



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID

I.S.S.N. 0211-4880



IGME

80-81

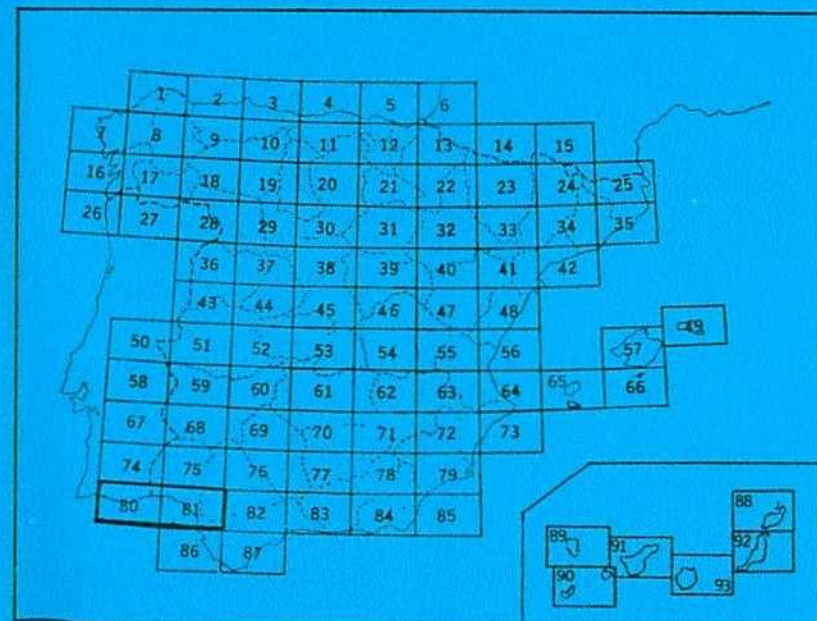
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

AYAMONTE-HUELVA

Segunda edición



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

AYAMONTE-HUELVA

Segunda edición

*Esta Memoria explicativa ha sido redactada
por los Equipos de Síntesis del IGME, con
la colaboración de J. M. FONTBOTE, de la
Facultad de Ciencias de Granada*

Editado
por el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Depósito Legal: M-13.901-1986
NIPO 232-86-003-7

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

1 INTRODUCCION

Para la redacción de la presente Memoria se han utilizado los datos recopilados en el Informe del Proyecto del Guadalquivir por la F. A. O. —Inst. Geol. y Min. de España—, y la Memoria, proporcionada por FONTBOTE, J. M., para la síntesis E. 1:200.000 del área correspondiente a las Hojas núms. 1.034 y 1.048, a escala de 1:50.000.

La Hoja núms. 80-81 del mapa geológico nacional de España, de síntesis a escala 1:200.000, se encuentra situada en el S-SO de la Península Ibérica.

La casi totalidad de la Hoja se encuentra ocupada por materiales terciarios y cuaternarios de la Depresión del Guadalquivir y cuaternarios de la zona costera. Únicamente en los ángulos SE y NO aparecen:

En el primero, retazos del Subbético (materiales jurásicos y cretáceos).

En el segundo, materiales del Paleozoico pertenecientes a la submeseta meridional.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 PALEOZOICO

2.1.1 Carbonífero

Compuesto esencialmente por pizarras y grauwackas (*). Las pizarras presentan frecuentes alternancias de fajas arenosas con el material arcilloso. La matriz fundamental es una trama sericítica, con componentes detríticos aislados, granos de cuarzo, material opaco, clorita y láminas de mica. Su potencia aproximada es de 300-400 m.

Las grauwackas, en alternancia a su vez con pizarras, son rocas poco seleccionadas formadas a expensas de las formaciones inmediatamente inferiores.

Están constituidas por material cristalino de cuarzo, plagioclase, moscovita y biotita cloritizada, todo él con formas angulosas indicadores del poco transporte que ha sufrido.

El cuarzo presenta las formas bipiramidadas del cuarzo de las riolitas y rocas afines.

El feldespato es una plagioclase, albita maclada, análoga a los fenocristales que aparecen en las riolitas, microlitos de espilitas y secciones tabulares de doleritas.

Las micas detríticas son moscovita y biotita cloritizada.

Todo este material cristalino tiene diámetros medios comprendidos entre 0,05 y 1,5 mm.

Las grauwackas contienen, además, material detrítico pétreo perteneciente a las formaciones inferiores, sobre todo fragmentos de pizarras arcillosas, de areniscas y de riolitas, espilitas, doleritas y tobas de formación volcánica.

(*) «Grauwacka» es un término que sólo debe emplearse específicamente, ya que no conviene a caracteres generales de una gran familia de areniscas, para lo cual el nombre apropiado es el de «litarenitas». Aquí se conserva el término en atención a los autores consultados.

El cemento es arcilloso, compuesto por finas láminas de serícita autigénica producto de una recristalización incipiente. La potencia de estas grauwackas se cifra en unos 200 m.

2.2 TERRENOS DE LA COBERTERA SUBBETICA

Comprenden diversos términos de edad mesozoica y terciaria. De los primeros, el único que aflora extensamente es el Trías. Del Jurásico y del Cretáceo existen sólo afloramientos, relativamente pequeños, salvo en la Sierra de Gibaldin.

2.2.1 Triásico

En el área objeto de esta Memoria, el Triásico es de tipo «germano-andaluz» y muestra patentemente sus características: muy notable desarrollo de rocas detríticas finas (arcillas, margas) y de evaporitas, con respecto a las calizas y dolomías, con estructuras de detalle muy complicadas por efecto de despegue internos, disarmonías y otros accidentes. Las calizas y dolomías se presentan, en general, en paquetes y hasta simplemente en bloques, dislacerados entre la masa margoso-arcillosa yesífera y salífera. Por todo ello no pueden darse cortes estratigráficos más que muy parciales, sin especial valor representativo.

