



IGME

1.033

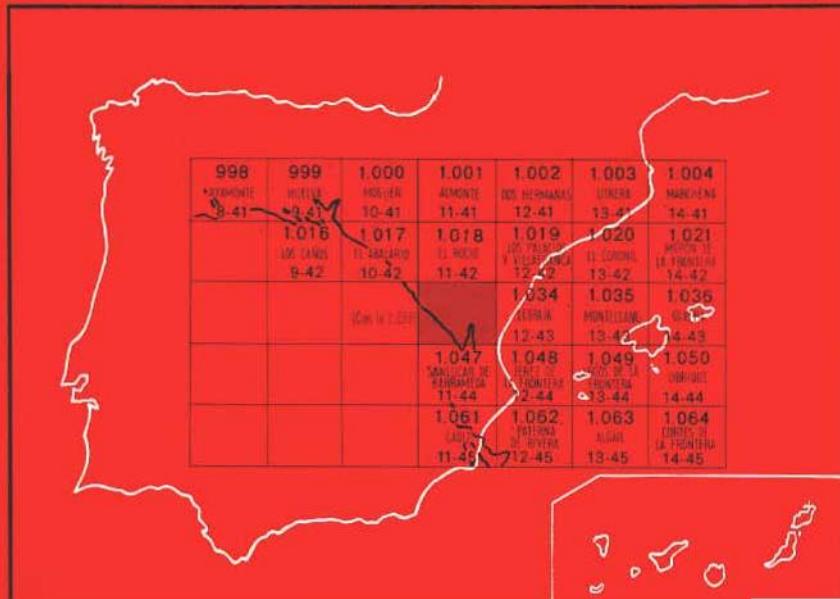
11-43

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PALACIO DE DOÑANA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PALACIO DE DOÑANA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

Las presentes Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional ADARO, S. A., con normas, dirección y supervisión del I. G. M. E.

Cartografía y Memoria: F. Leyva Cabello, Licenciado en Ciencias Geológicas, y F. Pastor González, Ingeniero de Minas.

Sedimentología: F. Leyva Cabello, Licenciado en Ciencias Geoálogicas.

Micropaleontología: C. Martínez Díaz, Dr. Ingeniero de Minas, y L. Granados Granados, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Supervisión del IGME: S. Antón Alfonso, Ingeniero de Minas.

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,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 37.289 - 1975

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

INTRODUCCION

La Hoja de Palacio de Doñana se encuentra situada regionalmente en la gran depresión de la Cuenca del Guadalquivir, en su borde costero suroccidental, comprendiendo zonas de las provincias de Huelva, Sevilla y Cádiz.

En términos generales puede definirse la Cuenca del Guadalquivir como una cuenca formada por depósitos marinos de edad neógena, parcialmente arrasados y/o recubiertos por sedimentos de origen continental de edades pliocenas o cuaternarias.

La cuenca, al Norte, queda delimitada por los terrenos antiguos de la Meseta, y el borde meridional está constituido por el frente del Olistostroma Subbético de procedencia sur. Este Olistostroma está constituido por sedimentos de edades y litologías muy diversas, que van del Triásico al Terciario Superior.

En el borde norte de la cuenca encontramos los sedimentos neógenos descansando directamente sobre el Paleozoico y, en muy contadas ocasiones, vértice NE. de la cuenca, sobre materiales de edad triásica, autóctonos, del borde de la Meseta. El contacto anteriormente citado puede seguirse en una trayectoria marcadamente rectilínea, con un recorrido de unos 400 Km., cortándose los pliegues de la Meseta de dirección NO.-SE. Debido a la fisonomía del contacto y a la presencia en algunas ocasiones de un claro escarpe, en el borde de la Meseta, entre el Paleozoico y el Neógeno, se pensó inicialmente en la existencia de una gran falla, la cual, además, condicionaba la existencia de la Depresión del Guadalquivir y el cauce del río.

Investigaciones realizadas por la E. N. ADARO, con destino a prospecciones petrolíferas, mediante sísmica de reflexión y las correlaciones establecidas entre las formaciones anteneógenas de la Meseta y las que se cortaron en sondeos, permitieron demostrar la inexistencia de esta gran falla, la cual no es sino una suave flexura de zócalo, que hace que éste se hunda suavemente hacia el Sur, con lo cual toda hipótesis de tectónica violenta queda totalmente desechada.

En el borde sur los sedimentos neógenos descansan sobre los materiales de litologías y edades variadas, que constituyen el frente más avanzado del Olistostroma Subbético, del que quedan isleos en el centro de la cuenca, rodeada por las formaciones neógenas.

Los sondeos petrolíferos realizados en su borde marino actual de la Cuenca del Guadalquivir permiten demostrar que en el borde sur de Portugal, Huelva y Cádiz encontramos los sedimentos neógenos suprayacentes sobre terrenos mesozoicos autóctonos de edades triásica, jurásica y cretácica. Apareciendo intercaladas a las series neógenas las masas olistotrómicas aportadas gravitacionalmente a la cuenca.

La serie neógena marina está compuesta por sedimentos de las edades y litologías siguientes:

Tortoniense Superior-Andaluciense:

Facies de borde: Conglomerados y areniscas, y calizas espartícas.

Andaluciense: Margas azules.

Facies de la regresión: Margas y arenas intermedias de Sevilla; areniscas de Carmona; calcarenitas de Carmona, y limos amarillos.

Las litologías dadas para las facies de borde y regresivas son cambios laterales de facies dentro de una misma unidad estratigráfica.

Plioceno: Margas verdes de Carmona, y margas y arenas de Huelva.

La serie pliocuaternaria está compuesta por las arenas basales marinas de la abertura costera de la Cuenca del Guadalquivir en el Golfo de Cádiz.

Los sedimentos continentales pliocuaternarios y cuaternarios fundamentalmente están compuestos por raña, terrazas fluviales, depósitos coluviales, suelos de alteración y acumulaciones eólicas, turberas y marismas en la faja costera.

En la Hoja de Palacio de Doñana, cuyo estudio nos ocupa, en su mayor parte está cubierta por las formaciones actuales de marisma y las diversas generaciones de formaciones eólicas que la rodean.

Los afloramientos de las arenas basales pliocuaternarias infrayacentes son escasos y reducidos.

En el vértice SE. de la Hoja encontramos el frente con superficie del manto olistotrómico, el cual está constituido por sedimentos en los que pueden diferenciarse tres tramos, de muro a techo: margas abigarradas,

yesos, carniolas, calizas y margocalizas en mezcla caótica y de edades que van del Keuper al Andaluciense, serie flieschoide de edad oligocena (en general Eoceno-Mioceno Inferior) y albarizas y/o moronitas de edad Burdagalense Superior-Langhiense Inferior en contacto mecánico con lo anterior. Se ha encontrado un pequeño afloramiento de margas azules andaluciense, perteneciente a la serie autóctona sobre la cual se ha deslizado el Olistostroma.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 SEDIMENTOS ALOCTONOS

1.1.1 Olistostroma ($T_{G3}-T_{11}^{Bb1}$)

Se define este tipo de sedimento a partir de las palabras griegas olistainos (deslizar) y stromos (masa). Este término, por tanto, indica una masa plástica, más o menos caótica y dislocada, que engloba bloques rígidos de edades más antiguas, coetáneas, o más modernas, deslizada por gravedad hacia zonas inferiores, generalmente dentro de un área de sedimentación y originada por formaciones más antiguas que aquellas sobre las que se desliza.

Se origina principalmente en medio marino (como en nuestro caso), pero puede ser también subárea (MARCHETI, 1956).

Estos deslizamientos no se produjeron de una sola vez, sino en diversos momentos o pulsaciones, al tiempo que se producía la sedimentación propia de la cuenca, lo que dio lugar a una remoción, mezcla y resedimentación de materiales predominantemente margo-arenosos.

De todo ello podemos deducir la imposibilidad práctica de separar tramos estratigráficos en la mayor parte de la zona ocupada por el Olistostroma. En el estudio que nos ocupa la extensión del área olistostrómica es reducida. Sólo en el vértice SE. de la Hoja, a lo largo de la carretera de Sanlúcar de Barrameda a Trebujena y de Trebujena al río Guadalquivir, encontramos afloramientos importantes.

Cuatro tramos han podido diferenciarse dentro del Olistostroma:

- a) Masa olistostrómica.
- b) Trías en facies Keuper.
- c) Serie flieschoide.
- d) Albarizas.

Un pequeño afloramiento de margas abigarradas englobando cantos y bloques de marcada heterometría y de litologías muy diferentes (calizas arenosas, areniscas calcáreas, calizas litográficas, yesos y carniolas) y que

micropaleontológicamente dan edades que varían entre el Infralías a Mioceno Medio-Superior y que deberemos cartografiarlo como masa olistostómica indiferenciada.

Nada podemos decir de la potencia del Olistostroma en general y de las formaciones diferenciadas en particular, toda vez que dada su naturaleza de manto de corrimiento, los espesores son muy irregulares, variando notablemente de un punto a otro.

Este hecho se observa también en los sondeos de zonas próximas al ámbito de esta Hoja.

1.1.2 Keuper (T_{C_3})

Sólo a un afloramiento de pocos metros cuadrados en un pequeño anticlinal volcado en el límite SE. de la Hoja es posible atribuirle edad triásica.

Litológicamente son yesos masivos de colores diferentes: rojo, blanco grisáceo y negro y margas abigarradas.

No se ha observado en el afloramiento descrito anteriormente —masa olistostómica— la mezcla de estos materiales con bloques de la serie flyschoides y/o albarizas. Es por ello que atribuimos este afloramiento al Triás en facies Keuper.

De todas formas, no podemos asegurar que lo cartografiado como Keuper lo sea en «*sensu stricto*»; puede tratarse igualmente de una zona de la masa caótica indiferenciable cuya contaminación de elementos ajenos sea nula o muy pequeña y despreciable.

1.1.3 Oligoceno ($T_{C_3}^A-T_{S_2}^A$)

Suprayacente y en contacto mecánico con los materiales plásticos infrayacentes —Keuper, mezcla caótica y Neógeno autóctono— encontramos una serie de características flyschoides.

Dos tramos diferenciables han podido observarse: Uno inferior, con predominio de sedimentación carbonatada y capas intercaladas de areniscas calcáreas, y otro superior, con predominio de areniscas calcáreas, capas de calizas arenosas y/o margas arenosas.

Las determinaciones petrográficas dan en el tramo calcáreo: microspartita intraclástica y arenosa con fósiles, biomicrudita intraclástica y arenosa (Folk) como sedimentos predominantes.

En todas las preparaciones estudiadas se observa glauconita y óxidos de hierro. La fracción terrígena de estas calizas es del tipo cuarzoarenita.

Litológicamente el tramo superior está constituido por areniscas de cemento calcáreo con fósiles, pelets y glauconita, y bioesparudita muy arenosa con glauconita. En general, la fracción terrígena es del tipo subarkosa-sublittarenita a littarenita feldespática.

La estratigrafía de estos sedimentos sólo podemos establecerla a grandes rasgos. Han proporcionado microfauna de: Lepidocyclina, Discocyclina, Lenticulina, Operculina, Amphistegina, Globigerina aff. rhori, Bolivinas, Globorotalias, Melobesias, Lamelibranquios, Gasterópodos, Radiolarios, etc., que nos permiten atribuir ambos tramos al Oligoceno sin más precisiones estratigráficas. Sin embargo, regionalmente sabemos que estos sedimentos comprenden edades desde el Eoceno Inferior al Miocene Inferior.

La columna estratigráfica virtual que se puede establecer presentaría pocas variaciones de un afloramiento a otro. Las capas tienen un espesor medio de 15-25 cm. en el tramo calizo y de 30-50 en el arenoso, con máximos de 1 m. en los bancos más arenosos.

Los contactos mecánicos de este tramo con los infra y suprayacentes harían que las potencias estimativas que puedan darse no tengan valor alguno. Si bien en la columna virtual damos 30 m. para el tramo completo, es un dato orientativo, dadas las variaciones de potencia y sin valor real.

