que hoy en día ocupa la parte baja del pueblo de Sanlúcar, se extiende por delante del acantilado que limita la parte alta de dicha pueblo y que en la Edad Media constituía un acantilado contra el que batían las olas y en cuyo pie estaban instaladas las antiguas atarazanas del Duque de Medina Sidonia.

El *Sistema marino-lacustre* está representado por las áreas de «lagoon» que existían a comienzos del Holoceno; estas zonas deprimidas quedaban aisladas del mar por cordones dunares, que hoy en día han desaparecido.

### 3.1.3 DOMINIO MORFOGENETICO CONTINENTAL

Es en la Hoja el que presenta un mayor número de Sistemas.

Dentro del *Sistema eólico* destaca el manto eólico, que constituye una cobertera arenosa que se adentra mucho al interior, y las dunas, en las que cabe destacar los trenes de dunas transversales que se superponen a la Flecha de Doñana y que entran en la marisma; y los cordones de dunas: barjanes aislados mezclados con dunas transversales que se extienden en el borde costero desde Chipiona hasta Rota. Alternando con estos trenes de dunas, se observan en el área de Doñana pasillos o zonas deprimidas, donde crece la vegetación, debido a la mayor humedad por proximidad a los acuíferos, que constituyen los surcos interdunares conocidos en la región con el nombre de «corrales».

Dentro de este dominio otro de los Sistemas fundamentales es el *Fluvial*: los *levees* constituyen cordones paralelos al cauce del Guadalquivir y representan los sucesivos desplazamientos del mismo dentro de la marisma. En la región son conocidos con el nombre de «paciles» y «vetas».

Los Glacis aparecen en el relieve como superficies ligeramente inclinadas, y bien desarrolladas, aunque con poca cobertera, al este de Chipiona.

Un karst fosilizado hoy en día se extiende en los alrededores de Loma Baja; este karst, constituido por pequeñas chimeneas, se desarrolla sobre los materiales carbonatados del Plioceno Superior.

Otro karst que en la actualidad aun sigue siendo activo es el que se desarrolla sobre los conglomerados cuaternarios del acantilado de Chipiona;



en este caso, las salpicaduras del agua del mar y, por consiguiente, un mayor grado de humedad, favorecen la continuidad del proceso kárstico; los «poches» están rellenos por los materiales del glacis de cobertera.

### **3.2 MORFODINAMICA-VESTIGIOS ARQUEOLOGICOS COMO REFLEJO MORFODINAMICO**

La deriva litoral dominante lleva una dirección NO-SE y es la principal responsable de la transferencia del material a lo largo de la costa, y por consiguiente, de la formación de la Flecha de Doñana.

La mayor parte de la costa, con excepción de la zona norte, se comporta como una costa en erosión, como se deduce de los restos de los bunkers, construidos en 1936 y 1941, que hoy en día aparecen dentro del mar; así como la Necrópolis romana (siglo III a.d.C.-siglo VI d.d.C.) de Regla, muchos de cuyos restos han sido encontrados bajo el agua.

Por otra parte, el castillo del Espíritu Santo, que se construyó en la punta del mismo nombre en 1588, estaba ya amenazado con derrumbarse por retroceso del acantilado en la mitad del siglo XVIII, por lo que hubo de ser reparado y protegido. En la actualidad ha desaparecido completamente.

En contraposición a esta costa erosiva, la zona norte se manifiesta como una costa en acreción, como se deduce de la situación actual de ciertas torres vigías que se construyeron en 1590, tales como la Torre de San Jacinto, que han quedado hoy en día completamente alejadas del mar sin interés para el objetivo por el que fueron edificadas.

El crecimiento de la Playa del Muelle (Chipiona) se debe a la existencia de una contracorriente litoral que se forma al norte de los bajíos de la Piedra de Salmedina y Laja de Enmedio.

Por otra parte, si bien los vientos que soplan en este litoral son los del SO, O y Levante, los causantes del avance de las dunas hacia las marismas son los del SO.