Como es común también en el Trías de ese tipo, se encuentran incluidos, entre los materiales sedimentarios del mismo, bloques y masas de ofitas, aunque no excesivamente numerosas ni grandes.

En general, estos materiales triásicos han sido atribuidos más concretamente al Keuper. Esta atribución es cierta en bastantes casos y verosímil por lo menos en otros, pero parece probable que también exista en ellos representación de parte del Trías Medio.

Es difícil evaluar bien la potencia del Trías, su grado de tectonización; los efectos de halocinesis de varias edades han contribuido a acumularlos en grandes potencias en unos sectores,

en detrimento de otros. Así, los espesores medidos en los sondeos practicados en esta región (PERCONIG, 1960-1962) por sí solos no conducen a una estimación correcta de las potencias primarias de este terreno.

2.2.2 Jurásico

Comprende calizas pelágicas de diversas variedades y margas, cuyas características y sucesión estratigráfica —a juzgar por los datos disponibles— se asemejan mucho a las expuestas en la Memoria de la vecina Hoja núm. 82, para el dominio subbético propiamente dicho.

2.2.3 Cretáceo

Presenta las características propias del Cretáceo de la zona subbética. Por de pronto, la neta diferenciación entre Cretáceo Inferior y Cretáceo Superior.

El Cretáceo Inferior forma una serie continua del Neocomiense hasta el Aptense o el Albense, con composición litológica bastante uniforme. Se trata de margocalizas y margas blanquecinas, con episodios rítmicos y también algunas intercalaciones calizas, de tipo «Biancorn». Son, por lo demás, las litofacies pelágicas muy comunes en todas las cordilleras alpinas. En los términos más bajos no son raros buenos yacimientos de ammonites.

El Cretáceo Superior, aunque en otros sectores próximos al área de la Hoja puede comprender términos más bajos, está aquí representado con seguridad sólo desde el Senonense. Su constitución litológica también es la típica, para este terreno, en la zona subbética; margas y margocalizas pelágicas, de colores rojo asalmonado y blanco, del tipo «capas rojas» y «scaglia», tan conocido también en el ámbito de las cordilleras alpinas surgidas del antiguo Tethys. Únicamente suministran microfósiles, entre los cuales los más abundantes e interesantes desde el punto de vista cronoestratigráfico son las Globotruncanas.

2.2.4 Nummulítico

Los afloramientos del Nummulítico propiamente dicho no son muy extensos en el área objeto de esta Memoria.

El Paleoceno está representado por margas y margocalizas blancas o listas de color ladrillo, que han dado ricas microfau-
nas (PERCONIG, 1960-1962).

El Oligoceno contiene, además de margas y margocalizas, areniscas y algunas brechas. Algunos tramos presentan secuen-
cias rítmicas y llegan a tener las características de un flysch.

Es importante señalar que el Nummulítico tiene carácter transgresivo. En muchos puntos reposa directamente sobre el Trías.

2.3 MIOCENO

2.3.1 El Mioceno transgresivo de base

Esta formación se ha llamado así porque es la primera que se encuentra en la base de la serie miocena autóctona y discordante sobre los terrenos de edad anterior.

Los afloramientos del Mioceno de base se encuentran principalmente al norte de la Depresión del Guadalquivir, formando una estrecha franja continua, de 1 Km. de anchura media en la zona del bajo Guadalquivir, que sigue de un modo discontinuo desde Córdoba hasta Villacarrillo, subrayando el contacto de los terrenos miocenos con la Meseta Hercínica.

Este Mioceno de base, que descansa sobre el zócalo paleozoico, desciende hacia el sur, con una pendiente media del 2 al 3 por 100 sin plegamiento notable, aunque afectado por un sistema de fallas de dirección bética (OSO-ENE), originadas por una tectónica rígida en «Horst» y «Graben», muy visible en la región de Palma del Río.

En la región de Cádiz no se ven afloramientos de esta formación, pero su existencia es muy probable por debajo de las margas azules tortonienses.

El Mioceno de base es muy rico en macrofauna, entre la que destacan:

Lamelibránquios: *Ostrea plicatula*, *Ostrea gigantea*, *Cardita enana*, *Cardium discupans*, *Venus plicata*, *Venus Nux*, *Pecten*es, etcétera.

Gasterópodos: *Conus elatus*, *Carsis*, *Natica redempta*, *Turritella vincobones*.

Equinodermos: En particular, *Clypeaster*.

En la zona Subbética, la microfauna del Mioceno de base pertenece al Aquitano-Burdigaliense; pero puesto que esta capa es discordante sobre las albarizas de dicha edad, parece tratarse de una microfauna resedimentada.

El hecho de que el Mioceno de base se encuentra siempre por debajo de las margas azules tortonienses permite suponer la edad Helveciense o Tortoniense Inferior a dicha formación.

Las facies son de tipo detrítico y el corte más corriente es el siguiente:

- Margas azules superiores tortonienses.
- Arenas amarillas o gris azuladas más o menos consolidadas, con algunos fósiles y más arcillosas cerca del contacto con las margas superiores; espesor medio, 10 m.
- Moladas compactas muy fosilíferas, de color amarillo; espesor, 10 a 20 m.
- Conglomerados de base con ostreas abundantes y elementos rodados procedentes del zócalo paleozoico; espesor medio, 1 a 2 m.

Se pueden observar variaciones laterales de facies a lo largo de los afloramientos al norte del Guadalquivir.

Es de notar una facies de calizas muy compactas, cristalinas, en la región de Lora del Río.