1.1.4 Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior ($T_{12-11}^{Ba3-Bb1}$)

Por la carretera de Trebujena al río Guadalquivir y de Trebujena a Sanlúcar de Barrameda, cortamos unos sedimentos que por su posición estratigráfica, suprayacente y en contacto mecánico con el tramo anterior, y por su litología, asimilamos a las albarizas y/o moronitas parautóctonas de Olistostroma.

Litológicamente, las muestras tomadas presentan una gran variedad desde biomicritas muy arcillosas a las limolitas de cemento calcáreo ferruginoso, con fósiles y pelets, pasando por argilolitas y fangolitas biocalcáreas. La silicificación es abundante, aunque sólo se ha presentado en muestras aisladas.

Micropaleontológicamente dan una fauna muy abundante de: *Globoquadrina dehiscens*, *Globoquadrina altispira*, *Globigerinoides bisphaericus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia acrostoma*, *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia miozea*, *Globorotalia aff. archaeomenardii*, *Globorotalia aff. praemenardii*, *Praeorbitolina* sp., Radiolarios, Espículas, Diatomeas, dientes de peces, etc., que nos permiten atribuir este tramo al Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior, aunque regionalmente sabemos que su distribución geográfica es más amplia.

Al igual que en el tramo infrayacente y por causas similares nada podemos decir de su potencia real. En la columna virtual le atribuimos una potencia de 30 m. como media local, aunque las variaciones, según los afloramientos, son marcadas.

Las características estratigráficas son igualmente difíciles de determinar, toda vez que al encontrarse muy plegados y, dada la incompetencia de

estos sedimentos, las direcciones de estratificación, espesor y demás posibles estructuras sedimentarias no se han conservado.

Estos sedimentos constituirían la unidad más moderna de las afectadas por el corrimiento, al menos dentro del ámbito de la Hoja, y si bien no se conoce con certeza su cuenca original, se dan como parautóctonas, con un desplazamiento notablemente más corto que las formaciones alóctonas.

1.2 SEDIMENTOS AUTOCTONOS

Dentro de los materiales que consideramos autóctonos de la Cuenca del Guadalquivir, dentro del ámbito de la Hoja, podemos hacer dos claras distinciones: autóctonos ante-deslizamiento olistostómico y sedimentos posteriores al deslizamiento.

Dentro de los primeros sólo tenemos un pequeño afloramiento en forma de ventana tectónica y que por su edad y litología asimilamos a las margas azules autóctonas anteriores al deslizamiento.

Dentro de los autóctonos posdeslizamiento diferenciamos toda la serie de sistemas eólicos de playa, distintas formaciones de marisma y aluviales actuales.

1.2.1 Mioceno Superior

1.2.1.1 Tortoniano Superior-Andaluciense (T_{11-12}^{Bc3-Bc})

Por la carretera de Trebujena-Sanlúcar de Barrameda se corta un pequeño afloramiento de margas gris azuladas, infrayacentes a las series flyschoides y en contacto mecánico con dichos sedimentos.

Litológicamente son bioargilolitas calcáreas con limo, óxidos de hierro y glauconita. Hay macrofauna escasa y rota, inclasificable.

Las muestras dan abundante fauna de: *Globorotalia scitula ventriosa*, *Orbulina universa*, *Globorotalia ex gr. menardii*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globorotalia acostaensis*, *Sphaerodinellopsis* sp., *Uvigerina euberiana*, etc., que nos permiten atribuir estos sedimentos al Tortoniano Superior-Andaluciense.

Por su litología, edad y posición estratigráfica podemos asimilar estos sedimentos a los que se han cortado en sondeos de zonas próximas, debajo del material olistostómico.

Podemos considerar, pues, este afloramiento como una verdadera ventana tectónica.

1.2.2 Pliocuaternario

1.2.2.1 Arenas basales (T_2^B-Q)

Por datos regionales de campo y de sondeos recientes (FAO-IRYDA)

COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS

1

Hoja PALACIO DOÑANA (1.033)

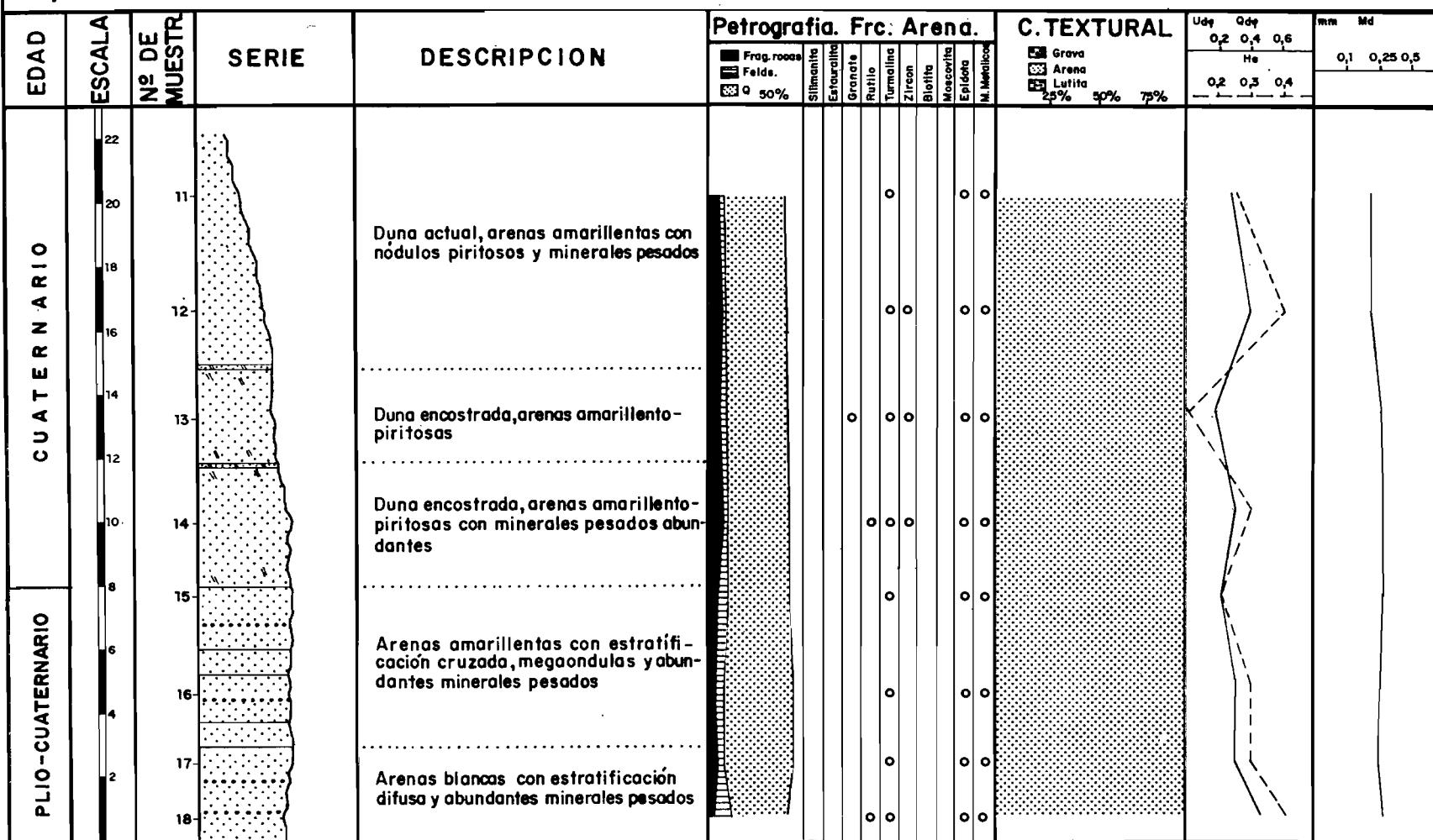


Figura 1

realizados dentro de la Hoja y en zonas próximas, podemos decir que si bien no es posible observar la base de estos sedimentos en la zona objeto de estudio, sabemos que se encuentran suprayacentes y discordantes, o acordantes sobre los sedimentos de edad Andaluciense (margas azules y limos o arenas margosas), descritos en las Hojas de Moguer, Huelva, Sanlúcar la Mayor, Lebrija, etc., donde afloran en superficie.

Sólo un pequeño afloramiento en el extremo NO., dando el talud de playa, encontramos dentro del ámbito de la Hoja. Este afloramiento reducido en potencia y extensión, continuidad de los grandes afloramientos descritos en la Hoja de El Picacho, nos ha permitido la recogida de escasas muestras y el levantamiento de una columna lito-estratigráfica.

La figura 1 nos muestra la sucesión litológica a la altura de la playa de Matalascañas y cerca de la urbanización.

Si comparamos esta columna con las que mostrábamos para la Hoja de El Picacho, veremos que la continuidad litológica es total. Se trata de arenas blancas y/o amarillentas con minerales pesados abundantes y con las estructuras sedimentarias primarias típicas de estos sedimentos, estratificación cruzada, megaondular, laminación paralela, etc.

En la figura 2 mostramos la agrupación de curvas acumulativas, y en la Tabla 1 (inferior) los parámetros $Qd\phi$, $H'e$ y Md para estos sedimentos.

En la figura 5 damos el diagrama C-M (Passega) para las muestras de esta formación.

Si bien la agrupación de curvas, parámetros y diagrama C-M nos indican una máxima probabilidad de que sean sedimentos de playa con interferencias o reelaboración, en parte, en medio eólico, lo reducido del afloramiento y la escasez de muestras hace que las conclusiones estadísticas tengan una validez sólo orientativa.

La petrografía reflejada en la figura 1 y en los histogramas superiores de las figuras 8 y 9, nos dan como roca media de la formación un sedimento tipo subarkosa al igual que se determinaba en la Hoja de El Picacho para esta formación.

Es por ello que como este afloramiento es continuidad de los de la Hoja de El Picacho, donde estos sedimentos tienen su máximo desarrollo, nos remitimos a las conclusiones allí expuestas.

Podemos, por tanto, suponer como conclusión final y atendiendo a lo anteriormente expuesto, en cuanto a estructuras sedimentarias primarias, minerales pesados, petrografía, diagramas e índices sedimentológicos, que la génesis de estos sedimentos hay que buscarla en un medio complejo, pero al mismo tiempo bien definido. Creemos que son sedimentos holomárimos en el sentido de COOKENS, 1970; LAGAAIJ y KOPSTEIN, 1964; es decir, sedimentos depositados en ambiente marino, constituidos a partir de sedimentos fluviales aportados por transferencia lateral.