La evolución de la «marisma» en época histórica en la que pasó de ser un lago con grandes brazos por los que subía la marea, a una marisma marítima y, finalmente, a una marisma litoral, queda reflejada en la situación de los restos de ciudades romanas con actividades portuarias, dando idea de que los canales de marea representados en la Hoja eran perfectamente navegables, al menos en pleamar.

### **3.3 MORFOGRAFIA**

Está representada por una serie de símbolos que dan idea de las formas del terreno.

### 3.4 MORFOMETRIA

Cuantifica de alguna forma, y a veces mediante intervalos de valores, el relieve de la zona.

Por último, se presentan algunos «procesos edáficos» que se dan de manera muy característica sobre algunos depósitos, tales como los de gleyzación y de formación de «alios férricos».

## 4 HISTORIA GEOLOGICA

En la introducción de la presente memoria, dentro del epígrafe de encuadre regional, se ha realizado una descripción de la Historia Geológica de las Cordilleras Béticas y Depresión del Guadalquivir.

Con objeto de no hacer excesivamente extenso este capítulo, narrando procesos geológicos que acontecen fuera del área objeto de estudio y que de modo general han sido tratados anteriormente, se va a considerar la Historia Geológica de la zona a partir de los olistostromas.

A escala regional la fase tectónica intra-Aquitaniense produce un movimiento tangencial importante. Este movimiento puede ser el causante de la implantación en la cuenca miocénica de los materiales alóctonos de afinidad a la Unidad de Paterna y/o a la Unidad de Tánger Occidental, mencionadas en el apartado 2.1. Estos materiales de edades presumiblemente comprendidas entre Cretácico Superior-Mioceno Inferior (Aquitaniense), durante su desplazamiento adquirieron una estructura caótica, de manera que al implantarse en la nueva cuenca de depósito la mezcla de materiales de diferentes edades es evidente.

A partir del Burdigaliense Superior, en un ambiente de sedimentación marina tranquilo y poco profundo, se depositan las «moronitas» y/o «albarizas», ricas en sílice y episódicamente en radiolarios y diatomeas. En el Mioceno Medio se produjo una elevación de la Zona Subbética (quizás por diapirismo debido al Trías) que produce retrocabalgamientos (puede ser la misma fase que otros autores sitúan en el Burdigaliense Inferior) hacia el S y SE, que pueden hacer que el Subbético cabalgue a las moronitas que se estaban depositando sobre él. A continuación continúan las mismas condiciones de sedimentación anteriores, depositándose «albarizas» y/o «moronitas» hasta el Mioceno Superior, unas veces directamente sobre el Subbético y otras sobre los anteriores depósitos de su mismo tipo pero más antiguos.

En el Mioceno Superior se inicia la sedimentación autóctona en la Hoja de Sanlúcar en la parte meridional del Valle del Guadalquivir, en un ambiente marino pelágico (margas azules).

Al finalizar el Mioceno Superior una fase distensiva provoca fracturas

de direcciones ENE-OSO y NO-SE que crean la subsidencia necesaria para la transgresión marina pliocena que llega hasta Arcos de la Frontera y San José del Valle, dejando sedimentos arenosos y lumaquelas de carácter litoral; la sedimentación tendría características más profundas hacia la actual Bahía de Cádiz. Este período se prolonga durante el Plioceno Inferior y Medio.

Durante el Plioceno Superior, el mar en franca regresión deja zonas emergidas en las que se depositan calizas y carbonatos pulverulentos en lagunas someras, sin comunicación con el mar (región de Paterna, Jerez, Lebrija). Próximo a la costa y en una estrecha franja, que a grandes rasgos (fig. 1) presenta un contorno paralelo al litoral actual, se mantiene el ambiente marino. No obstante, en algunos sectores, como la Bahía de Cádiz y zona de la Ballena, se desarrollaban ambientes de transición (marino-continental) cuyos restos son las facies de «lagoon» que se observan en los cortes aflorantes.