En la profundidad, hacia el sur, las facies detríticas pasan a más arcillosas, hasta el punto de no encontrarse más que facies pelágicas.

La potencia es pequeña, con un promedio de 20 m., y parece aumentar del oeste hacia el este en cuanto no se aleje uno de

los afloramientos del norte. Así, es del orden de 10 m. en la región de Huelva, de 20 m. en la de Niebla y de 40 m. al norte de Sevilla.

2.3.2 Las margas azules tortonienses

Estas margas afloran ampliamente en la Depresión del Guadalquivir, desde Huelva hasta Villacarrillo, y constituyen el material principal que ha rellenado dicha Depresión. Se encuentran en el bajo Guadalete, así como en las zonas de Arcos de la Frontera y Granada.

Al norte de la Depresión del Guadalquivir descansan sobre el Mioceno de base, formando una serie monoclinal normal, aumentando de potencia hacia el sur, hasta alcanzar más de mil metros bajo las Marismas del Guadalquivir.

Al sur de la Depresión, su contacto con las formaciones subbéticas se presenta siempre más trastornado, puesto que cuando se depositaban dichas margas se deslizaban hacia el norte los mantos de corrimiento subbéticos, mezclándose con los depósitos miocenos autóctonos.

La edad de las margas azules está muy bien determinada por la abundante microfauna que contiene, a base de asociaciones típicas del Tortoniense Medio.

En particular se encuentran: *Asterifegina planorbis*, *Cyclamina incisa* y *Elphidium macellum*.

Estas margas son normalmente gris azuladas, pero es en superficie cuando se alteran, tomando un color amarillento debido a la presencia de sales de hierro.

Las margas azules, generalmente compactas, a veces plásticas, pasan a margas arenosas de un modo progresivo tanto en su parte superior, cerca de las arenas sahelenses, como en su parte inferior, al contacto con las arenas helvecienses.

A veces, pequeñas capas de arenas conchíferas o de areniscas azuladas se interestratifican dentro de las margas azules, fenómeno que se ha observado bajo las Marismas del Guadalquivir, en las zonas de Ecija, Córdoba y, sobre todo, en la región de Huelva.

2.3.3 Las facies regresivas sahelienses

El Saheliense aflora de un modo continuo desde Ayamonte hasta Sevilla y se sigue en manchas aisladas tanto en el norte de la Depresión del Guadalquivir como en el sur, cerca del contacto con la zona Sublética, o dentro de la misma zona (Lebrija, Jerez, Arcos de la Frontera).

Igualmente, alrededor de las Marismas del Guadalete, se pueden observar amplios afloramientos de dicho piso.

El Saheliense descansa sobre las margas azules tortonien-ses y está normalmente recubierto por los niveles del Plioceno continental o por los depósitos del Cuaternario antiguo.

Es rico tanto en macrofauna como en microfauna. Las determinaciones de macrofauna indican una edad comprendida entre el Tortonien-ses y el Astien-ses. Por otra parte, la microfauna indica más bien el Tortonien-ses Superior, a veces el Saheliense.

Considerando que se trata de una evolución normal regresiva de la serie miocena, se ha atribuido la edad Saheliense, dando a esta denominación el sentido de facies regresiva del final del Mioceno.

Este piso, tal como se ha definido, corresponde a lo que PERCONIG ha llamado Andalucien-ses.

Las facies son muy constantes en el bajo Guadalquivir y caracterizadas por arenas finas, areniscas y calcarenitas, y la sucesión más frecuente que se encuentra en afloramientos es la siguiente:

- Areniscas superiores, pasando localmente a calcarenitas.
- Arenas finas amarillas con algunos fósiles.
- Lumaquela frecuente de poco espesor (a veces dos niveles).
- Arenas finas arcillosas inferiores, pasando hacia abajo progresivamente a margas azules.

La potencia media de estas capas detríticas es del orden de 30 m., pero aumenta en el centro de la Depresión, en par-

ticular bajo las Marismas del Guadalquivir, donde sobrepasan los 60 m.

2.4 PLIOCENO

2.4.1. El Plioceno marino

A lo largo del litoral de Cádiz aparece sobre las arenas sahelienses una capa de areniscas de tipo transgresivo, con pequeños cantos rodados y muchos fósiles, a veces formando una verdadera lumaquela a base principalmente de ostreas.

El apoyar sobre el Saheliense y el estar recubierto a veces por un Plio-Villafranquiense continental, permite datar esta capa como Plioceno marino, edad corroborada por los análisis micro-paleontológicos efectuados.

Este Plioceno marino aflora a lo largo de la costa, desde Puerto Real hasta Conil, formando una estrecha franja de 1 Km. de anchura y con una potencia de 5 a 20 m.

Al mismo tiempo se depositaban en el fondo de las Marismas del Guadalquivir, y muy posiblemente del Guadalete, facies más pelágicas, puesto que en estas regiones el régimen seguía siendo marino. Las alternancias de margas azuladas y arenosas y de capas de arenas conchíferas que se encuentran por debajo de los depósitos cuaternarios pertenecen casi seguramente a un Plioceno marino, que no se distingue ni por la facies ni por la microfauna del Mioceno subyacente.

En la cuenca del Guadiana Menor, el Plioceno marino consiste en una potente serie margosa con intercalaciones de yeso, que puede alcanzar los 1.000 m. de potencia en el centro de la cuenca. Esta formación de facies somera pasa lateralmente en todo el borde de la depresión a depósitos más detríticos, lacustres o continentales.

2.4.2 El Plioceno continental

Se trata de depósitos continentales que recubren en gran parte toda la región de Huelva, así como las arenas sahelienses

situadas al norte de las Marismas del Guadalquivir, desde el río Guadiana, al oeste, hasta el río Guadalquivir, al este.