Le atribuimos a esta formación una edad pliocuaternaria, porque regio-

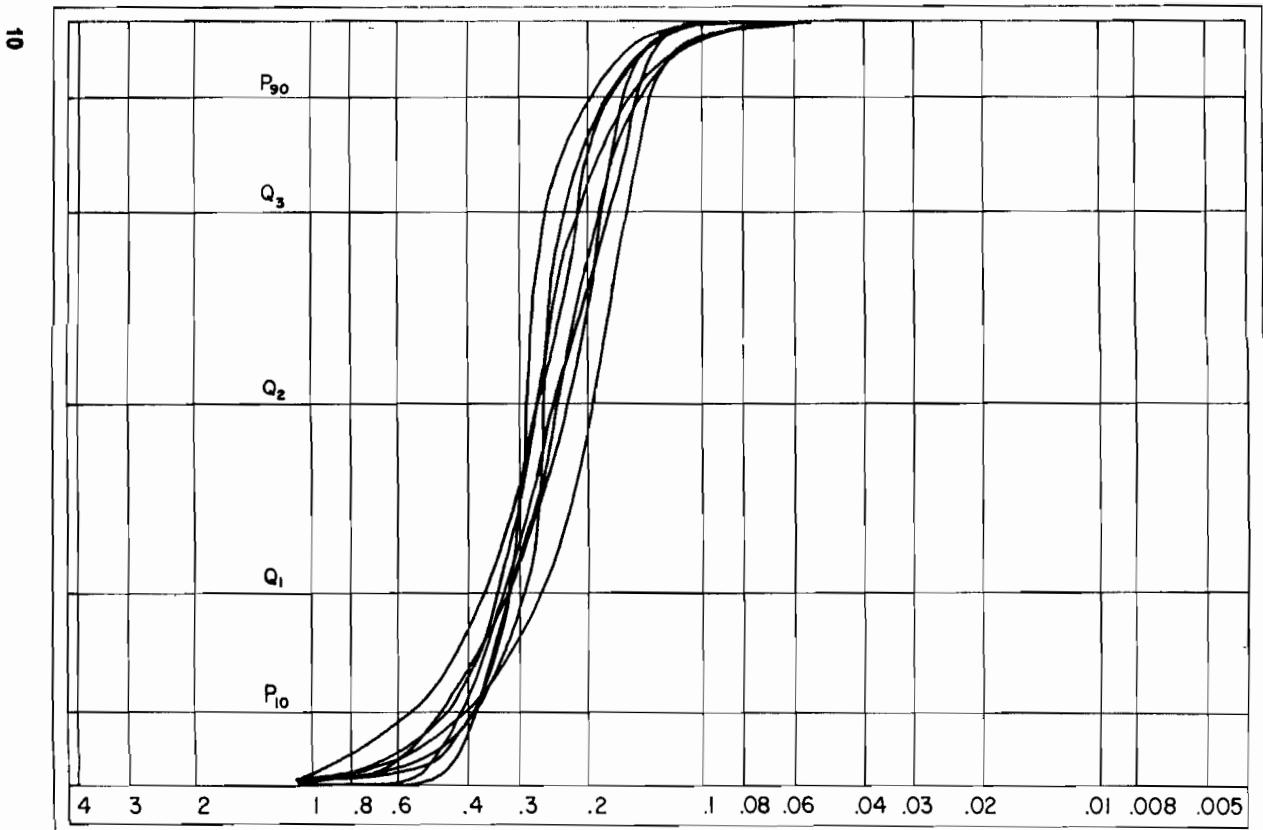


Figura 2

TABLA 1

Núm. de muestra	Qd φ Unid. φ	He Unid. φ	Md en mm.
3	0,35	0,3	0,25
4	0,37	0,30	0,28
8	0,28	0,21	0,17
13	0,7	0,1	0,25
14	0,3	0,3	0,29

(QD-QD₁)

Núm. de muestra	Qd φ Unid. φ	He Unid. φ	Md en mm.
5	0,45	0,4	0,21
6	0,32	0,3	0,2
7	0,4	0,39	0,24
9	0,2	0,15	0,25
10	0,35	0,35	0,26
15	0,22	0,2	0,28
16	0,3	0,28	0,27
17	0,25	0,3	0,25
18	0,45	0,4	0,28

^B
(T₂-Q)

nalmente es suprayacente y discordante con el Andaluciense y Plioceno marino indiferenciado (Huelva) y sobre ella descansan formaciones cuaternarias continentales que imposibilitan su datación superior.

1.2.3 Cuaternario

Dentro del Cuaternario se han distinguido cuatro formaciones eólicas y tres formaciones de marisma. La relación estratigráfica entre unas y otras es difícil de establecer, o bien en algunos casos existe casi imposibilidad de hacerlo. Las diversas fluctuaciones del nivel freático que rigen los avances de las formaciones dunares, o la reactivación de sus frentes, en los distintos sistemas eólicos, hace que el contacto de las formaciones dunares y de marisma sea, en parte, interpenetrado y, en parte, como posible cambio lateral de facies. Por tanto, la interpretación se nos hace difícil y la representación en cortes es interpretativa.

1.2.3.1 Manto eólico-Dunas antiguas (QD-QD₁)

Aunque cartográficamente hayan sido separados, estratigráficamente son un mismo tramo. Ocupan gran extensión dentro de la Hoja, aunque su potencia visible es reducida, de varios decímetros a 5 m. en el sector SO. próximo al Guadalquivir.

Las características de campo son muy parecidas a las descritas en la Hoja de El Picacho, donde afloran aún con mayor extensión. Su color, si bien variable, predomina el blanco, aunque localmente su color sea amarillento-marrón, por la acción de materia orgánica acumulada, pequeñas lagunas turbosas, etc.

La morfología es diferente según los afloramientos, pues si bien en el extremo oeste, continuación de los de la Hoja de El Picacho, la morfología dunar está prácticamente degradada en el sector SE. próximo a la desembocadura del Guadalquivir, los cordones dunares se conservan perfectamente, aunque totalmente fijos por la vegetación.

Las formaciones dunares encontradas que aparecen suprayacentes a las arenas basales en el talud de playa de la zona de Matalascañas, aunque prácticamente incartografiables, las incluimos dentro de este sistema eólico antiguo. Igualmente la duna de la Algaida, en la margen izquierda del río Guadalquivir, ha sido incluida en esta formación, pues si bien en parte rueda sobre formación de marisma, hemos visto que fuera de la Hoja se encuentra sobre las arenas basales y/o material olistostómico. Las fluctuaciones de nivel freático a las que aludíamos deben ser las causantes de que esta duna, aunque en su origen y litología sea comparable a las formaciones antiguas de la margen derecha del río, en un posterior avance haya invadido la marisma.

En la figura 3 y tabla 1 (superior) mostramos la agrupación de curvas acumulativas y los parámetros $Qd\phi$, $H'e$ y Md para las muestras de esta formación.

Tanto la agrupación como los parámetros son típicamente eólicos, aunque existe una leve dispersión debida a contaminaciones, bien por el drenaje actual, bien por el arrastre de conchas por vientos fuertes en las zonas próximas a las playas.

En los histogramas intermedios de las figuras 8 y 9, mostramos la mineralogía media y la frecuencia de determinaciones petrográficas sobre el total de muestras de esta formación.

En el histograma de la figura 9 podemos observar el predominio del cuarzo sobre los feldespatos y fragmentos de roca.

El cuarzo presenta características similares a lo que describimos para las arenas basales en El Picacho, y sector de Matalascañas, en esta Hoja, es cuarzo poligénico, filoniano, plutónico, metamórfico, etc.

Los feldespatos, pequeños y bastante alterados en general, tienen predominio los K sobre los Ca-Na. Su proporción es similar a la de los fragmentos de roca, entre los que abunda la cuarcita micácea, con menores porcentajes de chert, areniscas y escasos fragmentos carbonatados (restos fósiles).

Presentan los granos un índice de redondeamiento de 0,8-0,9, es decir, de redondeados a muy redondeados.

El histograma intermedio de la figura 9 nos da como sedimentos preponderantes las subarkosas y las litarkosas. En realidad, las litarkosas son términos intermedios subarkosa-sublitarenita y litarenitas-feldespáticas-litarkosas. Serían muestras que prácticamente se agruparían en el paso de sedimentos poco maduros a maduros por su composición mineralógica.

Los minerales pesados más abundantes que se presentan en esta formación se especifican en la columna de la figura 1; encontramos turmalina, zircón, rutilo, epidota, m. metálicos y granate.

Las diferencias petrográficas con la formación de arenas basales son en esta Hoja menos patentes que en la de El Picacho, pero ello es debido a que la escasez de muestras y lo reducido de los afloramientos para la formación inferior no nos han permitido un estudio estadístico comparativo más exhaustivo.

1.2.3.2 Barrera de Costa-Manto eólico (QD_2-QD_3)

Bordeando la marisma y a todo lo largo de la línea de costa se extiende un bien desarrollado sistema eólico en el que pueden distinguirse al menos 2-4 cordones dunares individualizados con sus «corrales» respectivos.

Cartográficamente es continuación de la gran barrera de costa de la Hoja de El Picacho, aunque aún mejor desarrollado.

4

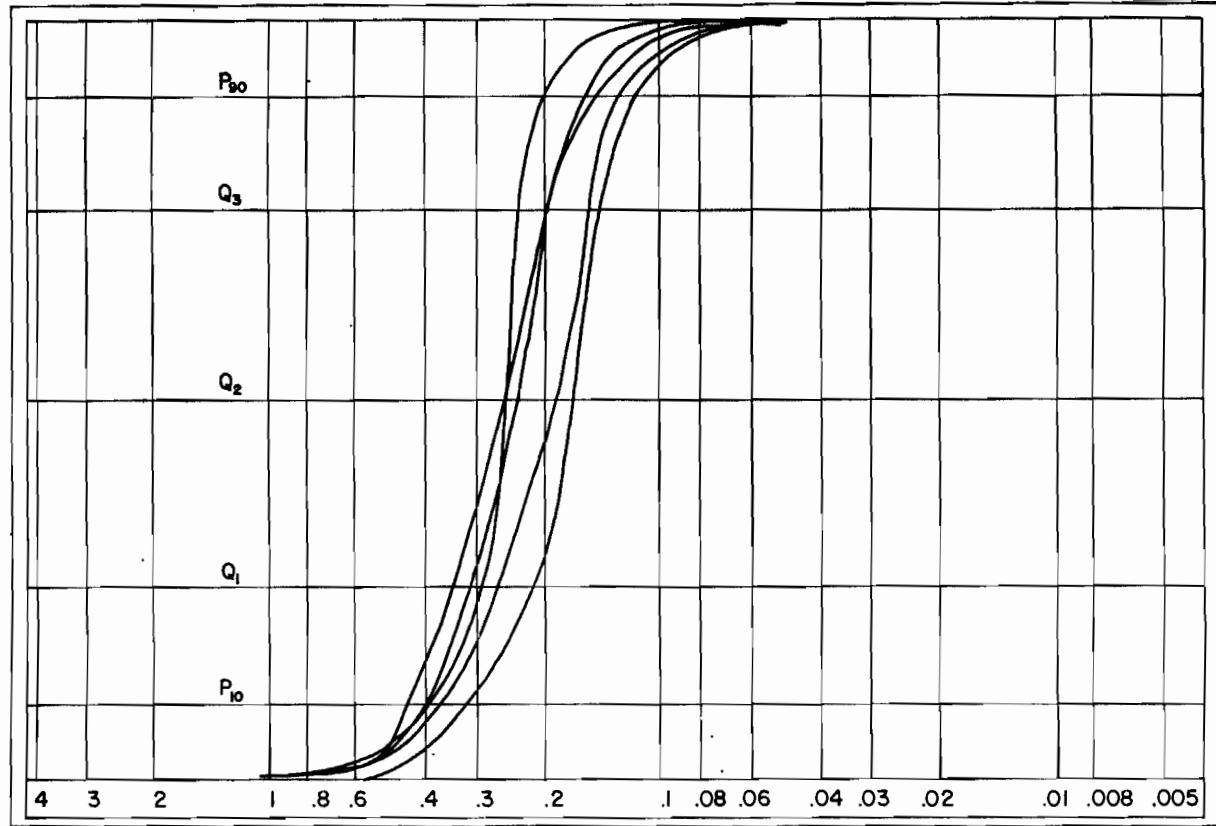


Figure 3

Agrupamos ambos tramos, porque si bien cartográficamente se han separado, su génesis es idéntica. Lo que damos como manto eólico es, en realidad, un último avance prácticamente actual de una capa de arena sin apenas morfología dunar a expensas de la barrera de costa; son, pues, una misma formación.

La figura 4 muestra la agrupación de curvas acumulativas, y en la tabla 2 los parámetros H'e-Qd-Md para las muestras de esta formación. Tanto la agrupación de curvas como los parámetros son típicamente eólicos.

El diagrama C-M (Passega), figura 7, igualmente nos muestra una agrupación de puntos, típicamente de sedimento eólico.

La petrografía de esta formación viene sintetizada en los histogramas inferiores de las figuras 8 y 9.