Durante el paso Neógeno-Cuaternario se instala el Estuario del Guadalquivir, cuyos depósitos más antiguos se corresponden con las «Arenas rojas», que indican la continuación de la regresión en las áreas próximas a la desembocadura de los grandes cauces que se observan en la actualidad, permaneciendo el ambiente marino sólo en un estrecho sector muy próximo al litoral actual, en las zonas más alejadas de los valles fluviales.

A lo largo del Cuaternario, la regresión que se generaliza en el Plioceno Superior, se continúa con pequeñas interrupciones de ligeras ingresiones marinas, de las que en la actualidad sólo quedan aislados testigos (fig. 2).

Es la transgresión postglacial (Flandriense), cuyo máximo superó el cero actual, la que ha imprimido el mayor reflejo morfológico en esta costa, el contorno actual de las «marismas», hace unos cinco mil años. En esa época, la desembocadura del Guadalquivir era una gran Bahía que se extendía por el Norte hasta la zona de Torre La Higuera (Matalascañas). Posteriormente, se inicia la regresión que llevaría el nivel del mar hasta su posición actual, pasando esta Bahía a ser primero un lago «Lago Ligustinos», en época romana (siglo III a.d.C.-siglo VI d.d.C.), que estaba parcialmente comunicado con el mar a través de unas salidas (entre Matalascañas-Cerro del Trigo, Cerro del Trigo-parte norte de la Algaida y la Algaida-Bonanza), por donde el Guadalquivir desembocaba en el mar.

Posteriormente, el crecimiento de la flecha litoral de Doñana ayuda a la colmatación de este lago que pasa a ser una marisma marítima, en la que la marea se deja sentir en la mayor parte de la misma; en la actualidad, los trabajos del hombre y, por otra parte, la evolución natural de este tipo de zonas, han convertido a este área en una marisma litoral, en la que los efectos de la marea prácticamente se restringen al cauce del Guadalquivir.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1 MINERIA Y CANTERAS

Durante la campaña de campo realizada para la ejecución de la cartografía de la Hoja 1.047 «Sanlúcar de Barrameda» no se ha encontrado ninguna explotación minera ni tampoco antiguas labores o indicios que permitan suponer la existencia de sustancias de interés minero. En la Hoja número 80-81 del Mapa Metalogénico de España a escala 1:50.000 tampoco se cita ninguna explotación, y ni siquiera algún indicio improductivo.

Lo único que existe de interés son pequeñas canteras, algunas improductivas, en los siguientes materiales:

- Las margas blancas albarizoides, para cerámica industrial y refractarios.
- Las margo-calizas y calcarenitas paleógenas, para áridos de construcción.

Existen también unas salinas en explotación en la zona denominada Bonanza, al norte de Sanlúcar, y una pequeña industria de tipo artesanal que se dedica a moler las conchas que abandona la marea para su utilización como abono y regulador del pH de los suelos en agricultura.

Podría quizás tener interés, dentro de los materiales que conforman el sustrato de la zona, el aprovechamiento de las «albarizas» para explotaciones de barro de diatomeas o kieselgur y/o para arcillas especiales.

### 5.2 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista de captación de aguas subterráneas los materiales que afloran en la Hoja de Sanlúcar se pueden agrupar en dos grandes grupos:

- a) Las grandes masas de margas, en su mayor parte miocenas, que constituyen un acuitardo de escasas posibilidades, dadas sus bajas permeabilidad y transmisividad. En este grupo estarían incluidas las arcillas y margas verdes paleógenas, las albarizas y las margas azules. Las pequeñas intercalaciones de arenas y calcarenitas que se presentan dentro de este grupo de materiales, podrían tener interés, pero dada su extensión y potencia, sólo de carácter local.
- b) Los niveles detríticos, más o menos groseros, que se presentan dentro de los depósitos Plioceno y Cuaternario; de éstos los más interesantes, por su porosidad y extensión serían:
  - Conglomerados y arenas del Plioceno Inferior y Medio.

- Conglomerados y areniscas de la facies «ostionera» (Plio-Cuaternario).
- Los mantos eólicos arenosos.
- Los depósitos de marisma.
- Los depósitos coluviales y aluviales, etc.