El Plioceno continental forma un inmenso «glacis», que desciende suavemente desde la meseta hercínica hasta el océano Atlántico o hasta las Marismas, enmascarando las formaciones secundarias y terciarias, salvo cuando la erosión los ha dejado al descubierto, como ha ocurrido a lo largo del río Tinto y al norte de Paterna del Campo (valle sin río).

Unas pequeñas manchas de Plioceno continental, de facies semejantes, se encuentran también alrededor de Sanlúcar de Barrameda, así como entre Santi Petri y Conil a lo largo de la costa.

Sobre el terreno, se presenta muy a menudo como amplias extensiones de color rojo, cubiertas de pinos y eucaliptus, que dominan el paisaje.

La facies es típicamente continental, sin fauna, y presenta alternancias rápidas de arenas más o menos gruesas, de gravas y de conglomerados y de bancos arcillosos, a menudo verdes.

El conjunto tiene un color predominante rojo-naranja.

La granulometría es variable, pero de tamaño generalmente más grande que el de las arenas sahelienses. Los análisis efectuados dan una media del 70 por 100 de los granos comprendidos entre 0,3 y 0,9 mm.

Parece existir una clasificación mecánica de los granos en su deposición, correspondiendo a una granulometría que va decreciendo desde la Meseta hacia el borde del mar o de las Marismas. En la zona de Mazagón, por ejemplo, al borde del mar, los análisis de granulometría dan un 75 por 100 de los granos comprendidos entre 0,2 y 0,5 mm.

El espesor del Plioceno continental de Huelva y de Almonte suele ser pequeño, del orden de 10-30 m. Salvo al sur, cerca del contacto con las Marismas del Guadalquivir, en la región de El Rocío, donde puede alcanzar valores comprendidos entre 100 y 200 m.

Esta formación no existe bajo las Marismas, puesto que en el momento de su depósito seguía un régimen marino en ellas.

Su edad es posterior al Saheliense, sobre el cual suele apoyarse, así como al Plioceno marino de la región de Cádiz, al cual recubre también; por otra parte, las terrazas del Cuaternario antiguo se encajan dentro de dicha formación, fenómeno muy visible en la región de Niebla.

Por lo tanto, se le puede atribuir la edad Plio-Villafranquien-se como más probable.

En el Alto Guadalquivir existen también depósitos continentales del Plioceno, de potencia mayor y granulometría más alta, cosa lógica tratándose del curso alto del río Guadalquivir.

2.5 EL CUATERNARIO

Durante el Cuaternario se han depositado terrazas fluviales continentales a lo largo de los ríos y arroyos, terrazas marinas y dunas en el litoral, capas de tipo fluvio-marino en las zonas actuales de las Marismas.

Las terrazas continentales

Se han distinguido tres niveles principales, llamados Cuaternario antiguo, medio y reciente, que se individualizan fácilmente, tanto por sus facies como por su posición relativa.

Estos tres niveles están normalmente encajados, y la diferencia de cota entre ellos va decreciendo desde los cursos altos hacia los bajos, hasta el punto de confundirse a la entrada de las Marismas, zona donde las terrazas pasan de encajadas a superpuestas.

Cuaternario antiguo

Se encuentra por todas partes, pero su extensión más amplia se observa entre Sevilla y Córdoba, donde forma un nivel muy constante. Este nivel baja hacia el río Guadalquivir, es decir, hacia el norte, con una pendiente suave del 15 por 100, y muchas veces se encuentra erosionado por los arroyos más recientes hasta hacer aparecer las margas tortonienses subyacentes.

Este Cuaternario antiguo está constituido por limos y arcillas con niveles irregulares de cantos rodados y gravas, asociados a costras calcáreas blancas de pequeño espesor cerca de los afloramientos de las calizas jurásicas de la zona Subbética, como se puede ver cerca de Estepa y Osuna.

Los colores superficiales, muy vivos (rojo-naranja), así como las costras calcáreas, son los elementos más característicos de las facies del Cuaternario antiguo.

El espesor medio de este Cuaternario es del orden de 10 metros y no parece sobrepasar 20 m.

El Cuaternario medio

Esta terraza, que suele ser llana, poco erosionada y casi horizontal, puede observarse a lo largo de la mayor parte de la red fluvial, a una cota sobre el nivel de los ríos comprendida entre 5 y 50 m., bajando según el sentido del río.

Este nivel está caracterizado por una rubefacción típica bastante intensa, aunque no tanto como la del antiguo, y por una cementación de sus elementos. Sin embargo, no se observan nunca costras calcáreas, como en el antiguo.

El corte más corriente corresponde a unos limos superiores, que descansan sobre niveles de areniscas, de arenas o de conglomerados.

La potencia media de esta terraza es de 15 m., pero puede variar entre 5 y 25 m.

El Cuaternario reciente

Corresponde a la terraza actual muy llana e indudable que existe por todas partes.

En este tipo de Cuaternario no se observan rubefacciones, cementaciones ni costras calcáreas, lo que permite distinguirlo de los anteriores, sobre todo si se considera su cota sobre el nivel del río, nunca superior a 10 m.

Está normalmente constituido por una capa superior de li-

mos más o menos arcillosos y por una capa inferior de cantos rodados y gravas más o menos arenosas.

La potencia de esta terraza es variable y está comprendida entre 5 y 30 m. La potencia crece hacia las desembocaduras.

Las terrazas marinas

Terrazas marinas se han observado a lo largo de la costa entre Sanlúcar de Barrameda y Puerto de Santa María y representan una banda costera de 3 a 4 Km. de anchura.

Según las cotas, se pueden distinguir tres niveles, que se han llamado antiguo, medio y reciente, pero hay que señalar que no se ha podido comprobar si existe una correspondencia de edad exacta entre el Cuaternario marino y el continental.