En el histograma de la figura 8 sobre la mineralogía media podemos observar el predominio del O sobre los demás terrígenos. Sus características son similares a las descritas para tramos anteriores del cuarzo filonianio, pero con mayor abundancia. Los feldespatos, con predominio de los potásicos sobre los Ca-Na, son menos abundantes que en las arenas basales y dunas antiguas; están muy alterados, pero comparativamente son más abundantes que en El Picacho para esta formación, y los fragmentos de roca son de dos tipos predominantemente: Fragmentos de metamórficas y fragmentos de caliza.

Como características importantes y diferenciales podemos decir:

- a) Los fragmentos de rocas metamórficas, en realidad, no se tratan sólo de las ortocuarцитas y cuarcitas micáceas que describimos para esta formación y las infrayacentes (arenas basales, dunas encostadas), sino que abundan además las pizarras y/o limolitas de bajo índice metamórfico.
- b) Los fragmentos de caliza son restos de: Ostreas, Cibicides, Globigerinas, Globorotalias, etc.
- c) El índice de redondeamiento es menor que hacia el O.
- d) Abundan entre los minerales pesados el anfíbol verde (posible Hornblenda), sillimanita, distena y piroxeno (más raro), además de los que se describían como más constantes, y turmalina, epidota, zircon, rutilo, m. metálico, etc.
- e) No se ha observado una pérdida de fragmentos de caliza en un muestreo efectuado desde la playa hasta la marisma, lo cual nos indica que al menos en gran parte no son arrastres posteriores.

El histograma de la figura 9 nos da una gran variedad en las determinaciones petrográficas. Hay dos máximos para subarkosas y litarkosas con menores porcentajes de sublitarenitas y litarenitas feldespáticas.

Si comparamos este histograma con el de determinaciones petrográficas de la Hoja de El Picacho para esta misma formación, observaremos que

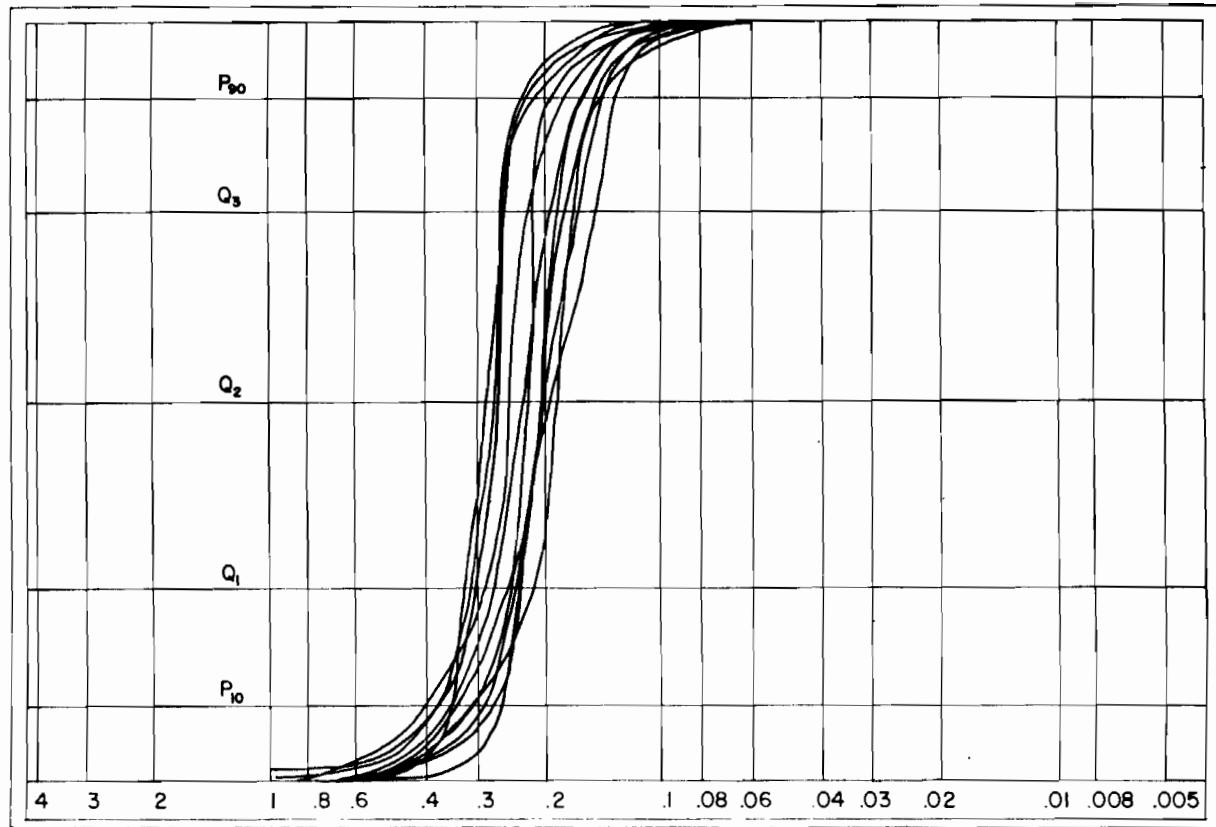


Figura 4

TABLA 2

Núm. de muestra	Qd φ Unid. φ	He Unid. φ	Md en mm.
1	0,3	0,3	0,2
2	0,25	0,15	0,29
11	0,28	0,25	0,2
12	0,4	0,4	0,2
31	0,18	1,16	0,2
32	0,4	0,3	0,16
33	0,29	0,28	0,22
34	0,3	0,2	0,28
35	0,15	0,1	0,19
36	0,45	0,4	0,18
37	0,35	0,20	0,16
38	0,47	0,45	0,23
39	0,55	0,5	0,22
40	0,25	0,25	0,25
41	0,15	0,1	0,25
42	0,14	0,11	0,22
43	0,15	0,1	0,25
44	0,14	0,12	0,21
45	0,2	0,2	0,22
46	0,17	0,13	0,29
47	0,27	0,25	0,32
48	0,22	0,2	0,26
49	0,2	0,1	0,22
50	0,28	0,25	0,25
51	0,22	0,2	0,25
52	0,27	0,24	0,31
53	0,12	0,05	0,25
54	0,2	0,2	0,26
55	0,25	0,2	0,3
56	0,28	0,25	0,6
57	0,3	0,2	0,4
58	0,2	0,2	0,29
59	0,15	0,21	0,28
60	0,3	0,25	0,28
69	0,3	0,25	0,18
70	0,2	0,1	0,2
71	0,3	0,2	0,18
72	0,4	0,35	0,2
73	0,3	0,15	0,15
74	0,3	0,3	0,17

(QD₂-QD₃)