Los depósitos cuaternarios en general presentan unas buenas permeabilidades y transmisividades, pero dada su escasa potencia la explotación de los mismos no permite obtener grandes caudales sostenidos

## 6 BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; MENENDEZ AMOR, J.; LHENAFF, R.; ALFEREZ, F., y MECO, J. (1967).—«El Mioceno Superior (Andaluciense) en Sevilla y Cádiz». *Publ. Dpto. Paleont. Univ. Madrid*, 18 pp.
- AGUIRRE, E.; ARIAS, CI.; BONADONNA, F. P.; CIVIS, J.; DABRIO, C.; GOY, J. L.; LOPEZ, N.; MORALES, J.; PEREZ-GONZALEZ, A.; PORTA, J., y ZAZO, C. (1982).—«Pliocène-Pleistocene transition in the Iberian Peninsula». *IGCP, Project 41, Final Report XI Congress INQUA*. Moscow, 1982. En prensa.
- BASCONES, L., y MARTIN, D. (1977).—«Memoria y Hoja geológica 1:50.000 de Lebrija (Sevilla), núm. 1.034». 2.ª serie Plan Magna. IGME. Madrid.
- BAENA, J. (1983).—«Memoria y Hoja geológica 1:50.000 de Paterna de Ribera (Cádiz), núm. 1.062». 2.ª serie Plan Magna. IGME. Madrid.
- BAENA, J., y JEREZ, L. (1982).—«Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)». *Col. Informe. IGME*.
- BENKHELIL, J., y GIRAUD, R. (1975).—«Les déformations post-nappes de la région de Cadix». *3è R. An. des Sciences de la Terre*, p. 33.
- BENKHELIL, J. (1976).—«Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne)». *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Nice*, 180 pp.
- BIBERSON, P. (1973).—«A propos de la limite Pliocène-Pleistocène au Sud du Bassin occidental de la Méditerranée». *Coll. of Papers IV*. Moscow, pp. 76-96. International Col. on the Problem «The boundary Neogene/Quaternary».
- BLUMENTHAL, M. M. (1927).—«Versuch einer tektonischen Gliederung der betieschen Cordilleren von Central -und Südwest-Andalusien». *Ecol. Geol. Helv.*, XX, 4, pp. 487-532.
- (1949).—«Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga entre el río Guadalhorce y el río Verde». *Bol. Inst. Geol. Min.*, LXII, pp. 11-203.

- BOURGOIS, J. (1978).—«La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar». *Annales Scientifiques de l'Univ. de Besançon, Géologie*, 3.<sup>e</sup> série, fasc. 30, 455 pp.
- BOUSQUET, J. Cl. (1977).—«Contribution a l'étude de la tectonique récente en Méditerranée: les données de la néotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc Tyrrhénien». *Int. Symp. Struct. Hist. Mediterranean Basins*. Split (Yugoslavia), 1976.
- CALDERON, y ARANA, S. (1890).—«Edad geológica de los terrenos de Morón de la Frontera». *Bol. IGME*, XVII, pp. 235-239.
- (1896).—«La diatomita y los yacimientos diatomáceos de Morón». *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XV, pp. 477-493.
- CALVO SORANDO, J. P. (1981).—«Los yacimientos de diatomitas en España». *Bol. IGME*, 92, pp. 274-284.
- COLOM, G., y GAMUNDI, J. (1951).—«Sobre la extensión e importancia de las "moronitas" a lo largo de las formaciones aquitanoburdigalienses del Estrecho Nord-Bético». *Est. Geol.*, VII, 14, pp. 331-335.
- COLOM, G. (1952).—«Aquitian-Burdigalian deposits of the North Betic strait, Spain». *Journ. Pal.*, XXVI, pp. 867-885.
- CHAUVE, P. (1968).—«Etude géologique du Nord de la province de Cadiz (Espagne méridionales)». *Mem. IGME*, LXIX, 377 pp.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M., y KORNPORST, J. (1973).—«Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar». *B. S. G. F.*, XV, núm. 2.
- DUPUY DE LOME, E. (1965).—«El concepto de olistostroma y su aplicación a la geología del Subbético». *Bol. IGME*, LXXXVI, pp. 23-74.
- DOUVILLE, R. (1906).—«Esquisse géologique des Préalpes subbétiques (partie centrale)». Tesis Univ. París, 223 pp.
- ESTEBAN SANTISTEBAN, F. (1968).—«Investigación hidrogeológica por el método eléctrico en Chipiona y Jerez de la Frontera (Cádiz)». *Bol. Geol. Min. de España*, t. LXXIX-IV, 380-387.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Est. Geol.*, IV, pp. 82-172.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1924).—«Mapa geológico de la provincia de Cádiz». IGME, escala 1:200.000.
- (1926).—«Costas españolas del Estrecho». *XIV Cong. Géol. Inter. Madrid Ex. A-1* (Estrecho de Gibraltar), pp. 23-136.
- (1927).—«Cádiz y su bahía en el transcurso de los tiempos geológicos». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 49, pp. 219-245.
- (1959).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000, explicación de la Hoja número 1.061, Cádiz». IGME.
- GRUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977).—«L'histoire tectonique récente (Tortonien a Quaternaire) de l'Arc de Gi-