El Cuaternario antiguo o nivel superior.—Situado a unos 20 metros sobre el nivel del mar, está caracterizado por arenas amarillas, areniscas y lumachelas asociadas a gravas en forma de conglomerado muy duro.

Su espesor, según datos geofísicos, suele ser del orden de 10 m.

El Cuaternario medio o nivel medio.—Se encuentra a una cota de 5 a 10 m. sobre el nivel del mar. Está formado por areniscas calcáreas y fosilíferas, con niveles de gravas y cantos rodados, recubiertos por unos 5 m. de arenas sueltas rojas y amarillas, correspondientes probablemente a dunas fósiles.

El espesor medio, según los datos geofísicos y de sondeos mecánicos, es del orden de 25 m.

El Cuaternario reciente o nivel inferior.—Corresponde a las playas actuales, con sus dunas vivas, en el que se puede incluir una superficie de areniscas fosilíferas, que deja el mar al descubierto durante las mareas bajas.

Los cordones litorales

Desde Ayamonte hasta Conil, un cordón litoral de dunas vivas actuales, cuya altura llega a 100 m. sobre el nivel del mar,

en la zona de Asperillo, bordea la costa paralelamente a las playas.

Tierra adentro se encuentra un cordón litoral fósil, de dirección paralela al actual, que se extiende desde Mazagón hasta Sanlúcar de Barrameda, formando una marga arenosa que separa la marisma del océano Atlántico. La altura media de estas dunas fósiles es del orden de 30 m. y su espesor puede alcanzar 60 m., como se ha comprobado en el sondeo BG-9. Se han incluido estas dunas en el Cuaternario medio, siendo posible que en parte pertenezcan al Cuaternario antiguo.

El Cuaternario fluvio-marino de Marismas

Bajo la marisma actual del Guadalquivir se encuentran alternancias de capas fluviales a base de cantos rodados, gravas y arenas y de capas marinas a base de arcilla gris, verdes o azules, que contienen fósiles característicos de mares poco profundos y salados (*Nessa reticulata*, *Ostrea cristata*, *Serobicularia plana*).

Dos capas de cantos rodados y gravas se individualizan. Una primera, que se encuentra entre 50 y 100 m. de profundidad, y que tiene un espesor variable de 5 a 30 m. Una segunda, que constituye la base del Cuaternario fluvio-marino, situada a una profundidad comprendida entre 100 y 150 m. y que tienen un espesor de 10 a 30 m.

El conjunto de estas capas tiene una potencia variable, pero normalmente importante, del orden de 150 m.

La capa de aluviones más profunda, que se apoya directamente sobre las facies sahelienses, debe corresponder a un período de gran pluviometría durante el Cuaternario antiguo, y la capa de aluviones superiores, entonces, debe corresponder a un período análogo del Cuaternario medio, mientras que el Cuaternario reciente está representado por unos metros superficiales de limos arenosos y arcillas.

No se tienen datos semejantes en la Marisma del Guadal-

quivir por falta de sondeos de reconocimiento, pero se puede suponer que existen capas similares.

2.6 PETROLOGIA DE LAS ROCAS ENDOGENAS

Diabasas

Textura ofítica, con cristales grandes, que demuestra la lentitud relativa del enfriamiento. Posee como minerales esenciales plagioclasas y piroxenos, y como accesorios, clorita intersticial, serpentina, cuarzo, ortosa, apatito y opacos.

Por medición de los ejes ópticos se determinó que el piroxeno es pigeonita. Las plagioclasas se determinaron igualmente, dando aproximadamente un 47 por 100 de anortita, por lo que el feldespato se podría clasificar como bytownita. Las cantidades de serpentina son pequeñas y se deben a la transformación del olivino. La presencia de cuarzo y ortosa y el intercrecimiento mutuo, aunque en pequeña cantidad, muestra un cierto grado de acidez dentro del magma. La clorita se encuentra rellenando huecos entre los cristales de plagioclasas.

Basaltos

La matriz está formada por pequeños cristales de piroxeno, plagioclasas y un mineral de hierro opaco. Para los piroxenos, las mediciones de ejes ópticos dieron como resultado la existencia de augita, y para las plagioclasas se determinó bytownita, pues los tantos por ciento de anortita variaron entre 76, 78 y 80.

Existe una serie de huecos, más o menos redondeados, rellenas de ceolitas, pues su bajo índice de refracción, menor que el bálsamo, su extinción y birrefringencia, así como su mineral típico de relleno de las oquedades de los basaltos, parece indicarlo.

Tobas vítreas

Presentan un cemento de carbonatos en el que se hallan

incluidos cristales de vidrio volcánico, y la roca está lo suficientemente consolidada para considerarla como toba.

El origen volcánico lo dan los cristales, color verde oliva, procedentes de un magma básico, probablemente gabroide. Su deposición fue marina, ya que así lo indica la presencia de oolitos calizos dentro del cemento carbonatado. Los carbonatos han podido ser precipitados química o bioquímicamente. Los vidrios, de forma alargada, se depositaron lentamente, presentando marcada estratificación u ordenación; existe hierro que da cierta coloración rojiza.

El vidrio está alterado, en parte, a mineral de menor índice que él, con extinción en abanico, pero su índice de refracción es mayor que el del bálsamo, por lo que no debe ser ceolita; más posiblemente sea algo serpentínico o bien clorítico.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

El área correspondiente a esta Memoria no ha sido objeto de estudios tectónicos detallados. Por ello, una parte de las conclusiones que se enuncian en este apartado son, en realidad, extrapolaciones obtenidas de los modernos estudios realizados más al E y SE, especialmente los de CHAUVE (1968, etc.), y en parte basadas en algunas observaciones de los autores. Por plausibles que puedan parecer ahora, no deben dejar de exponerse las pertinentes reservas.