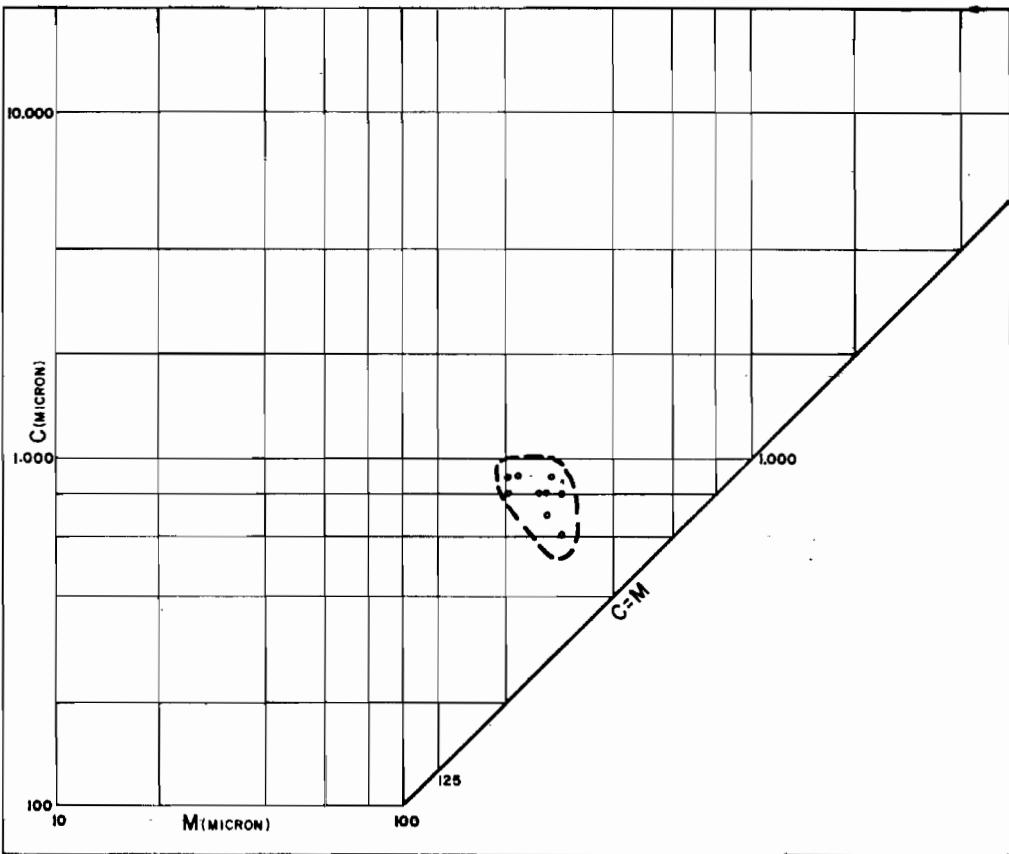


Figura 5

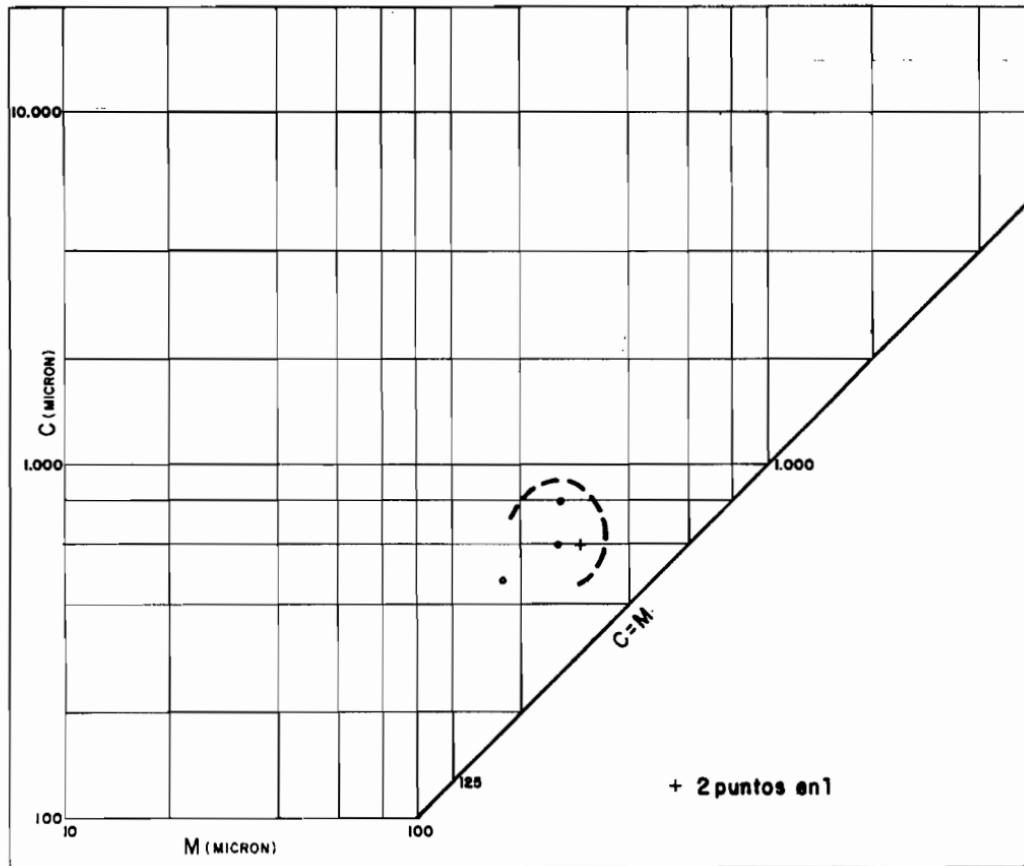


Figura 6

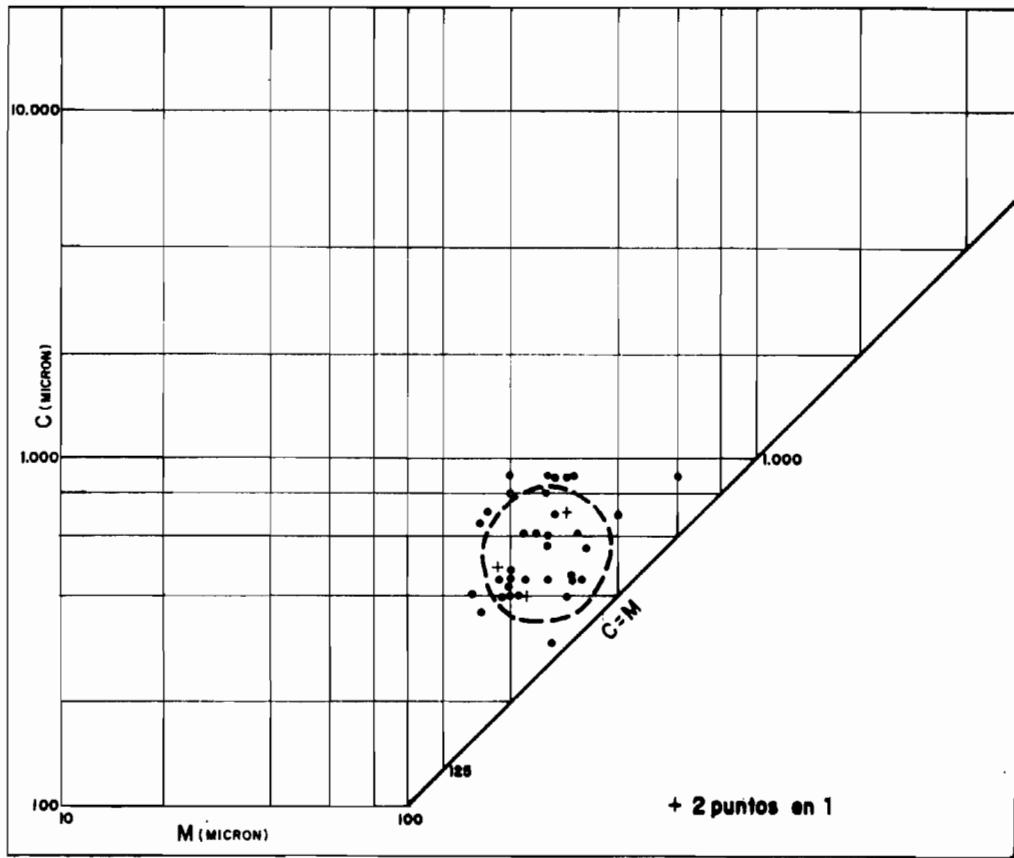
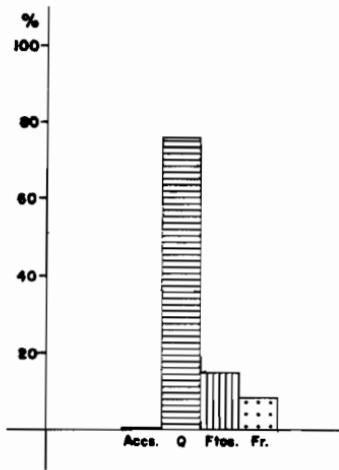


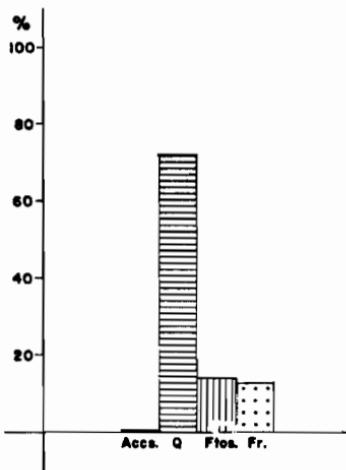
Figura 7

HISTOGRAMAS PETROGRAFICOS

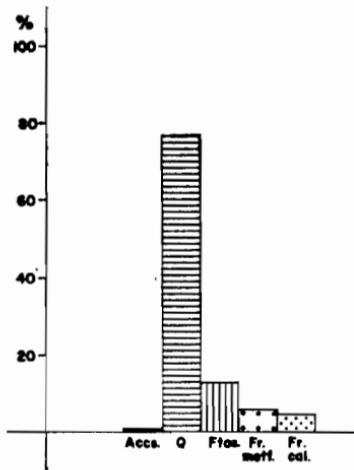
MINERALOGIA MEDIA SOBRE EL TOTAL DE
MUESTRAS DE CADA FORMACION



Arenas basales.- (T_2^0 -Q)



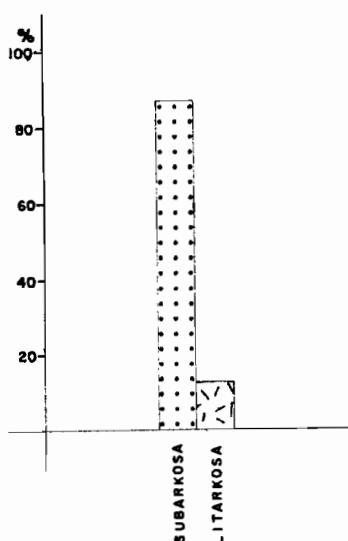
Manto eólico
Dunas encostradas.- ($QD - QD_1$)



Barrera de costa
y manto eólico ($QD_2 - QD_3$)

Figura 8.—Histogramas petrográficos. Mineralogía media sobre el total de muestras de cada formación.

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS DE LAS
DETERMINACIONES PETROGRAFICAS PARA
LA TOTALIDAD DE LAS MUESTRAS DE CADA
FORMACION



Arenas basales. - (T_2^a -Q)

Manto eólico y dunas escosstradas

(QD_1 - QD_2)

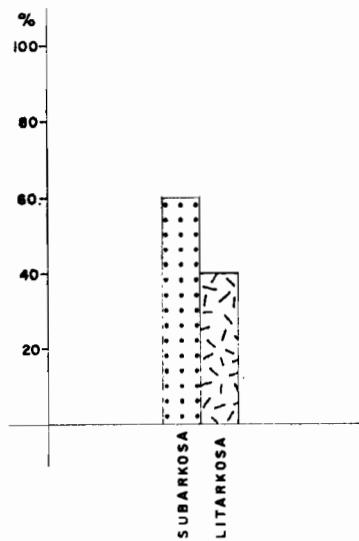
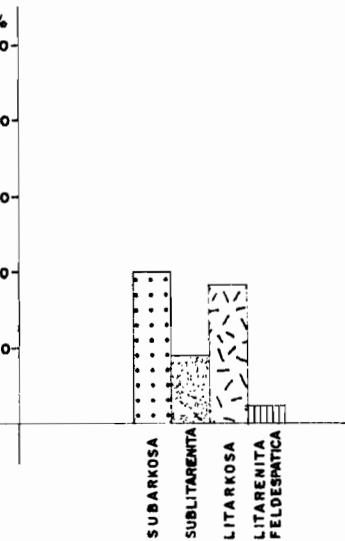


Figura 9.—Histogramas de frecuencias de las determinaciones petrográficas para la totalidad de las muestras de cada formación.



(QD_2 - QD_3)

Barrera de costa y manto eólico

existe una gran diferencia. El predominio absoluto de las subarkosas en El Picacho aquí no existe.

Las características mineralógicas expuestas anteriormente nos llevan a una serie de consideraciones que estimamos interesantes.

Indudablemente, tanto en la Hoja de El Picacho como en Palacio de Doñana, el origen de las formaciones eólicas hay que buscarlo en los materiales infrayacentes, en general arenas basales. Si bien en El Picacho las características mineralógicas de las arenas de barrera de costa nos confirmaban en esta idea, en la zona de Palacio de Doñana no es así. Los restos fósiles citados, la glauconita, los fragmentos de metamórficas de bajo índice, los minerales pesados muy alterables (anfibol, piroxeno, sillimanita, etc.) son componentes que no encontrábamos en las muestras de las arenas basales de la Hoja de El Picacho, donde esta formación tiene su máximo desarrollo, y menor aún es el pequeño afloramiento del extremo NO. de esta Hoja. Es, pues, necesario considerar una dualidad de hipótesis: o bien las arenas basales no han sido aquí el origen de esta barrera de costa, o bien la composición de las arenas basales cambia hacia la desembocadura del río, lo cual no nos es posible constatar porque no afloran, aunque sí consideramos su origen como holomarino, y a partir de los aportes fluviales del río Guadalquivir, lógico es considerar que los sedimentos cambien en su composición hacia su origen.

1.2.3.3 *Marisma* (QM_1 - QM_2 - QM_3)

Las formaciones de marisma ocupan amplio desarrollo dentro de la Hoja, aunque separamos cartográficamente tres términos, la duda nos persiste de que puede tratarse de uno solo con cambios laterales de facies múltiples y rápidos. La topografía prácticamente horizontal, con desniveles de 0-5 m. como máximo, no permite observar ningún corte que defina la estratigrafía de formación marisma.

Es por ello que describiremos los tramos en conjunto de lo que consideramos más antiguo a más moderno.

QM_1 — Son sedimentos típicos de llanura de inundación; por sondeos de zonas próximas (Hoja de El Rocío) se ha observado que puede tener de 7-25 m. En general son argilolitas limosas, fangolitas, limolitas arcillosas, limos arenosos, etc., toda la gama de sedimentos terrígenos muy finos (limos y arcillas) en proporción variable. La fracción arena fina es escasa o nula hacia la base y abundante hacia el techo del tramo, con paso a arena media gruesa y gravilla.

Su posición estratigráfica es concordante o acordante con la serie miopliocena; localmente se han cortado lumaquelas de espesor variable (20 cm.-1 m.) y lechos de turba arcillosa o arcilla turbosa (datos de sondeos).

Presentan sedimentación laminar y/o varvada con coloración diversa de

azul oscuro a verde amarillento, con cambios bruscos en la coloración. Las lumaquelas interestratificadas las consideramos zonas playeras o costero-litoral reciente (restos arqueológicos en excavaciones al mismo nivel).

Presenta cambios laterales de facies difusos, lo que a veces hace difícil distinguirlo de QM₂.

Ciertamente lo cartografiado como QM₁ corresponde a antiguos cauces y son márgenes correspondientes de la red fluvial del Guadalquivir. La morfología que presentan estos sedimentos es típica de cauce de río próximo a su desembocadura, con meandros amplios y extensas llanuras de inundación.

QM₂—Suprayacente y en parte discordante (a veces es acordante o concordante) encontramos un tramo cuya potencia es normalmente reducida (20 cm.-5 m.) y cuya litología es muy similar a la del tramo infrayacente en su parte baja (sondeos de El Rocío). Son argilolitas y/o limolitas arcillosas con paso a fangolitas con laminación paralela y sedimentación varvada.

El color es igualmente variable, aunque predomina el azul, gris azulado y hacia el techo pardo a marrón oscuro al cargarse de materia húmica (suelo).

Ocupa este tramo la mayor parte de marisma y está sometido a las inundaciones periódicas, parcialmente.

QM₃—Lo cartografiado como QM₃ son los sedimentos actuales depositados en las más bajas, con cotas de 0-2 m. Quedan, pues, como zonas de estancamiento de las aguas de inundación, o drenaje de lluvias. Estas aguas, altamente cargadas de sales, configuran la litología de estos sedimentos.