- braltar et des bordures de la mer d'Alboran». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7.<sup>a</sup> Sér., XIX, 3, pp. 575-614.
- KLING, S. A. (1978).—«Radiolaria. Introduction to marine micropaleontology». HAQ, B. U., y BOERSMA, A. (Eds.). Elsevier, Amsterdam, pp. 203-244.
- MACPHERSON, J. (1872).—«Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz». *Imp. Revista Médica*, Cádiz, 156 pp.
- MAGNE, J., y VIGUIER, C. (1972).—«Stratigraphie du Néogène de l'extrémité nord-occidentales de la zone subbétique dans la province de Cádiz (Espagne Sud-Ouest)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), XIV, pp. 127-136.
- MENANTEAU, L. (1982).—«Les marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent». *Thèse 3<sup>me</sup> cycle*. Univ. de Paris-Sorbonne, 2 t.
- PERCONIG, E. (1969).—«Bioestratigrafía del Neógeno mediterráneo basada en los Foraminíferos planctónicos». *Rev. Esp. Micropal.*, 1, pp. 103-111.
- PERCONIG, E., y GRANADOS, L. (1973).—«El estratotipo andalucense». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 202-225.
- (1973).—«Contacto "caliza tosca-margas verdes" en el Km. 17 de la autopista Sevilla-Cádiz». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, páginas 225-247.
- (1973).—«Facies de "albarizas" o "moronitas"». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 247-253.
- PLIEGO, D., y BABIANO, F. (1982).—«Las diatomitas en España». *Tecniterrae*, S-304, 47-52.
- VIGUIER, C. (1974).—«Le Néogène de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du Bas-Guadalquivir». *Thèse d'Etat*. Université Bordeaux, 450 pp.
- ZAZO, C. (1980).—«El Cuaternario marino-continental y el límite Plio/Pleistoceno en el litoral de Cádiz». *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense, Madrid, 2 tomos.
- ZAZO, C.; GOY, J. L., y HOYOS, M. (1981).—«Litoral de Cádiz. El Aculadero». *Actas y Guías de Excursiones V Reunión Nac. G. E. T. C.* Sevilla, 383-386.
- ZAZO, C.; GOY, J. L., y DABRIO, C. (1983).—«Medios de transición en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno». *Res. X Congr. Nac. de Sedimentología*. Menorca.
- (1983).—«Medios marinos y marino-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno». *Mediterránea*, 2, 29-52.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; DABRIO, C.; CIVIS, J., y BAENA, J. (1985).—«Paleogeografía de la desembocadura del Guadalquivir al comienzo del Cuaternario (provincia de Cádiz, España)». *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico*, Lisboa, 1985.

### **INFORMACION COMPLEMENTARIA**

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Estudio sedimentológico, micropaleontológico de dichas muestras.
- Informes sedimentológicos de series.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.