Desde el punto de vista tectónico, en dicha área se deben distinguir dos grandes conjuntos:

- La zona Subbética.
- Los terrenos postorogénicos.

3.2 ZONA SUBBETICA

3.2.1 Generalidades

La zona Subbética está constituida a su vez por masas de materiales alóctonos. Además de las observaciones de superfi-

cie, que pueden —incluso en este área poco favorecida por el relieve y las condiciones de los afloramientos— proporcionar poderosos argumentos para tal aserción, existen otros de importancia fundamental. En primer lugar, la continuidad de las estructuras hacia el E, donde el carácter alóctono de los materiales subbéticos se fundamenta en pruebas irrefutables (ventanas tectónicas, etc.). En segundo lugar, los datos proporcionados por los sondeos y por las prospecciones geofísicas, que indican que el zócalo se encuentra en esta región a profundidades del orden de 3.000 a 5.000 m. (PERCONIG, 1960-1962), y no puede concebirse la existencia de una cobertera autóctona que alcance ya tal potencia con terrenos anteriores a los del Trías que afloran en la región. Por último, sólo la interpretación aloctonista puede explicar satisfactoriamente la distribución de facies de los terrenos de la zona Subbética y dar base a una reconstrucción coherente de la evolución paleogeográfica.

El carácter alóctono de los materiales de la zona Subbética puede ser considerado tan seguro en este área como en el resto de la zona. Igualmente, que la traslación de los materiales se ha hecho en conjunto, de SSE a NNO. Ahora bien, quedan otros puntos de la Tectónica que plantean cuestiones no suficientemente resueltas. Por su mayor importancia deben citarse especialmente tres: la distinción y delimitación de unidades de segundo orden en el conjunto subbético que aflora en el área objeto de esta Memoria, la cronología de los accidentes y los aspectos cinemáticos y dinámicos correspondientes.

3.2.2 Unidades o elementos de segundo orden

En cuanto a la subdivisión del conjunto subbético, parece plausible la distinción de tres elementos estructurales que afloran extensión muy desigual:

- (I) El caracterizado por la presencia del Jurásico y Cretáceo Inferior y que en este área parece que está sólo representado en la Sierra de Gíbalbin.

- (II) El caracterizado por la superposición directa del Nummulítico (localmente con algo de Cretáceo Superior en la base) al Trías y que ocupa grandes extensiones.
- (III) Las masas de moronitas.

En el interior de cada uno de esos elementos se observa una estructura de detalle, con pliegues de diversos órdenes de magnitud, etc., muy complicada en el caso de (II), menos en (III) y más simple en (I). Esta estructura, que por lo demás está apenas estudiada, no debe hacer perder de vista la más fundamental, que se trata de presentar aquí.

En los afloramientos donde se pueden observar en condiciones satisfactorias los contactos entre los elementos I, II y III aparecen como superficies de contacto anormal, más o menos paralelas, a grandes rasgos, a la estratificación de la unidad suprayacente. Con respecto a la unidad infrayacente, las observaciones, todavía escasas, parecen indicar una diferencia: en el caso de que dicha unidad infrayacente sea la primera de las enumeradas (la que contiene Jurásico), la superficie de contacto anormal es netamente oblicua, por lo general, y corta niveles diversos de la serie estratigráfica más modernos que el de la base de unidad suprayacente; en el caso de que se trate de la unidad segunda, aunque en detalle la oblicuidad es la regla general, a grandes rasgos parece observarse que no varían mucho los horizontes estratigráficos, y en todo caso no se observa superposición de niveles más antiguos sobre otros más modernos, según el contacto.

Así, pues, la relación entre el elemento II y el I parece ser la de un manto de corrimiento; el Trías de la unidad II entra en contacto indistintamente con diversos términos más modernos de la serie estratigráfica de la unidad I.

En cambio, en el caso del elemento III parece tratarse simplemente de un conjunto despegado, que puede muy bien haber estado normalmente unido al II.

Los hechos de observación son todavía —como se ha indicado— insuficientes. Pero, por lo menos a título de hipótesis de

trabajo, puede en principio ser considerada la interpretación de la tectónica de la zona Subbética de este área, según la cual hay que distinguir fundamentalmente dos mantos de corrimiento:

- El inferior, cuyo substrato es desconocido, está formado esencialmente por materiales mesozoicos, a los que parecen seguir (ladera NO de la Sierra de Gíbalbin) algunos términos del Nummulítico, aunque con relaciones poco claras.
- El superior, constituido por Trías en su base, seguido de Nummulítico (quizá con Cretáceo Superior entre ambos localmente, pero las condiciones de observación son deficientes para verificar el tipo de relaciones existentes entre ese Cretáceo y los terrenos vecinos).

Las moronitas —y eso ya CHAUVE (1968) lo sugiere para el área que él estudió, situada al S de la que es objeto de esta Memoria— pueden representar la continuación de la serie estratigráfica del manto más alto, despegada con respecto a su substrato nummulítico y corrida respecto a éste con cierta autonomía.

Ahora bien, en aras a la objetividad y a una más completa información, se debe indicar que CHAUVE (1968, etc.), si bien distingue implícitamente los elementos I, II y III en el área de su trabajo, propone una interpretación muy diferente para las relaciones II/I.

Para este autor, los elementos I están superpuestos a los de un acepillamiento basal («rabotage basal») en todos estos casos. Pero son precisamente las dificultades mecánicas de un dispositivo, como el de ese supuesto acepillamiento, las que han conducido al autor a la interpretación propuesta.