Son argilolitas y/o fangolitas con láminas de sal en serie rítmica o varvada. Cuando se observan en períodos de sequía dan suelos poligonales y costras con grietas de retracción de color blanquecino.

1.2.3.4 Playas (QP₁-QP₂)

Desde Matalascañas a la desembocadura del río Guadalquivir la extensión de las playas colgadas aumenta considerablemente a la vez que la playa actual disminuye en su extensión.

Las concentraciones de minerales pesados que ya describimos para las de El Picacho, mantienen su importancia o posiblemente sea aún mayor al menos para las playas colgadas.

Las arenas, en general, son cuarzarenitas y subarkosas con escasos feldespatos y un porcentaje de pesados variable (1-95 por 100), en las zonas de máxima concentración.

Entre los minerales pesados encontramos como más abundantes turmalina, ilmenita, magnetita y epidota, y como secundarios, rutilo, zircón, granate, sillimanita, anfíbol, estaurolita, titanita, espinela, andalucita, etc.

1.2.3.5 *Aluvial* (QAI)

Los nuevos diques de contención del río Guadalquivir nos obliga a introducir un término que en realidad podríamos llamar artificial. Las acumulaciones de sedimentos fluviales, que de otra forma pasarían a sedimentos de marisma, en las inundaciones por acción del frenado del muro se acumulan, dando una potencia variable. La litología es una mezcla de limos, óxidos, arenas y gravilla fina sin estratificación aparente.

2 TECTONICA

En la Hoja de Palacio de Doñana podemos distinguir cuatro unidades estructurales, cuyo significado nos informa sobre la evolución del área durante el Mioceno.

La tectónica está determinada por el desplazamiento de sur a norte de las margas triásicas del Subbético, que durante el Mioceno se deslizaron hasta el mar, instaurándose en esta región, en tanto se depositaban las margas azules del Tortoniano Superior-Andaluciense.

En su movimiento, el Triásico arrastró depósitos del Eoceno-Mioceno Inferior (en nuestro caso sólo determinamos Oligoceno) que lo cubrían discordantemente, y los bloques de Mesozoico que ahora se observan incluidos en las margas yesíferas.

Esta tectónica de deslizamiento submarino ha dado lugar a una estructura caótica, entremezclándose elementos de diversas edades y procedencias (olistolitos) y rompiendo en grandes bloques la cobertura arrastrada.

La primera unidad sería la masa margo-yesífera del Olistostroma, donde la mezcla es tal que no puede individualizarse ninguna formación ni determinarse su estilo tectónico. Constituiría lo fundamental del deslizamiento.

En segundo lugar, el conjunto de calizas arenosas, areniscas calcáreas, margas arenosas, etc., en facies flyschoide, de edad oligocena que viene «flotando» sobre la unidad anterior.

Se encuentran sumamente replegados, de forma desordenada, pero en conjunto muestran un plegamiento NE-SO. vergente al S.

Los afloramientos escasos y el replegamiento no nos ha permitido el cartografiar ejes de plegamiento, al menos los de mayor importancia.

La vergencia sur de los pliegues, contraria al sentido del deslizamiento, lo explicamos por la acción de frenado y acumulación en el frente de deslizamiento que originaría el empuje e inversión de la vergencia. La consecuencia a que se encuentran series invertidas y esporádicamente las albarizas quedan como muro de la serie flyschoide (observaciones en sectores fuera de la Hoja).

La tercera unidad la constituyen las margas y margocalizas y calizas arcillosas, blancas (albarizas), que se encuentran en contacto mecánico con las unidades anteriormente descritas, y que se consideran paraautóctonas. Su estilo tectónico es indefinible.

Al ser materiales altamente incompetentes y encontrarse muy tectonizados, no se ha podido observar ni un solo buzamiento, dirección o pliegue.

Por último, las formaciones autóctonas que en conjunto no han sufrido empuje ni deformación visibles, aunque la fotografía aérea muestra una serie de alineaciones dentro de la zona ocupada por las formaciones de marisma y en las proximidades del frente la superficie del Olistostroma, que lógicamente debemos atribuir a movimientos póstumos de las masas plásticas: yeso y/o albarizas.

Igualmente debemos aludir a los levantamientos de ámbito regionales, de lo que son claros exponentes las playas colgadas dentro del ámbito de la Hoja y el progresivo hundimiento del sector de playa entre Matalascañas-Huelva.

Los corrales interdunares se nos presentan igualmente como playas abandonadas, lo cual parece indicar que la amplia barrera de costa no se trata de una serie de cordones dunares en avance, sino de playa con su barrera de costa en continuo retroceso.

Este basculamiento alrededor de un eje, que pasaría aproximadamente por Matalascañas y que origina un levantamiento del sector Matalascañas-Sanlúcar de Barrameda y hundimiento del de Matalascañas-Huelva prácticamente actual y posiblemente continua, como lo demuestra la desecación de la marisma que, si bien se atribuye en parte a la escasa pluviosidad de los últimos tiempos, creemos que en gran parte se debe a la tectónica actual.

El origen de este basculamiento debemos buscarlo en los reajustes isostáticos, y parcialmente en los movimientos de las masas plásticas olistotrómicas infrayacentes, a los que anteriormente aludímos.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Regionalmente, ya en el Paleozoico, según lo testimonian los sondeos profundos de esta zona, comienza la sedimentación en toda esta zona.

En el Carbonífero se produce un hundimiento parcial de la zona y se depositan las potentes series de pizarras y grauwackas procedentes de la erosión de las lavas ácidas y básicas emitidas durante el Devónico.

Tras la orogenia variscica, la zona situada al Norte queda parcialmente emergida.

Aunque el tránsito Paleozoico-Triásico no queda definido en los sondeos

y, por tanto, cabe suponer una continuidad desde el Triásico al Cretácico Inferior.

Es evidente que la zona de la Hoja queda dentro de los ámbitos del mar triásico, según queda demostrado por los datos obtenidos por los sondeos profundos regionales; por tanto, se encuentra sobre el Paleozoico una serie de sedimentos de esta edad y que pertenecen al Triás en facies andaluza.

Primero aparecen unos sedimentos muy detríticos procedentes de la erosión de los macizos paleozoicos emergidos y que se suponen pertenecientes al Buntsandstein, seguidos por potentes tramos de arcillas limolíticas, yesos y sal que se datan como del Keuper.

Durante el Jurásico hay una potente sedimentación de calizas arcillosas y dolomías.

En las figuras 10 y 11 podemos observar las isobatas del Paleozoico, de la base del Mioceno y la posible línea de costa mesozoica.

En las figuras 12, 13 y 14 aparecen cortes y la reconstrucción esquemática de la paleogeografía del sector de la Cuenca del Guadalquivir que nos ocupa.

Las líneas de costa del Liásico y Jurásico-Cretácico Inferior, unidas a la potencia de estos sedimentos, sugieren una subsidencia de equilibrio en un mar regresivo.

Indudablemente, los plegamientos alpinos afectan a todos estos sedimentos, aunque las estructuras posibles y el estilo del plegamiento de los mismos nos resultan totalmente desconocidos.

Posteriormente al plegamiento alpino, los sedimentos quedan emergidos, sobreviene una etapa erosiva que perdura hasta el Mioceno Superior.

En el Mioceno Superior, la Cuenca del Guadalquivir pasa a un estado de fuerte subsidencia generalizada.

Esta subsidencia generalizada tiene lugar en el Tortoniense, corresponden a esta edad los potentísimos sedimentos de margas azules, que nos indican una cuenca marina de pronunciada subsidencia y aguas de profundidad media a grande.

En los bordes de este mar mioceno se depositan formaciones marinas de aguas someras, que constituyen las actuales formaciones de borde Tortoniense-Andaluciense.

En el centro de la cuenca y durante el Andalusiense, continúa la sedimentación en aguas profundas bajo la forma de margas azules.

Debido al progresivo hundimiento de la cuenca, se crean en las zonas marginales áreas de inestabilidad, con lo cual las masas internas subbéticas son atraídas hacia la cuenca, en la que caen en forma de desordenados deslizamientos gravitatorio-submarinos.

Estos sedimentos alóctonos a la cuenca están compuestos por una mezcla caótica de arcillas abigarradas, yesos, sales, elementos jurásicos, cretá-

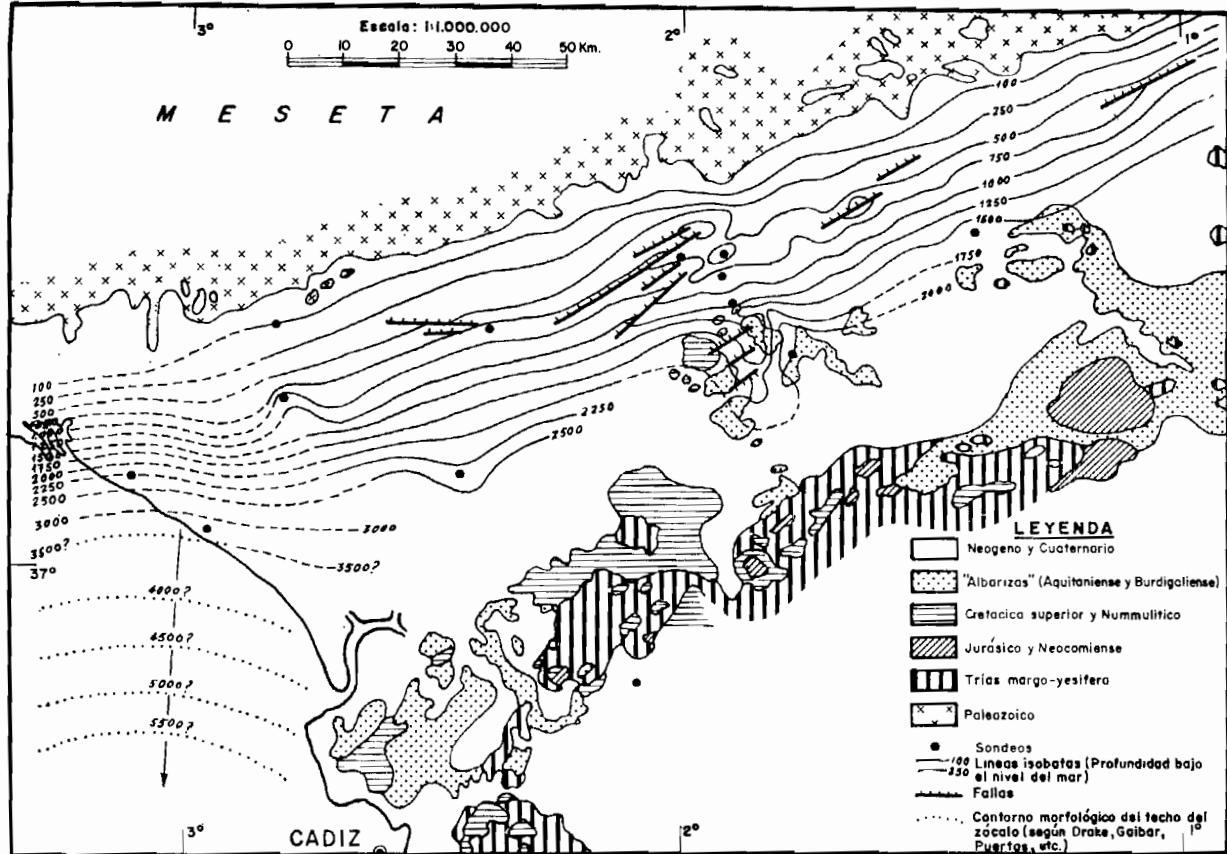


Figura 10

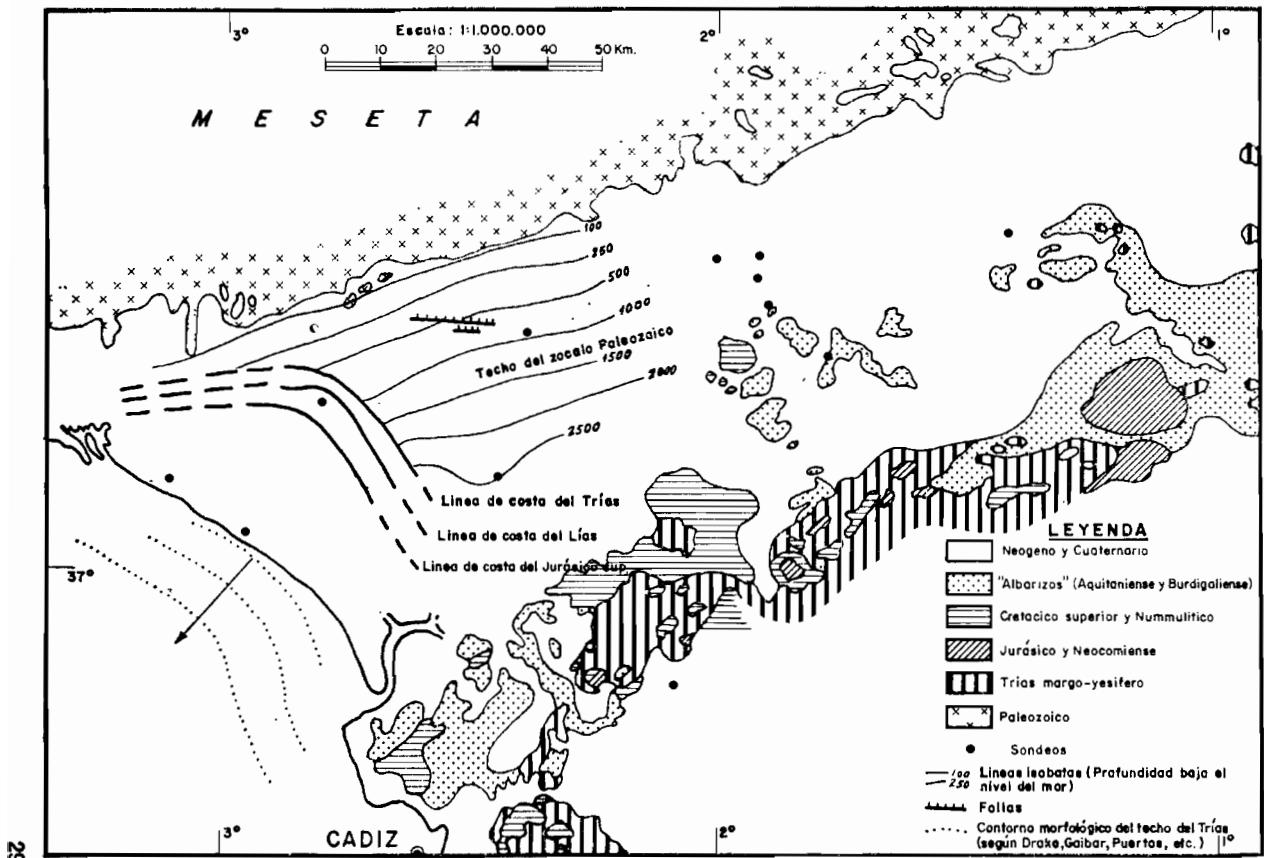


Figura 11

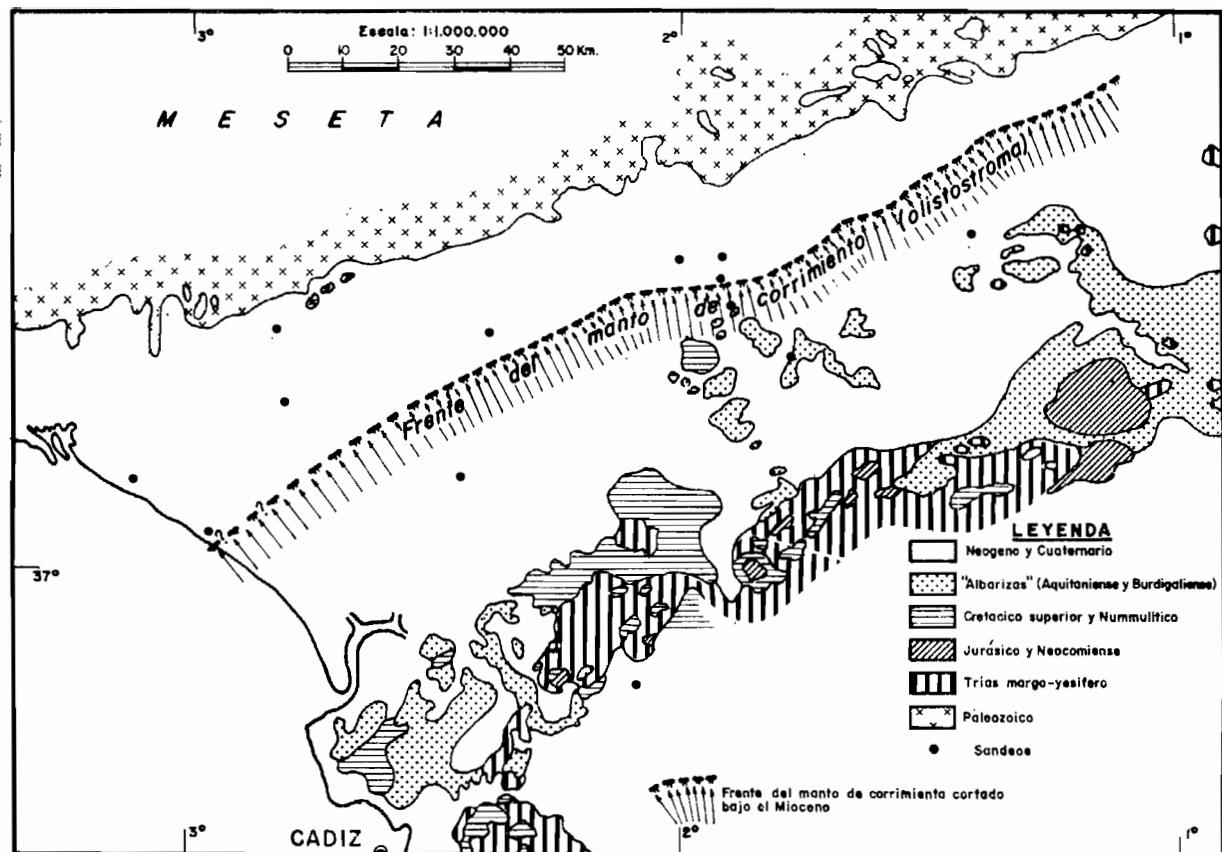


Figura 12

CORTE I

97

Mo



CORTE II

80

NE

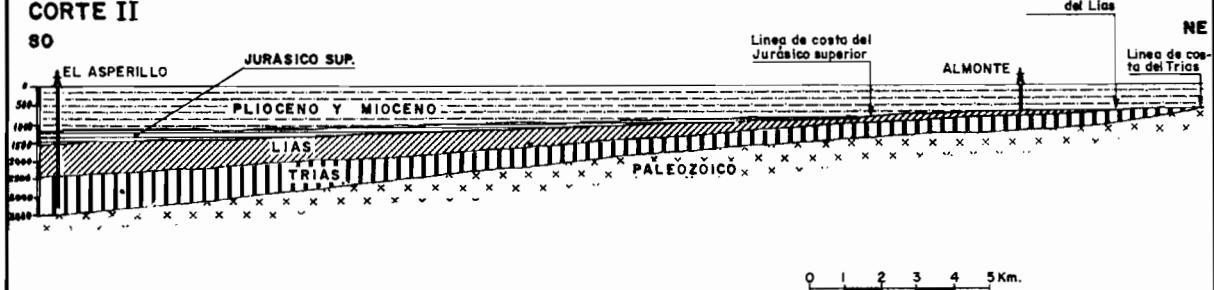


Figura 13

cicos y paleogenos, a los que se unen una cobertura de carácter flyschoide, de edad Oligo-Mioceno, y las albarizas de carácter parautóctono. Es por ello que consideramos este manto de corrimiento como un Olistostroma (MARCHETTI, 1956).

La llegada al mar mioceno, en el que no se ha interrumpido la sedimentación propia de la cuenca, margas azules, produce evidentes alteraciones en la morfología de los fondos subacuáticos, de forma que hay una erosión y resedimentación miocena, de parte de los materiales del Olistostroma, según queda demostrado por los estudios micropaleontológicos de las muestras. En forma recíproca hay dentro del Olistostroma una resedimentación del Andaluciense, cuyos microfósiles encontramos dentro de esta formación.

Este aporte de materiales andaluces al Olistostroma se debe a la intensa fricción que éste tuvo con el fondo marino al deslizarse en su caída, del cual arrancó trozos que quedaron englobados en su masa caótica.

El Olistostroma sólo aparece en el vértice SE. de nuestra Hoja y lo hace en forma verdaderamente llamativa, ya que constituye la única ventana tectónica conocida en la Cuenca del Guadalquivir, en la que puede observarse el contacto Olistostroma-margas azules suprayacentes.

A finales del Andaluciense la cuenca entra en rápida regresión; a este período pertenecen las formaciones de limos amarillos andaluces y las formaciones biogénicas de las calcarenitas de Sevilla-Carmona.

Localmente, en la cuenca puede continuar la sedimentación de mar profundo durante el Plioceno, Carmona y Huelva.

Como la regresión alcanza su punto culminante en el Andaluciense final, según vamos ascendiendo en la serie, los contenidos terrígenos en los sedimentos se hacen cada vez mayores.

En los sectores próximos a nuestra Hoja, la discordancia Andaluciense-arenas basales nos indica que aunque la regresión afectó a estos sedimentos, la discordancia visible es suave y, en ocasiones, casi acordante, fue lo bastante importante como para dejar expuestos a la erosión los limos amarillos andaluces que fueron parcialmente arrasados.

Las arenas basales que en Moguer y El Picacho yacen discordantes sobre el Andaluciense, en la zona occidental de Huelva yacen discordantes sobre un Plioceno indiferenciado, llegando incluso a superar los límites de la transgresión miocena y pliocena, ya que se apoyan a veces directamente sobre el Paleozoico, vértice NO. de la Hoja de Huelva, y en el centro de la cuenca, en la zona de marismas (datos de sondeos), aparecen concordantes o acordantes sobre la serie marina del Mioceno, lo que nos indica una subsidencia parcial de la cuenca en la amplia zona ocupada por estos sedimentos. Las características de estos sedimentos nos llevan a considerarlos como holomarinos, propios de estuario y/o ensenada. La edad pliocuaternaria que les atribuimos, sin mayor precisión, se debe a la imposibilidad de datar esta formación, toda vez que sólo se han encontrado algunos restos

RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA
ESQUEMATICA DEL SECTOR DE
Moguer - El Asperillo - Isla Mayor - (ANDALUCIA)