3.2.3 Algunas cuestiones cinemáticas y dinámicas

Aun cuando los conocimientos sobre la geología básica del área objeto de esta Memoria son deficientes, permiten avanzar algunas ideas sobre estas cuestiones.

En primer lugar aparece bien claro que la traslación de los materiales II sobre I no puede explicarse más que como un corrimiento gravitativo. Como se recuerda, dichos materiales son sumamente incompetentes y forman un manto cuya potencia es pequeña, del orden de los centenares de metros, o rebasando un poco 1 Km. Lo mismo cabe decir respecto al corrimiento de despegue invocado para el contacto de las moronitas (III) sobre el elemento II.

En cambio, los datos disponibles no permiten conclusiones sobre el mecanismo de la traslación de los elementos I sobre su desconocido substrato.

Otro aspecto que hay que resaltar es que, si bien la estructuración interna de los materiales III y, sobre todo, II es complicada, incluso puede parecer caótica en diversos puntos, se mantiene una cierta coherencia lateral. En general no se ha llegado a un grado de dislacuación y mezcla de terrenos de edades diferentes, como ocurre más al N, en el «Manto de Carmona», de PERCONIG (1960-1962), que tiene ya un verdadero carácter de olistostroma en todas partes.

Por lo demás, las características referidas también sugieren que el movimiento de traslación debió ser relativamente rápido. De otro modo sería difícil de explicar la continuidad lateral que en conjunto —no a la escala del estrato, en el caso del Trías— mantienen los materiales de esos mantos, puesto que los efectos de la erosión habrían tenido ya que haberse dejado sentir por el camino si la traslación fue subaérea (o submarina en parte), o bien el depósito de materiales delante del frente habría frenado fácilmente el avance.

En cuanto a análisis estructural de las deformaciones sucesivas sufridas por los materiales subbéticos, y las consiguientes conclusiones sobre estructuras superpuestas en el tiempo, los datos disponibles son totalmente insuficientes.

3.3 TECTONICA RECIENTE

No hay inconveniente en reunir bajo un mismo epígrafe los

datos y resultados relativos a las deformaciones de edad Miocena Superior, Pliocena y Cuaternaria. En primer lugar, por una razón metodológica, al tener que estudiar a esos efectos, sobre todo los terrenos postorogénicos, que son los que pueden haber registrado esas deformaciones en mejores condiciones de observación y de interpretación. En segundo lugar, porque, en definitiva, se trata de deformaciones del mismo tipo.

Los efectos de esta tectónica reciente en el área estudiada se han traducido en pliegues muy amplios y suaves. La subsidencia es especialmente importante en la región de las Marismas del Guadalquivir, cuya topografía, y las características de su relleno sedimentario, indican la individualización de una amplia cuenca sinclinal, cuya subsidencia debe continuar aún hoy. También se registra subsidencia en el litoral de la bahía de Cádiz y en el bajo Guadalete, como ya indican GABALA (1959) y MABESOONE (1963 a, 1963 b).

4 HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos de la zona subbética aflorantes en el área que ocupa la Hoja núms. 80-81, debido al carácter alóctono, pueden suministrar una información geológico-histórica sobre un ámbito más amplio, para ciertas épocas. Por otra parte, no tendría gran interés el considerar sólo el área estricta mencionada. Es preferible evocar brevemente los grandes rasgos de la evolución paleogeográfica de las Cordilleras Béticas, en la que toca más concretamente a los materiales que afloran en el ángulo SE de la Hoja objeto de esta Memoria.

Los materiales mesozoicos que afloran en el área en cuestión provienen de otra situada más al SE, a distancia imposible de evaluar con exactitud, pero que sería por lo menos de algunas decenas de kilómetros. Se trataba del dominio Subbético, en el cual, después de una sedimentación de plataforma, continental en parte del Triás, marina de aguas someras en el resto del tiempo hasta el Lías Medio o Superior, se establece una fuer-

te subsidencia deferencial y se adquieren características de geosinclinal. Así, en el Lías Superior, en el resto del Jurásico y en el Cretáceo Inferior de la zona Subbética, se encuentran series sedimentarias que presentan las típicas facies pelágicas de los geosinclinales alpinos.

La historia geológica se hace más oscura, a pesar de ser menos antigua, a partir del Cretáceo Inferior.

En todo caso, sea por efecto de movimientos orogénicos, sea por los de la halocinesis, incluido diapirismo s. str. de los materiales triásicos (que verosímilmente comenzaría en épocas anteriores en el dominio Subbético), sea por ambas causas, el hecho es que la sedimentación parece interrumpirse, en varios sectores, en el Cretáceo Medio, y al reanudarse en el Cretáceo Superior puede tener ya un carácter transgresivo.

Más claro es este carácter para el Nummulítico en numerosas localidades. Si en el área que aquí interesa ocurrieron en el Cretáceo, antes del Senonense, procesos de corrimiento (¿elemento II sobre I, en parte?) o no, es cuestión imposible de dilucidar por el momento.

En el Cretáceo Superior domina aún una sedimentación de tipo pelágico, no necesariamente de aguas profundas («capas rojas»), y al final del período, y sobre todo ya, cada vez más, en el Nummulítico, van apareciendo aportes detríticos que llegan a comunicar a la sedimentación un carácter de Flysch en diversos episodios y localidades.

Como ocurriría para el caso de los posibles movimientos intracretáceos, los datos disponibles en el área objeto de la Memoria no permiten conclusiones seguras acerca de la probable repercusión en la misma de los movimientos de edad eocena y oligocena, conocidos en otras partes del ámbito subbético.

En el Mioceno Inferior (Aquitano-Burdigaliense), y posiblemente ya desde los últimos tiempos del Oligoceno, se desarrolla —seguramente sobre una parte de los elementos subbéticos— la sedimentación de las moronitas, propio de mar poco profundo, rico en plancton, y en el que se vertían también aportes detríticos finos.

Posteriormente se desarrolla la última etapa de la tectónica de mantos de corrimiento —la única que en el área objeto de la presente Memoria puede ser bien datada—, pero que no es quizá la más importante, y la región adquiere ya rasgos definitivos en cuanto a la estructura en mantos. Esta etapa, en el área situada inmediatamente al S, ocurre después de un Burdigaliense más o menos alto —todavía implicado en la estructura— y antes del Mioceno terminal, según CHAUVE (1968). Los datos disponibles para el área objeto de esta Memoria parecen, hasta ahora, compatibles con la extrapolación a ella de estas conclusiones. De esta manera, los materiales subbéticos, que en principio ocupaban áreas situadas mucho más al S, mediante el concurso de esta última traslación —y la probable de otras más antiguas que falta reconocer debidamente—, han venido a situarse en el área que actualmente ocupan. Y en ella se colocan otros que se habían depositado más cerca y, en definitiva, sobre el zócalo continuación del de la Meseta y su cobertera autóctona, cuyos últimos términos son de edad Miocena.

Hacia los últimos tiempos del Mioceno Superior el área objeto de estudio se encuentra, si no toda, en gran parte sumergida bajo un mar de aguas someras, que se extiende ampliamente por los dominios de la actual Depresión del Guadalquivir y de las Cordilleras Béticas y del que emergen numerosas islas y archipiélagos. En el fondo de este mar se depositan las margas y calizas ricas en aportes detríticos procedentes de la erosión de los relieves montañosos, todavía poco importantes, de dichas Cordilleras.

Hacia el final del Mioceno o principios del Plioceno ocurre una regresión bastante general, después de la cual, ya en pleno Plioceno, el mar transgrede de nuevo, pero penetra mucho menos hacia el interior de las Cordilleras Béticas y las líneas de costas se van acercando al trazado actual. En cierto modo, el área objeto de esta Memoria constituye una excepción, ya que en ella las variaciones de la línea de costa han sido más importantes y han continuado incluso hasta los tiempos históricos

(GABALA, 1959; MABESOONE, 1963 a, 1963 b), en relación con la subsidencia diferencial.

5 BIBLIOGRAFIA

- COLOM, G. (1952).—«Aquitanian-Burdigalian deposits of the North Betic straits, Spain». *Journ. Pal.*, t. XXVI.
- CARBONELL, J. (1933).—«Anotaciones sobre un plano geológico minero de la provincia de Huelva». *Cat. Des. Cri. Min.*, t. I-2.
- CHAUVE, P. (1960).—«Etude de quelques affleurements jurassiques de la region d'Alcalá de los Gazules (prov. de Cádiz. Espagne)». *Bull. S. G. F.*, 7.^a serie, t. II, núm. 3.
- (1962).—«La unidad de Paterna en el N. de la provincia de Cádiz». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 67.
- (1968).—«Etude géologique du nord de la province de Cádiz». *Mem. del Inst. Geol. y Min.*, t. LXIX.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969).—«Orogenic evolution of the Betic Zone (staring lecture)». *Geol. Mijn.*, núm. 3.
- GABALA, J. (1916).—«Regiones petrolíferas de Andalucía». *Bol. del Inst. Geol. y Min. de España*, t. XXXVII.
- (1924).—«Mapa geológico de la provincia de Cádiz». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- (1952).—«Memoria descriptiva de la Hoja núm. 1.033, Palacio Doñana (Huelva-Sevilla)». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 26.
- (1936).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 1.017, El Asperillo (Huelva), y Memoria explicativa». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- (1949).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 1.018, El Rocío (Huelva), y Memoria explicativa». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- (1952).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 1.047, Sanlúcar de Barrameda (Cádiz), y Memoria explicativa». *Inst. Geol. y Min. de España*.

- (1953).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 1.034, Lebrija (Sevilla), y Memoria explicativa». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- (1954).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 1.048, Jerez de la Frontera (Cádiz), y Memoria explicativa». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- GABALA LABORDE, J.; MILANS DEL BOSCH, J., y RUBIO, E. (1933).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 1.002, Dos Hermanas (Sevilla), y Memoria explicativa». *Inst. Geol. y Min. de España*.
- HOEPPENER, R., y HOPPE, P. (1964).—«Über den westlichen abschnitt der betischen kordillere». *Geol. Runds.* B-53, H. 1.
- MABESOONE, J. M. (1963 a).—«Les sédiments pré-quaternaires et Villafranchiens du bassin fluvial de la Guadalete (prov. de Cádiz)». *Est. Geol.*, vol. XIX.
- (1963 b).—«Observations on sedimentology and geomorphology of the Guadalete drainage area (Cádiz, Spain)». *Geol. en Mijnb.*, t. 42.
- MACAU, F., y CAMPOS, V. (1962).—«El canal del Guadalquivir, en el Keuper Yesífero de Jerez de la Frontera». *Pub. Ser. Geol. de Obras Publ.*, núm. 2.
- PERCONIG, E. (1960-1962).—«Sur la constitution geologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne-Méridionale)». *Mem. h. s. Soc. Geol. France. Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot*, t. I.
- PROYECTO DEL GUADALQUIVIR (1970).—F. A. O. *Inst. Geol. y Min. de España* (inédito).
- ROBAUX, A. (1938).—«Les marnes blanches aquitaniennes de Sanlúcar de Barrameda (prov. de Cádiz)». *Bull. Soc. Geol. France*, t. (5), VIII.
- VIGUIER, C. (1969).—«Precisiones acerca del Neógeno en Dos Hermanas (Sevilla)». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, t. 80-81.