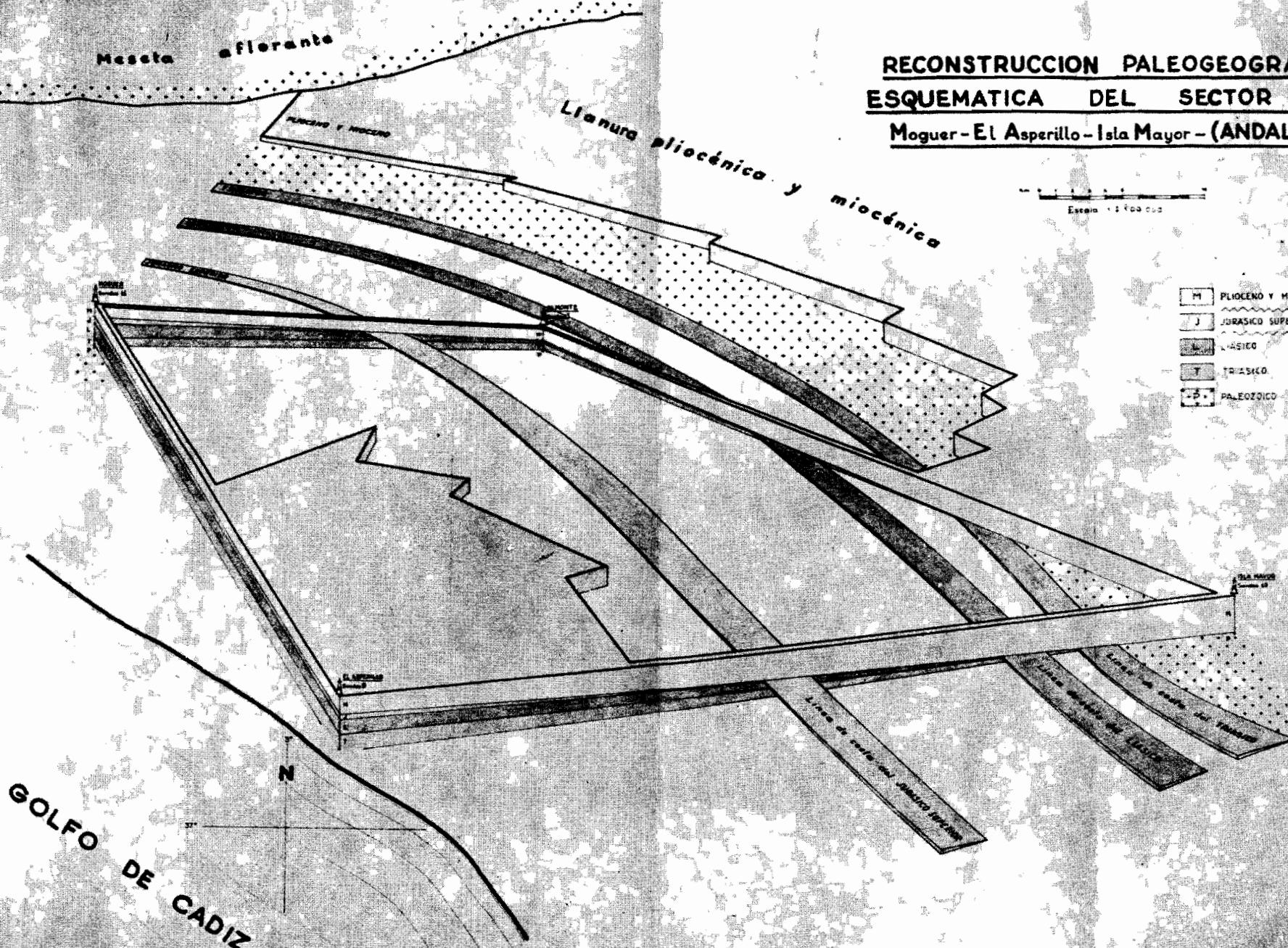


Figura 14

de moluscos indeterminables y escasos Cibicides triviales que nos permiten una datación precisa.

En este período hubo momentos de aguas someras y ambiente reductor que produjeron los depósitos de turba y de hierro, de pantanos que se intercalan en esta formación.

Nuestra Hoja, por encontrarse muy próxima al eje de la cuenca, no ha participado del levantamiento general.

Las arenas basales afloran sólo en el borde de la Hoja, mientras que en el resto son las formaciones de marisma las que predominan y que atestiguan la continuidad de sedimentación marina, hasta el Cuaternario.

Actualmente la zona está sólo levemente emergida, en las mareas vivas queda de nuevo recubierta por aguas marinas, y la sedimentación se produce bajo la forma de limos de marisma, floculados al entrar en contacto las aguas continentales y las marinas.

En la mitad oeste de la Hoja se producen acumulaciones potentes de materiales eólicos procedentes de la degradación de formaciones anteriores y que recubren poco a poco la marisma.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 HIDROGEOLOGIA

El plan de perforaciones realizado por el IRYDA en sectores de las Hojas de El Rocío, El Picacho y Palacio de Doñana nos permite definir la importancia del acuífero que encierran estas formaciones.

Si consideramos la columna estratigráfica virtual de la zona, encontramos, de muro a techo, margas azules y limos arenoso-calcáreos del Andaluciense, arenas basales discordantes de edad Pliocuaternaria, formaciones de marismas o formaciones eólicas.

Litológicamente tendríamos una potente serie (50-70 m.) pliocuaternaria y cuaternaria de carácter muy permeable que se encuentra sobre otra bastante impermeable (Andaluciense).

Indudablemente y por datos de sondeos, sabemos que hacia el río Guadalquivir la litología de las series visibles en superficie varía sustancialmente. Los cambios laterales de facies son bastante rápidos, tanto en las series Andalucenses como en el Pliocuaternario, es por ello que si bien en las series del Andaluciense, en superficie, la permeabilidad es escasa, cerca del eje de la cuenca las intercalaciones de arenas, areniscas y enormes lumaquelas (10 m.) hacen que estos tramos adquieran gran importancia.

Al contrario ocurre con las arenas pliocuaternarias, que si bien en superficie se presentan como un tramo de gran interés por su porosidad-permeabilidad, los sondeos han tenido que ser cementados por debajo de estas

arenas, toda vez que, generalmente, el agua, abundante, de este nivel es salada.

El origen de este acuífero salado puede explicarse por tres hipótesis:

- a) Acuífero salado fósil de agua marina.
- b) Interpone agua dulce-agua salada con invasión parcial de los tramos más permeables.
- c) Contaminación por aguas descendentes cargadas de sales procedentes de las formaciones de marisma (QM_1 - QM_2 - QM_3).

Creemos que la hipótesis primera a) sería la más probable, toda vez que la interfase nos consta que no invade, ya que se ha observado la salida superficial de verdaderos ríos al mar. En cuanto a la contaminación descendente, es difícil que pueda llegar a ser importante donde el Andaluziense y el Pliocuaternario están recubiertos de las formaciones de marisma, ya que estas formaciones son muy impermeables, y además en sondeos donde se cortan sólo formaciones eólicas sobre las infrayacentes, si bien el acuífero salado tiene menor importancia, también existe.

Así pues, las series andaluzienses y en parte pliocuaternarias que se cortan a partir de, aproximadamente, 70-75 m. son las que constituyen el acuífero más importante, sin despreciar el acuífero más superior allá donde las formaciones eólicas tienen gran desarrollo y las arenas pliocuaternarias dan agua dulce.

Los sondeos efectuados dan caudales variables de 40-120 litros, lo cual puede dar una idea aproximada de la enorme importancia de este acuífero.

Dada la geología regional no creemos que estos mantos acuíferos tengan su origen en el agua de lluvia, al menos en las zonas donde las formaciones de marisma impermeables afloran; la alimentación debe ser de carga en cabecera y por acción de la red fluvial (río Guadalquivir).

4.2 MINERIA Y CANTERAS

Metalotecto (Arenas basales)

Las arenas basales que se extienden regionalmente en dirección O. hasta cerca de la frontera con Portugal, ocupan la mitad occidental de la Hoja de Palacio de Doñana, aunque en esta Hoja están totalmente recubiertas por las formaciones eólicas, excepto en contados afloramientos.

En la mitad occidental de la Hoja, las arenas basales no son visibles, aunque ciertos niveles arenosos cortados por los sondeos pueden identificarse con esta formación.

Al igual que en otras localidades, estas arenas están fuertemente cargadas de minerales pesados: ilmenita y magnetita como más abundantes, y como secundarios: turmalina, zircón, piroxeno y epidota.

Las concentraciones relativamente elevadas de ilmenita y magnetita permiten suponer que estas arenas pueden ser explotables para el beneficio de estos minerales.

Por otra parte, se ha observado que el viento realiza una separación densimétrica bastante eficaz, de forma que las arenas eólicas muestran un relativo aumento en el contenido de ilmenita, que por ser menos densa que la magnetita, se transporta eólicamente con mayor facilidad.

Sería conveniente una valoración de estos yacimientos, que pueden en un futuro cercano ser beneficiables al agotarse los yacimientos de leyes más elevadas.

Las arenas basales y eólicas de esta zona tienen la gran ventaja de ser formación sin consolidar y muy extensas, de aquí que aun contando con leyes bajas, las reservas puedan estimarse como realmente importantes.

5 BIBLIOGRAFIA

- CARATINI, C., y VIGUIER, C. (1973).—«Etude palynologique et sedimentologique des sables Holocenes de la falaise littorale d'El Asperillo (Huelva)». *Est. Geol.*, vol. XXIX, C. S. I. C., Madrid.
- CLIFTON, E.; HUNTER, R., y PHILLIPS, L. (1971).—«Depositional structures and processes in the non-barred High-energy nearshore». *Journal of Sedim. Petrology*, vol. 41, núm. 3, pp. 651-670.
- GAVALA, J. (1936).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.017, El Asperillo». *IGME*, Madrid.
- (1949).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.018, El Rocío». *IGME*, Madrid.
- (1952).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.033, Palacio de Doñana». *IGME*, Madrid.
- MAGNE, J., y VIGUIER, C. (1970).—«Stratigraphie du Néogene de la bordure méridionale de la Sierra Morena entre Huelva et Carmona». *Bull. Soc. Géol. France*, t. XII, pp. 200-209, París.
- MALDONADO, A. (1972).—«El delta del Ebro». *Bol. Estrat.*, Facultad de Ciencias, Barcelona.
- MENENDEZ AMOR, J. (1964).—«Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva». *Est. Geol.*, Inst. Lucas Mallada, C. S. I. C., vol. XX, pp. 183-186, Madrid.
- MUÑOZ CABEZON, C.—«Memoria del Sndeó núm. 9 "El Asperillo"». Comisión de Investigaciones Petrolíferas «Valdebro», Madrid, septiembre 1967 (inédito).
- PASSEGA, R. (1957).—«Texture as characteristic of clastic deposition». *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, vol. 41, núm. 9, pp. 1.952-1.984.

- PASTOR, F., y LEYVA, F. (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.000, Moguer». *IGME*, Madrid.
- PERCONIG, E. (1962).—«Livre a la mémoire du professeur Paul Fallot. L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe». *Soc. Géol. France*, t. I, París.
- (1964).—«El límite Oligoceno-Mioceno y la fase terminal marina del Mioceno». *II Reunión del Comité del Neógeno Mediterráneo (Sabadell-Madrid). Cursillos y Conferencias del Inst. Lucas Mallada, C. S. I. C.*, fasc. IX, pp. 218-229, Madrid.
- (1966).—«Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico andaluz para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marina». *Not. y Com. IGME*, vol. 91, pp. 13-40, Madrid.
- (1966).—«Sull'esistenza del Miocene Superiore in facies marina nella Spagna meridionale». *III Reunión C. N. M. S.*, pp. 288-303, Berna.
- (1968).—«Biostratigrafía della sezione di Carmona in base ai foraminiferi planctonici». *Giornale di Geologia, IV Congreso Intern. de Geología*, vol. 35, pp. 191-218, Bologne.
- (1971).—«Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la meseta». *ADARO, Rev. Microp.*, vol. 29, pp. 309-323, Madrid.
- (1974).—«Informe geológico sobre el substrato de la parte occidental del Valle del Guadalquivir». *E. N. ADARO* (Div. de Geología) (inédito).
- PEREZ MATEOS, y ORIOL RIBA (1961).—«Estudio de los sedimentos plioceños y cuaternarios de Huelva». *II Reunión de Sedimentología, C. S. I. C.*, pp. 88-94, Madrid.
- SAAVEDRA, J. L., y BOLLO, M. F. (1966).—«Estudio geológico-estructural de la cuenca del río Genil». *Ministerio Obras Públicas, C. E. H.*, pp. 1-45, Madrid.
- TORRES, T. (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 999, Huelva». *IGME*, Madrid.
- VIGUIER, C. (1969).—«Precisiones acerca del Neógeno en Dos Hermanas (Sevilla)». *Bol. Geol. y Min. IGME*, t. LXXX, vol. 6, pp. 545-546, Madrid.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA