



IGME

1.020

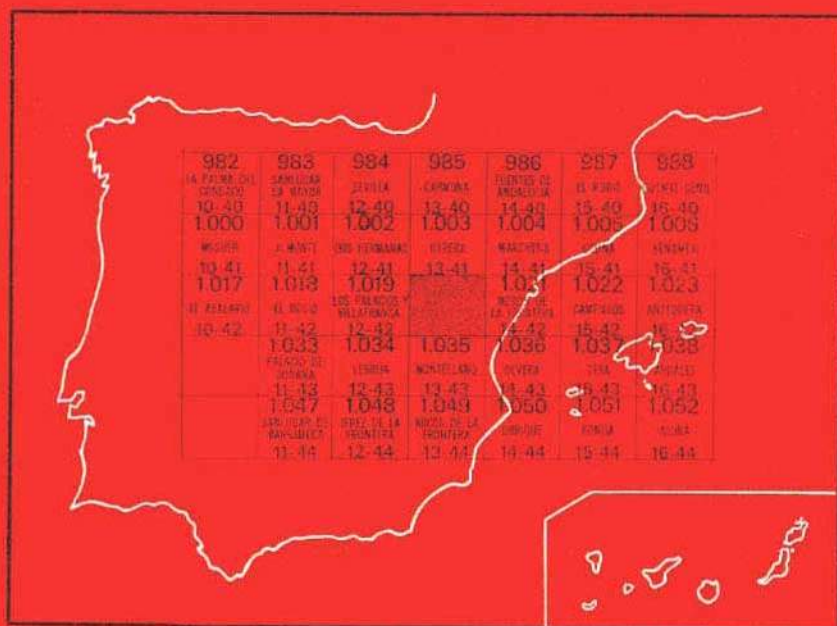
13-42

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

EL CORONIL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

EL CORONIL

Segunda serie - Primera edición

**CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INYPSA con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En Cartografía y redacción de Memoria: P. P. Hernáiz Huerta y A. García de Domingo.

En Cuaternario: P. Cabra Gil.

En Tectónica y Neotectónica: F. Moreno Serrano.

En Sedimentología: J. González Lastra, A. Maymó Asses y J. C. García Ramos.

En Micropaleontología: L. Granados Granados.

Nannoplancton: P Aguilar.

En Sedimentología: J. González Lastra, M. Valenzuela y C. Suárez de Centi.

Asesoría Técnica: J. Baena Pérez.

Supervisor del IGME: A. Pérez González.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 892 - 1988

NIPO 232 - 87 - 007 - 3

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

1 INTRODUCCION

1.1 SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja núm. 1.020 (13-42) denominada El Coronil, se sitúa al sur de la provincia de Sevilla, muy próxima del límite con la provincia de Cádiz.

Morfológica y geográficamente se pueden distinguir tres zonas:

- Una banda Norte-Sur de no menos de tres kilómetros de ancho, paralela al límite occidental de la Hoja, que pertenece a la actual depresión del Valle del Guadalquivir. De relieve llano y con altitudes no superiores a los 30 metros, esta banda está ocupada por materiales cuaternarios.
- Un pequeño sector que coincide con la esquina suroccidental de la Hoja y está limitado al noroeste por el Arroyo Salado, dentro del cual las altitudes suelen ser superiores a los 200 metros como en el caso de la Sierra de Montellano que alcanza los 500 metros. En este sector se encuentran la casi totalidad de los materiales jurásicos y cretácico-eocenos que afloran en la Hoja, además de gran parte del Triásico.
- Todo el resto de la Hoja tiene un característico relieve alomado con altitudes que oscilan entre los 30 y 200 metros. Este sector central está ocupado casi exclusivamente por depósitos del Mioceno Superior y Plioceno, salvo algunas áreas donde también aflora el Triásico.

1.2 MARCO GEOLOGICO REGIONAL

Esta Hoja se encuadra, desde el punto de vista geológico-estructural, en el sector más occidental de las Cordilleras Béticas.

Dentro de este sector se puede decir que ocupa las áreas más externas de la Zona Subbética y está limitada al Oeste por la depresión del Valle del Guadalquivir.

1.3 ANTECEDENTES

El estudio de esta región, comienza con los trabajos de GAVALA y LABORDE durante los años 1918 a 1924, en los que realizan numerosos estudios geológicos y el «Mapa Geológico de la Provincia de Cádiz» a escala 1:100.000.

Posteriormente y en zonas próximas a ésta, cabe citar los trabajos de BLUMENTHAL (1934), ALASTRUE y PRIETO (1948) al Norte, y CHAUVE (1968) al Sur, que estudian fundamentalmente las relaciones estructurales y estratigráficas del Dominio Subbético.

Entre los trabajos recientes cabe destacar los de PERCONIG (1960-1973) y VIGUIER (1974) que estudian el Neógeno de esta zona, así como los de BENKHELIL (1976) y BOURGOIS (1978) que estudian la Neotectónica y Tectónica en general de las Béticas occidentales.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 SUBBETICO

2.1.1 TRIASICO

2.1.1.1 Arcillas y yesos (1), calizas y dolomías (2) y ofitas (3). (Triásico Superior)

El Triásico aflora ampliamente en la presente Hoja, principalmente en su mitad meridional. Presenta una facies del tipo «germano-andaluz» y está constituido principalmente por arcillas versicolores y yesos (1), con abundantes cuarzos bipiramidales y pequeños nódulos de azufre. Es importante destacar el comportamiento halocinético de este conjunto, que ha producido una mezcla caótica de los elementos litológicos que lo componen.

Heterogéneamente dispuestos entre la masa arcillosa-yesífera, se han observado afloramientos aislados de calizas y dolomías (2) (microesparitas) muy recristalizadas, de color gris y aspecto brechoide, que presentan abundantes laminaciones de algas y restos de *Fronócularia*, Radiolarios y Equínidos.

Sin llegar a tener entidad cartográfica se han encontrado retazos de niveles de areniscas micáceas de grano fino, color amarillo y excepcionalmente rojo.

Asimismo existen algunas intrusiones de rocas eruptivas básicas, ofitas (3), compuestas esencialmente por plagioclasas cálcicas y piroxenos rosados no pleocroicos de tipo augita.

2.1.1.2 Carniolas y calizas (4) (Triásico Superior)

Afloran mezcladas entre las arcillas y yesos de la unidad anterior, aunque rara vez llegan a tener entidad cartográfica. Se trata de carniolas (dolomicritas) y calizas microcristalinas (microesparita). Estas últimas laminadas y con intraclastos, observándose fracturas por desecación y porosidad móldica de yesos.

El espesor de las calizas tableadas en esta Hoja no supera los 10 m., y el de las carniolas, aunque difícil de estimar, también es escaso.

Los restos micropaleontológicos son banales y por facies se le asigna a esta unidad una edad de Triásico Superior o Infralías.

2.1.2 JURASICO

2.1.2.1 Calcarenitas y calizas (5) (Jurásico indiferenciado)

Este conjunto aflora al norte de la Hacienda de las Lumberas en forma de bloque aislado y en contacto mecánico sobre los materiales triásicos.

El bloque está constituido en su mayor parte por calcarenitas y calizas oolíticas arenosas (intrabiomicritas), de color oscuro y muy duras, que son interpretadas como sistemas de barreras de alta energía sometidos a oleaje. En el extremo norte del bloque y adosadas a las calcarenitas, aparecen unas calizas margosas completamente diferentes de las anteriores.

La microfauna es escasa y de mala calidad. En las calizas margosas no se ha podido determinar edad, mientras que sólo en una muestra de las calcarenitas y calizas oolíticas se ha reconocido el Portlandiense-Neocomiense.

Sin embargo, a la vista de la diferencia de facies entre esta última litología y las pertenecientes a un Jurásico Superior próximo y bien datado, se ha preferido considerar al bloque como Jurásico indiferenciado. Además, la escasez de afloramientos no permite precisar que no estén representadas en el bloque otras litologías de edades diferentes.

2.1.2.2 Calizas con sílex (6) (Dogger)

Afloran únicamente en la Sierra de Montellano en la esquina suroriental de la Hoja.

Es una potente serie calcárea que en la mencionada Sierra alcanza los 500 metros de espesor. Son calizas (biomicritas) con abundantes nódulos de sílex, dispuestas en bancos de 0,5 a 2 m. de espesor, ricas en filamentos y que han librado abundantes restos de Equínidos, *Cornuspira*, *Globochaetes alpina*, *Calcisphaera*, *Eothrix alpina*, que datan a esta unidad como Dogger.

Se interpreta esta serie como depósitos de plataforma parcialmente restringida.

2.1.2.3 Calizas nodulosas (7) (Malm - Cretácico Inferior)

En continuidad con la unidad anteriormente descrita, se desarrolla una serie de calizas tableadas nodulosas de color gris, estratificadas en bancos de 0,3 a 0,5 metros y con un espesor visible de más de 200 metros.

En general son micritas y biomicritas con porosidad fenestral en algunos casos y que contienen abundantes restos de *Lamelibranchios*, *Gasterópodos*, *Espículas* y *embriones de Ammonites*, además de *Globochaetes alpina*, *Saccocoma*, *Calpionella alpina*, *Tintinopsella carpathica*, *Crassicollaria*, *Protoglobigerina oxfordiana*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Malm y los tramos basales del Cretácico Inferior.

2.1.3 CRETACICO

2.1.3.1 Calizas y margas blancas (8) (Neocomiense - Aptiense Inferior)

Aparece esta litología en forma de dos pequeños retazos, uno en las inmediaciones de la carretera nacional IV [Sevilla-Cádiz], en el borde suroccidental de la Hoja, y el otro, en la ladera oeste de la Sierra de Montellano, en contacto mecánico bajo las series calcáreas del Jurásico anteriormente descritas.

Se trata de un conjunto constituido por una alternancia de calizas y margas blancas algo nodulosas, dispuestas en bancos plano-paralelos de 0,2 m. de espesor. En general las calizas son «mudstone» y «wackestone» con Tintinidos.

Los estudios en lámina delgada han proporcionado restos de Equinidos, Miliólidos, Textuláridos, Calpionellas, *Cornuspira*, *Globochaetes*, *Nannoconus*, Tintinopsellas, *Calpionella alpina*, *C. eliptica*, *Calpeonellitis*, que datan a esta unidad como Neocomiense-Aptiense Inferior.

El ambiente deposicional de estos materiales corresponde al de una plataforma restringida o parcialmente restringida.

2.1.3.2 Margas verdes (9) (Aptiense - Cenomaniense Inferior)

Esta litología aparece exclusivamente cerca del margen oriental de la Hoja, en las inmediaciones de la carretera comarcal Morón-Montellano, a la altura de Hacienda de las Hazas Grandes. Pese a ocupar cartográficamente una extensión apreciable, en realidad los afloramientos son escasos y de

mala calidad, debido a que, en la mayoría de los casos, las margas están alteradas a tonalidades blanquecinas.

Cuando dicha alteración no ocurre, esta unidad se presenta en forma de margas verdes parcialmente recristalizadas y por tanto bastante endurecidas. Han librado la siguiente fauna: Ostrácodos, Radiolarios, *Hedbergella*, *Patellina*, *Schacrina*, Globigerinoides, *Ammodiscus*, *Cibicides*, *Gavallinella* y *Nodosaria*. Estos restos y criterios de índole regional permiten considerar a esta unidad como perteneciente al intervalo Aptiense-Cenomaniense.

Por razones mencionadas anteriormente no se pueden hacer estimaciones acerca del espesor ni del ambiente sedimentario de esta unidad.

2.1.3.3 Margas y margocalizas blancas (10) (Albiense - Cenomaniense)

Aparecen en los mismos puntos y de la misma forma que las calizas y margas blancas del Neocomiense-Aptiense Inferior (8), es decir, en forma de bloques aislados «cortados» por la carretera nacional Sevilla-Cádiz, y cobijados bajo las series jurásicas de la Sierra de Montellano, en contacto mecánico con las mismas y con el Cretácico Inferior.

Es una alternancia de margas blancas y calizas nodulosas grises con pequeños ammonites piritosos y abundante bioturbación, organizadas en bancos de 0,2 a 0,5 metros de espesor. El ambiente deposicional corresponde al de una plataforma restringida.

El contenido micropaleontológico es abundante: *Gaudryina*, *Massonella*, *Gavallinella*, *Hedbergella planispira*, *H. simplex*, *H. delrioensis*, *Ticinella praticinensis*, *T. roberti*, *T. primula*, *T. raynaudii*, *Globigerinoides bentonensis*, *Biticinella breggiensis*, *Ammodiscus cretaceus*, *Marginulina aequivoca*, *Tri-taxia pyramidata*, entre otras. Respecto a la nanoflora, se han encontrado, *Watznavetia barnesae*, *Rotecapsa angustiforata*, *Parhabdolithus achlyestawium* y *Prediscosphaera cretacea*.

Estos restos permiten datar a esta unidad como Albiense-Cenomaniense.

2.1.3.4 Margas y margocalizas, «capas rojas» (11) (Cretácico Superior - Paleoceno)

Las unidades pertenecientes al Subbético que quedan por describir aparecen en el cuadrante suroccidental de la Hoja, bien en forma de bloques aislados, bien en forma de afloramientos con cierta continuidad estratigráfica, que «rodean» las series jurásicas de la Sierra de Montellano.

La primera de ellas (11) está formada por margas y margocalizas (biomicritas) de color rojo salmón y aspecto general noduloso, organizadas en bancos de unos 0,3 m. de espesor. Se las interpreta como depósitos típicos de plataforma. Su espesor aproximado en esta Hoja es de 100 a 200 metros.

Su contenido faunístico es el siguiente: *Globotruncana cretacea*, *G. bulloides*, *G. lapparenti*, *G. obliqua*, *G. arca*, *G. ventriosa*, *G. fornicata*, *G. stuartiformis*, *Heterohelix strata*, *H. globulosa*, entre los foraminíferos, y *Eiffellithus eximius*, *Prediscophaera cretacea*, *Microrhabdulus decoratus*, *Retacapsa crenulata*, etc., entre la nannoflora.

Estos restos indican una edad del Cretácico Superior, aunque por criterios regionales se estima que esta unidad llega hasta el Paleoceno. En realidad, tal como se describe a continuación, esta facies de «capas rojas», en la mayoría de los puntos se prolongaron hasta el Eoceno Medio, en cuyo caso se han considerado como unidad cartográfica diferente.

2.1.3.5 Margas y margocalizas rojas con niveles turbidíticos (12) (Cenomaniense - Luteciense)

Se trata del mismo tipo de facies sedimentarias que las descritas en el apartado anterior, distinguiéndose de aquellas porque en este caso se prolongan hasta el Eoceno Medio.

Litológicamente es una alternancia de margas y margocalizas rojas (biomicritas), dentro de las cuales se observa, hacia la parte superior de la serie, niveles de 0,1 a 0,3 m. de calizas detríticas de origen turbidítico. El ambiente de depósito es típico de plataforma, insinuándose hacia el techo la creación de un surco al que llegaban de vez en cuando depósitos turbidíticos.

El contenido faunístico es muy abundante, reconociéndose desde el Cenomaniense hasta el Eoceno Medio: *Globotruncana lapparenti*, *G. fornicata*, *G. gansseri*, *G. arca*, *G. ventriosa*, *G. stuarti*, *G. conica*, *Heterohelix globulosa*, *H. striata*, *Globorotalia velascoensis*, *G. pusilla*, *G. angulata*, *G. aragonensis*, *G. formosa*, *Globoquadrina venezolana*..., etc., y entre el nannoplancton: *Quadrum trifidum*, *Broinsonia parca*, *Microhabdulus decoratus*, *Micula decusata*, *Watznawevia barnesae*, *Retecapsa crenulata*, *Discoaster barbadiensis*, *Cyclococcolithus formosus*, *Sphenolithus radians*, *Coccolithus eopelagicus*..., etcétera.

Tanto esta unidad como la anterior es normal que aparezcan en contacto mecánico sobre los materiales triásicos, ya que el tramo inmediatamente inferior constituye un nivel de despegue regional en todo el Subbético. Su espesor máximo oscila alrededor de los 300 m.

2.1.4 Terciario

2.1.4.1 Margas y margocalizas blancas con niveles turbidíticos (13) (Paleoceno - Luteciense)

Se sitúan en aparente continuidad estratigráfica con las «capas rojas»

del Cretácico Superior-Paleoceno [11], al noroeste de la Sierra de Montellano. Es necesario señalar que dentro de esta unidad se ha incluido un nivel de margas verdes que se supone debe existir a base de la misma, pero que por falta de afloramientos no se ha podido reconocer en campo.

Es una serie de margas y margo-calizas blancas (biopelmicritas y biointramicritas) con niveles turbidíticos que forman bancos de 0,2 a 0,5 metros de espesor. En esta Hoja la potencia de la serie es de 200 a 500 metros. Su ambiente deposicional es el de un surco dentro de una plataforma.

A esta unidad se le supone una edad comprendida entre el Paleoceno y el Eoceno Medio.

2.2 TERCIARIO

2.2.1 MIOCENO

2.2.1.1 Margas silíceas blancas (14) (Burdigaliense - Messiniense)

Son conocidas con los nombres de «moronitas» o «albarizas» y se distribuyen prácticamente por toda la Hoja. Con tonalidades blanquecinas en superficie y más grisáceas en corte fresco, tienen un aspecto masivo, resultando a veces difícil reconocer la estratificación. Son fundamentalmente margas con pequeños porcentajes de arena fina aunque ocasionalmente aparece algún nivel arenoso. A escala microscópica lo más característico de esta litología es su abundante contenido en Radiolarios y Diatomeas.

PERCONIG (1964) diferenció dos tipos de moronitas en base a criterios micropaleontológicos: moronitas del Burdigaliense-Langhiense o «antiguas», sin presencia de *Orbulina* y moronitas «modernas» del Serravaliense y principalmente Tortoniense-Messiniense, que sí presentan *Orbulinas*.

Litológicamente son idénticas ambos tipos de moronitas y por tanto en cartografía solamente se pueden separar de forma aproximativa mediante un exhaustivo muestreo de las mismas. En la presente Hoja, solamente una muestra (M 9029/9629), recogida al sur del Arroyo Dulce, ha dado una edad Burdigaliense-Langhiense, tanto por foraminíferos como por nannoflora: *Globorotalia obesa*, *G. siakensis*, *G. mayeri*, *G. foshi*, *G. scitula*, *Globigerinoides sicanus*, *G. trilobus*, *Præorbulina glomerata glomerata*, *P. glomerata circularis*, *Globigerina falconensis* y *G. parabulloides* y *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus heteromorphus* y *Helicosphaera*.

El resto de las muestras recogidas en las moronitas arrojan una edad Tortoniense-Messiniense con la presencia de *Orbulina universa*, *Orbulina suturalis*, además de *Globigerina decoraperta*, *G. nepenthes*, *G. apertura*, *Turborotalia acostaensis*, *T. continuosa*, *T. pachyderma*, *Globigerinoides sacculiferus*, *G. ruber*, *Lagenonodosaria scalaris*, entre otras, y *Ciclococcolithus*

macintyreii, *C. leptoporus*, *Discoaster brouweri*, *D. quinqueringus*, *Sphenolithus abies*, *Pantospaera multipora*, *Helicesphaera Kamptneri*, entre otros, a parte de los mencionados más arriba.

El Arroyo Dulce puede ser un límite aproximado entre ambos tipos de moronitas: las «modernas» al Norte y las «antiguas» al Sur. Este límite es continuación del deducido en la Hoja de Montellano.

Respecto al ambiente sedimentario de estos depósitos, atendiendo al tipo microsecuencial cíclico de alternancia de niveles microscópicos de granos de cuarzo con Radiolarios y Diatomeas, y niveles margosos con Globigerinas, se puede suponer que estos materiales se formaron en ambientes de poca energía y con un marcado control climático.

2.2.1.2 Margas y arenas [15] y calcarenitas [16] (Tortonense - Messiniense)

Ambos términos forman un conjunto aflorante en la parte central de la Hoja y en el borde suroccidental de la misma, continuándose este último en la Hoja de Montellano.

Dispuestos según una orientación aproximada NE-SO, los afloramientos son escasos y de mala calidad, quedando prácticamente reducidos a los resaltes a que dan lugar las calcarenitas. El contacto entre este conjunto y las unidades próximas nunca es visible, lo que unido a otros factores más adelante comentados, hace problemática su interpretación estratigráfica.

Las margas y arenas [15], pese a ocupar la mayor extensión cartográfica apenas si salen en superficie y cuando lo hacen presentan diversos aspectos. Lo más normal es que aparezcan como arenas amarillas finas o margas arenosas ocres, aunque también se han observado niveles de escaso espesor de margas verdes y blancas.

Los estudios micropaleontológicos revelan la existencia de resedimentaciones puesto que se han encontrado restos del Cretácico, Eoceno y Oligoceno junto con restos del Mioceno. Ejemplos de esta fauna son *Hedbergellas* y *Globigerinelloides* del Cretácico, *Globorotalia cerroazulensis*, *G. centralis*, *Hastigerina micra*, *Globigerina eocaena*, *G. galavisi*, *G. senni*, *G. linaperta*, *Pseudohastigerina bauvillensis*, *Acarinina pseudodubia*, entre otros, del Eoceno; *Catapsydrax dissimilis*, *Uvigerina gallowayi*, *Turborotalia nana*, del Oligoceno y *Globigerinoides tribolus*, *Uvigerina auberiana*, *Bolivina scalprata* y *Bolivinoïdes miocenicus* del Mioceno, además de radiolas y espículas. La nanoflora encontrada pertenece tanto al Eoceno *Cyclococcolitmina Kini* y *Coccolithus eopelagicus*, como al Eoceno-Mioceno Inferior, *Coccolithus pelagicus* y *Reticulofenestra*.

Las calcarenitas [16] se presentan intercaladas entre las margas y arenas en forma de «bancos» de unos 8 a 10 metros de espesor cada uno de ellos. Su continuidad cartográfica se ve interrumpida por abundantes fracturas, apareciendo a menudo fragmentos desconectados unos de otros. No

obstante también es posible que la continuidad sedimentaria original de estos cuerpos fuera limitada.

En detalle, cada uno de estos bancos está constituido por una alternancia de niveles calcareníticos de 0,5 a 1 metro de espesor y niveles de arenas amarillas (idénticas a las descritas anteriormente). Los niveles calcareníticos presentan granoclasificación positiva y laminación paralela.

Lo más característico de las calcarenitas es que, en la mayoría de los casos, presentan concentraciones de fauna exclusivamente eocena, exclusivamente oligocena o mezcla de ambas. Ejemplos de estas faunas son las siguientes: *Globigerina tripartita*, *G. eocaena*, *G. corpulenta*, *G. soldadoensis*, *G. centralis*, *G. cerroazulensis*, *Globorotalia velascoensis*, *G. gracilis*, *G. formosa*, *Sphaerogypsina*, entre otras, del Eoceno; *Eulepidina tournirei*, *E. dilatata*, *Turborotalia nana* y *Lepidocyclinas*, del Oligoceno. No obstante, en algún caso, las concentraciones han resultado ser de fauna exclusivamente miocena como en el caso de la M 9108 en la que se encontró *Globigerinoides trilobus*, *Turborotalia obesa*, *T. mayeri*, *Globoquadrina dehiscens*, ejemplares que permitieron datarla como Mioceno Medio.

A toda esta fauna hay que añadir, según los casos, restos no clasificables de Equínidos, Briozoos, algas, Textuláridos, radiolarios, moluscos, Nummulites, Gypsínidos, etc.

Los estudios paleontológicos sólo pueden precisar que la fauna más moderna encontrada y bien datada pertenece al Mioceno Medio. Algunos de los restos pudieran pertenecer a edades más altas. Sin embargo, a todo este conjunto le ha sido asignada una edad más alta, Tortoniense-Messiniese, siguiendo los razonamientos que a continuación se exponen.

En primer lugar, si estos depósitos fueran de edad Mioceno Medio, se deberían situar estratigráficamente entre las moronitas «antiguas» del Burdigaliense-Langhiense, y las moronitas «modernas» del Tortoniense-Messiniese, lo que se debería reflejar en la cartografía. Sin embargo, es un hecho de que estas arenas y margas y calcarenitas no separan moronitas de diferente edad, sino que éstas son todas de edad Tortoniense-Messiniese, es decir, moronitas «modernas».

En segundo lugar, si bien los contactos no son visibles, la aparente estructura en sinclinal de esta unidad indica que ésta reposa sobre las moronitas en la zona central de la Hoja.

Y en tercer lugar la similitud de facies entre las arenas amarillas de esta unidad y las margas arenosas (17) y arenas (18) de Mioceno Superior, hace pensar que puedan estar unidas genéticamente. Quizás, las margas azules del Valle del Guadalquivir, ausentes en esta área, estén sustituidas por estos depósitos que estarían restringidos a cuencas aisladas.

La poca precisión de las dataciones paleontológicas y la poca claridad de sus relaciones estratigráficas y estructurales con el resto de las unidades no permiten que la interpretación expuesta sea de absoluta fiabilidad

por lo que esta puede ser susceptible de modificación con la aportación de nuevos datos.

2.2.1.3 Margas arenosas [17] (Tortoniense Superior - Messiniense)

Excluyendo la unidad anteriormente descrita y ante la ausencia de las denominadas «margas azules del Valle del Guadalquivir», estos depósitos son los primeros pertenecientes a la transgresión marina del Tortoniense Superior que se registran en esta Hoja.

Son margas ocreas abigarradas con un contenido variable en arenas, mayor cuanto más próximo está el contacto con las arenas [18] y las biocalcarenitas [19], situadas inmediatamente a techo. En realidad el tránsito entre esta unidad y las arenas mencionadas se ha de entender como un cambio lateral de facies que ocurre en la parte alta de la serie margoarenosa. Su espesor debe oscilar alrededor de los 15 metros.

La fauna es abundante principalmente en los tramos más margosos. Se ha encontrado *Globigerinoides trilobus*, *G. ruber*, *G. obliquus*, *Globorotalia scitula*, *G. ventriosa*, *G. dali*, *G. limbata*, *G. cultrata*, *G. plesiotumida*, *G. miocenica*, *Turborotalia acostaensis*, *T. pachyderma*, *T. obesa*, *T. incomata*, *T. humerosa*, *Globigerina bulloides*, *G. apertura*, *Globigerinita juvenilis*, *Orbulina universa*, etc... Respecto a la nannoflora se ha reconocido *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra* sp., *Helicosphaera kampteri*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Discoaster quinqueramus*.

Estos restos indican una edad del Mioceno Superior (Tortoniense-Messiniense) y no permiten una mayor precisión. Este hecho es común en todos los depósitos del Mioceno Superior e incluso del Plioceno (siempre aparecen las mismas faunas) por lo que las edades asignadas a cada uno de los tramos cartográficos han de considerarse como estimativos puesto que han sido deducidos más por su posición estratigráfica relativa que por datos paleontológicos.

2.2.1.4 Arenas [18] y biocalcarenitas [19] (Messiniense)

Se encuentran principalmente en la parte norte de la Hoja sobre la unidad anteriormente descrita. Son unas arenas de color anaranjado-amarillento, poco o nada cementadas con escaso contenido en finos, aunque ocasionalmente se observan delgados niveles margosos de escasa continuidad.

Incluidos dentro de estas arenas y a veces en contacto directo con las margas arenosas [17] se localizan tramos biocalcareníticos [19] bien cementados con abundante cuarzo y relativamente ricos en Pectínidos, que presentan estratificación cruzada de gran escala en estratos de 10 a 20 cm., y son interpretados como imbricaciones de barras litorales. Las biocalcarenitas

no superan en esta Hoja los 10 m. de espesor y su desarrollo lateral es muy limitado, siendo sustituidas lateralmente por las arenas amarillas. El espesor máximo de estas últimas es de 25 metros aproximadamente.

El contenido faunístico de las arenas y biocalcarenititas es más bien pobre y suele estar mal conservado. Se han determinado *Elphidium crispum*, *Ammonia beccari* y restos mal conservados de Globigerinas y Globigerinoides, así como algunos ejemplares resedimentados del Cretácico, Eoceno y Oligoceno.

Los niveles margosos intercalados en las arenas contienen mayor concentración de microfauna, y mejor conservada: *Globorotalia miocenica*, *G. suteri*, *G. scitula*, *G. merotumida*, *G. cultrata*, *G. plesiotumida*, *G. ventriosa*, *Globigerina bulloides*, *G. falconensis*, *Globigerinoides trilobus*, *G. quadrilobatus*, *G. ruber*, *Lenticulina cultrata*, *Sphaerolaina bulloides*, *Turborotalia acostae*, *T. obesa*, *T. humerosa*, *Turborotalia quinqueloba*, *Globigerinita napa-rimaensis*, además de espículas y radiolarios.

Estos restos datan a estas dos unidades cartográficas como pertenecientes en general al Tortoniense Superior-Messiniense, aunque por su posición stratigráfica, claramente encima de las margas arenosas de la unidad 17, es posible que sean exclusivamente Messinienses.

2.2.1.5 Margas grises (20) (Messiniense Superior - Plioceno)

Son margas con escaso o nulo contenido en arenas, de tono gris verdoso claro en superficie y gris oscuro en corte fresco. Presentan una marcada y característica disyunción concoidea.

Afloran en distintos puntos bajo las arenas (21) o las biocalcarenititas (22) del Plioceno sobre las que se asienta la localidad de El Coronil. Aunque su contacto basal no es visible, el hecho de que cartográficamente aparezcan sobre distintas unidades (arcillas y yesos del Triás (1), Moronitas (14) y arenas del Mioceno Superior (18)), permite suponer a dicho contacto como una discordancia y a estas facies como «extensivas» o transgresivas en sentido amplio, respecto a las mencionadas del Mioceno Superior.

El contenido paleontológico de estas margas es abundantísimo. Ejemplos de la microfauna encontrada es la siguiente: *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Turborotalia acostae*, *T. continuosa*, *T. pachyderma*, *Globorotalia scitula*, *G. merotumida*, *G. ventriosa*, *G. cultrata*, *Globigerina bulloides*, *G. riveroae*, *G. decoraperta*, *G. nepenthes*, *Globoquadrina baroemoensis*, *G. globosa*, *Globigerinoides trilobus*, *G. extremus*, *G. sacculiferus*, *G. bulloides*, *G. ruber*. Y respecto a la nannoflora, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Discoaster challengerii*, *D. bergoerri*, *D. quinqueramus*, *D. brouweri*, *Helicosphaera kampaeri*, *Coccolithus pelagicus*, *Phantosphaera multipora*, *Rhabdosphaera sp.*, *Sphenolithus abies*.

Sin embargo, y pese a su abundancia, esta fauna (que es la misma que la encontrada en las unidades 17, 18 y 19) no sirve para precisar más allá

del Mioceno Superior (Tortonense-Messiniense). Recurriendo nuevamente a la posición estratigráfica, así como a criterios regionales, se puede admitir que estos depósitos pertenecen con seguridad a la parte terminal del Messiniense y que posiblemente sus tramos más altos lleguen hasta el Plioceno Inferior.

2.2.2 PLIOCENO

2.2.2.1 Arenas (21) y biocalcarenitas (22) (Plioceno Inferior-Medio)

La fauna, litología y relación de facies entre sí es prácticamente la misma que la de las unidades 18 y 19 del Mioceno Superior con las que se podrían confundir sino fuera porque ocupan lugares claramente diferentes en la columna estratigráfica.

Afloran principalmente en la mitad oriental de la Hoja formando un relieve en forma de «mesa» sobre el que se asienta la localidad de El Coronil. También aparecen retazos aislados en el cuadrante suroccidental.

Las arenas (21) son ocasionalmente margosas, y de un típico tono amarillento. Contienen abundante macrofauna [en mayor proporción que las arenas del Mioceno Superior (18)], principalmente Pectínidos y espectaculares acumulaciones de Ostreidos. No es posible observar en ellos ningún tipo de estratificación.

Las biocalcarenitas (22) se encuentran incluidas dentro de las arenas o en contacto directo con las margas grises (20). Están formadas por sets de 10 a 30 cm. de espesor que presentan estratificación cruzada a gran escala. Su continuidad es notable, mucho mayor que la de las pequeñas barras biocalcareníticas (19) del Mioceno Superior. Asimismo presentan abundante macrofauna.

Estas arenas y biocalcarenitas también se interpretan como un sistema litoral representando las biocalcarenitas imbricaciones de barras de alta energía. Todo el conjunto es claramente extensivo o transgresivo en sentido amplio respecto a las margas grises (20), apoyándose indistintamente sobre diferentes unidades cartográficas. Su contacto basal se interpreta por lo tanto como una discordancia.

La fauna encontrada es la siguiente: En las arenas, concretamente en sus niveles más margosos, *Globigerinoides trilobus*, *G. sacculiferus*, *Globorotalia miocenica*, *G. merotumida*, *G. limbata*, *G. pseudomiocenica*, *G. scitula*, *G. ventriosa*, *Spheroidinella subdehiscens*, *Turborotalia acostaensis*, *T. humerosa*, *T. pachyderma*, *Orbulina suturalis*, *Globigerina bulloides*, *G. riveroae*, *G. apertura*, *G. nepenthes*, *Elphidium crispum*, *Lenticulina cultrata*, *Ammonia beccarii*, *Eponides umbonatus*, *Nonion boveanum*, *Rotalia inflata*, *Lancriauricululus*. En las biocalcarenitas, además de algunos de los ejemplares ya mencionados,

Rotalia beccarii, *R. punctato-granosa*, *Globigerinita juvenilis*, además de Lamelibranquios, Textuláridos, Milliólidos y fragmentos de Moluscos y Equinidos.

Respecto a la nannoflora, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus formosus*, *C. macintyreii*, *C. leptoporus*, *Reticulofenestra*, *Pontosphaera multispora*, *Heilicosphaera kamptneri*, *Sphenolithus abies*, *S. neoabies*, *Cyclolithella rotula*.

Todo este conjunto de microfósiles, prácticamente idéntico a los encontrados en unidades anteriores, no precisa más edad que la de Mioceno Superior (Tortonense-Messiniense). Únicamente podría considerarse como relativamente significativa la existencia de los nannofósiles *S. abies* y sobre todo *S. neoabies*, cuyo período de existencia no sólo se reduce al Mioceno Superior sino que alcanza al Plioceno.

De cualquier forma, atendiendo nuevamente a criterios estratigráficos y de geología regional, se consideran estos depósitos de edad Plioceno Inferior-Medio. El espesor de todo el conjunto, en las inmediaciones de El Coronil, puede oscilar alrededor de los 60 metros. La biocalcarenita por sí sola no supera los 15 metros.

2.2.2.2 Arcillas margosas (23) (Plioceno Medio)

Aparecen en los alrededores de El Coronil reposando sobre las arenas amarillas de la unidad anterior mediante un contacto aparentemente concordante.

Son unas arcillas margosas verdes, con un contenido variable de arenas y limos. Presentan abundante bioturbación y concentraciones nodulares de carbonatos de color muy blanco, debido estas últimas a posteriores exposiciones subaéreas (fenómenos de calchificación).

Se interpreta este conjunto arcilloso como depósito de estuario y fondo de bahía por lo que su desarrollo es muy local. Con él finaliza la sedimentación marina o de influencia marina en la zona que incluye esta Hoja.

Su contenido faunístico es muy pobre y banal aunque se revela la existencia de resedimentaciones. Los ejemplares encontrados son los siguientes: *Truncorotaloides topilensis*, *Globorotalia (Truncorotalia) sp.*, *Globorotalia sp. (cf. G. rex)*, del Eoceno, *Globigerina sp. (cf. G. Angulisurealis)*, del Oligoceno, *Praeorbulina*, del Mioceno Inferior, además de *Ammodiscus* y fragmentos de Ostrácodos.

A esta unidad se le supone una edad del Plioceno Medio. Su espesor en esta Hoja no debe superar los 20 metros.

2.2.2.3 Caliza con gasterópodos (24) (Plioceno Superior)

Así denominada por su abundante contenido en Gasterópodos bien perceptibles de «visu». Es una biomicrita de Ostrácodos, Gasterópodos y Cará-

ceas con incrustaciones de niveles estromatolíticos de algas cianofíceas principalmente. Se interpreta como perteneciente a un ambiente lacustre somero, dentro del cual a veces se reconocen facies de borde.

Estos depósitos se apoyan sobre distintas unidades aunque en esta Hoja el contacto sólo es visible cuando lo hacen sobre las arenas amarillas del Plioceno (21). En este caso siempre se ha observado en dichas arenas, inmediatamente debajo del contacto con las calizas, el desarrollo de encostramientos, concentraciones nodulosas de carbonatos, pedotúbulos y niveles de «tiza» pulverulenta, que revelan un período de emersión.

Este nivel de calchificación o paleosuelo puede tener entre 0,5 a 3 metros de espesor y se vuelve a encontrar a techo de las calizas lacustres.

En algunas muestras se ha encontrado fauna rodada del Cretácico, Eoceno y Mioceno. A esta unidad se le asigna una edad del Plioceno Superior, exclusivamente en base a criterios estratigráficos y de geología regional. Su espesor máximo estimado es de 40 metros.

2.3 CUATERNARIO

Las formaciones geológicas de edad más reciente están representadas en esta zona fundamentalmente por los depósitos aluviales de los ríos Guadalquivir y Guadaira y por otros de menor importancia que drenan su territorio como son los arroyos de El Salado, los Morales, Las Pájaras y Guadainfantillas, algunos de los cuales presentan varios niveles de terrazas.

También importantes, pero en menor medida, destacan los depósitos relacionados con el sistema de gravedad y vertiente, siendo muy comunes los coluviones, en los que se pueden diferenciar varias etapas de formación y los glaciares de cobertera, de diverso tamaño, que aparecen distribuidos por toda la Hoja. Menos abundantes, pero significativos, son los depósitos de solifluxión, originados cuando confluyen dos aspectos fundamentales: clima húmedo y litología blanda.

Otros sedimentos de edad cuaternaria, son los relacionados con pequeñas lagunas, encharcamientos temporales o con procesos edáficos, pero su incidencia en la zona es puntual y su representación muy reducida.

2.3.1 PLEISTOCENO

Los depósitos cuaternarios más antiguos existentes en la Hoja corresponden a los primeros niveles de terrazas del arroyo del Salado (25), representados por pequeños retazos que aparecen al SO del Embalse de La Torre del Águila, con una cota sobre el talweg actual de +60-65 m.

A esta misma época deben corresponder unos depósitos de ladera (26) situados al N de la Hacienda de las Lumbreras, muy altos con relación al

nivel actual, con un alto grado de cementación y sobre los que se encaja una serie de glacis encostrados. Todos estos factores parecen indicar un sedimento bastante antiguo. Su litología, corresponde a una brecha de cantos y bloques angulosos de naturaleza calcárea que proceden de los materiales jurásicos sobre los que se apoyan. La matriz es fundamentalmente arcillosa, de color rojizo y posee un fuerte grado de cementación.

Posteriormente a estos depósitos, y ya dentro del Pleistoceno Medio, sigue el encajamiento de la red fluvial y el arroyo del Salado deja a su vez otra serie de niveles de terrazas, entre los que se han podido distinguir los de +40-45 y +25-30 (28 y 29). Al igual que en el Pleistoceno Inferior, estos niveles tienen escasa representación, quedando reducidos a pequeños retazos en la margen izquierda del río.

Paralelamente al encajamiento de los cursos de agua va teniendo lugar la formación de otros materiales, relacionados en general con las vertientes. Ejemplo de ello lo tenemos en los numerosos coluviones (37) existentes en las laderas, formados probablemente en diferentes etapas y de los cuales los más recientes son de edad holocena.

Otros depósitos que tienen lugar durante el Pleistoceno Medio y el Superior son los glacis (30). Generalmente de cobertera se han formado también en diferentes momentos, pero la imposibilidad de su diferenciación en todos los casos ha llevado a cartografiarlos de manera conjunta. Normalmente corresponden a depósitos, arenas y limos, procedentes de los relieves sobre los que descansan.

Algunos de ellos pueden presentar un encostramiento laminar como en el caso de los glacis existentes al N de la Hacienda de las Lumbreras.

En el Pleistoceno Superior, además de la formación de coluviones y glacis, los arroyos de El Salado y Guadainfantillas dejan en este momento de su evolución los niveles de terrazas correspondientes a +15-20 m. (32). Litológicamente, todas las terrazas son muy similares, estando constituidas por gravas con matriz arenosa, con un mayor o menor contenido en limos y arcillas. La naturaleza de los cantos es fundamentalmente calcárea aunque aparecen también de areniscas y limolitas, procedentes del Trías. Los niveles más altos presentan un cierto grado de encostramiento y su espesor no supera en ningún caso los 5 m.

No hay que olvidar los depósitos de soliflucción (27), producidos probablemente a lo largo de todo el Cuaternario y en cuya formación influyen principalmente humedad y litología blanda.

2.3.2 HOLOCENO

De esta edad, son los sedimentos de carácter fluvial, que cobran un mayor significado, tanto por su variedad como por su extensión. Ejemplo

de ello son los depósitos de llanura aluvial (40) de los ríos Guadalquivir y Guadaira, y de los arroyos del Salado y Morillas. Su litología es de carácter fino, en general, constituida por limos y arcillas de colores pardo y gris oscuro, con gravas esporádicas.

También de origen fluvial son los niveles inferiores de terraza (33), los cauces abandonados (43), los fondos aluviales y aluviales-coluviales de los arroyos y ríos principales (42 y 44) y los conos de deyección (34), muy abundantes en la Hoja, que dejan la mayoría de los cursos de agua en su desembocadura. En ocasiones la proximidad de los mismos hace imposible su diferenciación, cartografiándose, en este caso, como conos de deyección coalescentes (35).

Los depósitos de marisma del río Guadalquivir se hacen presentes en esta Hoja, y aunque no existen afloramientos que permitan su total descripción, TORRES (1977) señala que sondeos realizados en sedimentos equivalentes de la Hoja de «El Rocío» (1.018) muestran la presencia de pequeñas lumachelas de origen marino intercalados en limos y arcillas con niveles de turbas.

Por último, existen otras formaciones holocenas de origen diverso como pequeñas lagunas o encharcamientos temporales, eluviales, suelos y productos de ladera (36, 38 y 13), pero de mucha menor incidencia y con una representación, dentro de la Hoja, bastante reducida.

3 TECTONICA

La Hoja geológica de El Coronil, localizada en un sector muy externo del subbético, aparece ocupada en su mayor parte por sedimentos del Mioceno y Plioceno, así como por diversas formaciones cuaternarias.

Los materiales triásicos y su cobertera del Jurásico-Cretácico-Eoceno afloran en diversos lugares de la mitad meridional de la Hoja, extendiéndose también hacia el Norte y a lo largo de estrechas bandas paralelas a los pliegues de la cobertera mio-pliocena (arroyos del Sarro y del Pilar del Coronil).

3.1 TECTONICA DEL TRIAS Y DE SU COBERTERA MESOZOICA-TERCIARIA INFERIOR

Las arcillas y yesos triásicos corresponden al sustrato de todas las formaciones posteriores. Sobre ellas descansan, mediante contactos mecánicos

zados, diversos retazos del resto de la serie mesozoica, desconectados entre sí. Dichos retazos corresponden a los siguientes tramos estratigráficos:

- Serie calcárea del Jurásico.
- Serie calizo-margosa del Cretácico Inferior.
- Capas rojas del Cretácico Superior y margas y margocalizas del Terciario Inferior.

Esta disposición estructural es similar a la registrada en Hojas geológicas cercanas Montellano, Chiclana, Algar, etc.) y habría resultado del ascenso diapírico y extrusión de la formación triásica, cuya potencia original debió ser considerable, según diversos autores superior a los mil metros (BOURGOIS, 1978). Con este ascenso la serie suprayacente debió sufrir una desorganización importante así como deslizamientos gravitacionales a favor de superficies de despegue coincidentes con determinados niveles plásticos.

Dicho proceso, definido inicialmente por FALLOT (1944) como «rebamamiento basal», fue desarrollado y ampliado posteriormente por CHAUVE (1968) para los sectores próximos a Paterna de la Rivera y Sierra de las Cabras.

En el caso concreto de la Hoja de El Coronil los despegues y deslizamientos debieron de producirse en la base de la serie jurásica, entre ésta y la serie margosa del Cretácico Inferior, así como entre esta última y las «capas rojas» del Cretácico Superior, las cuales permanecieron aparentemente solidarias, en este caso, con la serie calizo-margosa del Terciario Inferior (ver ángulo SE de la Hoja). Sin embargo, en las Hojas mencionadas más arriba, este último tramo también llegó a desconectarse, deslizando de forma independiente.

Dichas superficies debieron tener el carácter de fallas lítricas o fallas curvas que en algunos casos serían oblicuas a la estratificación, cortando incluso estructuras tectónicas preexistentes. Tal es el caso de la Sierra de Montellano, donde las calizas jurásicas aparecen como un gran bloque, con una estructuración interna correspondiente a una falla inversa o cabalgamiento con vergencia norte (ver Hoja de Montellano), y que en su extremo norte, situado dentro de la presente Hoja, muestra la serie caliza volcada en el mismo sentido. Dicho bloque contacta directamente, a través de diferentes superficies de deslizamiento, no sólo con el Trías, sino también con el Cretácico Inferior y con la serie margosa del Terciario Inferior.

Por ello, el ascenso del Trías y los deslizamientos gravitacionales fueron un proceso simultáneo y posterior a las fases principales que estructuraron la zona subbética. Dichas fases no pueden ser reconocidas dentro de la Hoja de El Coronil, salvo para el caso del afloramiento jurásico de la Sierra de Montellano, cuya estructuración podría corresponder a la primera fase (fini oligocena) o a la segunda (fase principal Burdigaliense-Langhiense).

El diapirismo de los materiales triásicos ha debido presentar una dilatada historia, anterior también a las etapas tectónicas principales, condicionando posiblemente diferentes zonas paleogeográficas (ver Hoja geológica de Montellano). Durante dichas etapas su extrusión masiva hacia el exterior de la cadena llevó a la configuración de las relaciones analizadas.

3.2 RELACIONES TECTONICAS ENTRE EL TRIAS Y LAS MORONITAS

Las margas silíceas blancas (moronitas) parecen corresponder a dos episodios de sedimentación, el primero Burdigaliense-Langhiense y el segundo Tortoniense-Messiniense, tal como se expone en el apartado de estratigrafía. A pesar de la ausencia de afloramientos relevantes su contacto con el substrato triásico se ha considerado de carácter mecánico, lo cual es bastante verosímil para las moronitas más antiguas, las cuales debieron verse afectadas por deslizamientos gravitacionales, llegando, en otras localidades, a ser cabalgadas por el subbético durante la fase tectónica principal del Langhiense (CHAUVE, 1968).

Para las moronitas tortonienses puede ser discutible el carácter mecánico o discordante de su contacto con el Trías. No obstante hay que tener en cuenta por un lado su posible participación en los deslizamientos generadores de olistostromas del Valle del Guadalquivir, y, por otro, la actuación de movimientos diapíricos en el substrato triásico hasta el Plioceno y Cuaternario antiguo.

En relación con esta última circunstancia se han localizado en el borde meridional de la Hoja (Lomas del Rubio y de Espantaperros) algunos ojales alargados de materiales triásicos, según la dirección (NE-SO) de los pliegues que afectan a las moronitas suprayacentes y al Mio-Plioceno. En estos lugares las capas de moronitas próximas a su contacto con el Trías aparecen en posición vertical o incluso levemente volcadas, lo cual implica un comportamiento diapírico de este último durante el plegamiento de las moronitas y de la serie mio-pliocena, cuya fase más importante tuvo lugar al final del Plioceno o en el Cuaternario antiguo.

En otras localidades (Arroyo del Sarro) se observan las mismas relaciones, aunque menos acusadas, entre el substrato triásico y la cobertera de moronitas.

3.3 TECTONICA RECIENTE DE LA COBERTERA MIOPLIOCENA

Dicha cobertera, constituida por arcillas y margas con tramos de biocalcarenitas, aparece estructurada según pliegues con dirección dominante NE-SO, los cuales implican hasta los niveles más altos del Plioceno (calizas

lacustres con gasterópodos), por lo cual cabe pensar que dichos pliegues son el resultado de la fase compresiva finipliocena o del Cuaternario antiguo (BENKHELIL, 1976) [ver Hojas geológicas de Montellano y Vejer de la Frontera].

Dentro de la serie miopliocena se dan hasta tres discordancias correspondientes a:

- La base del Mioceno Superior.
- Base del Plioceno.
- Base del Plioceno Superior.

Dichas discordancias atestiguan la actuación de movimientos anteriores a la fase compresiva, durante los cuales las series ya depositadas experimentaron suaves ondulaciones y basculamientos. De hecho, dentro de la Hoja se da una notable independencia en la distribución de los afloramientos del Mioceno terminal, por un lado, y del Plioceno, por otro. Este último casi nunca aparece en continuidad con el primero descansando directamente sobre el subbético o las moronitas, lo cual indica una etapa erosiva importante entre ambos períodos.

También se observa la misma independencia entre las calizas con gasterópodos (24) del Plioceno Superior y las arenas y margas (21, 23) del Plioceno Inferior y Medio, por lo cual, también cabe situar otro período de inestabilidad tectónica y erosión a este nivel.

La discordancia miopliocena podría corresponder a la etapa distensiva finimiocena propuesta por BENKHELIL (1976), aunque, con una visión más general, puede pensarse en la existencia de diversas pulsaciones, en un régimen general distensivo, sincrónicas al levantamiento y emersión de la zona subbética durante el Mioceno final y Plioceno (MAUTHE, 1971, y VIGUIER, 1977). Posteriormente es necesario invocar la actuación de la fase compresiva aludida que generase la geometría, bastante apretada, de algunos pliegues (zona de la Ventosilla o zona de la Espera, situada en la Hoja de Montellano), circunstancia no considerada por VIGUIER (op. cit.).

En lo relativo a la fracturación hay que destacar la existencia de una única familia de fracturas con dirección dominante NO-SE, la cual se desarrolla también sobre el substrato subbético. Algunas de estas fracturas presentan una dirección más noroesteada y próxima a la NNO-SSE. No se manifiesta claramente el carácter de todas ellas, aunque parecen corresponder a fallas cuyos últimos movimientos dominantes se han producido en la vertical, dado que contra algunas de ellas finalizan bruscamente varios pliegues dibujados por los niveles de calcarenitas (16).

Esta familia de fracturas debe ser el reflejo de accidentes importantes con la misma dirección, los cuales pudieron actuar como fallas en dirección izquierda durante la etapa compresiva finipliocena-Cuaternario antiguo. De hecho la estructura sinclinal correspondiente a la línea La Ventosilla-El

Casar, alberga una serie miocena con ciertas diferencias respecto de la serie miocena «normal». Dichos materiales aparecen sólo en este lugar y en otra estructura análoga que se extiende desde el Cortijo del Jerezano (ángulo suroccidental de la Hoja) hacia el interior de la Hoja de Montellano. Posiblemente ambos afloramientos correspondiesen inicialmente a una única estructura sinclinal, rota y desplazada al final de la fase compresiva finpliocena, generadora del plegamiento principal. El accidente responsable de dicho desplazamiento podría situarse, según una dirección aproximada NO-SE, a lo largo del Arroyo de las Pájaras y corresponder a una zona de desgarre izquierdo con un salto en la horizontal de unos cuatro a cinco kilómetros, en el supuesto de que esta hipótesis fuese acertada.

En favor de la misma está el hecho de la presencia en la zona del Palmar de Troya de una estructura sinclinal con dirección más norteada que el resto de los pliegues, afectando a las calizas lacustres del Plioceno Superior (24).

Dicha estructura, localizada sobre la posible banda de desgarre, habría experimentado un giro en planta también izquierdo. La misma circunstancia puede haberse dado para el caso de las capas de calcarenitas situadas al sur del Cortijo del Jerezano, en el borde meridional de la Hoja.

Por otra parte, y en favor de esta hipótesis, hay que señalar que dicho movimiento sería análogo al que configuró la estructura arqueada del sinclinal de Bornos-Arcos de la Frontera, al final de la etapa compresiva del Cuaternario antiguo.

El análisis de los escasos afloramientos existentes en la totalidad de la Hoja no ha permitido reunir ningún dato adicional, de índole microtectónica, que confirme o apoye las ideas anteriores. Por ello y en lo relativo a la dirección de acortamiento para la fase compresiva aludida se propone una orientación ONO-ESE, aproximadamente perpendicular a la dirección de los pliegues y compatible con la actuación de la posible zona de desgarre izquierdo del Arroyo de las Pájaras.

4 GEOMORFOLOGIA

La cartografía geomorfológica de la Hoja de El Coronil y una visión general al mapa geológico, permiten la diferenciación de tres dominios geomorfológicos fundamentales.

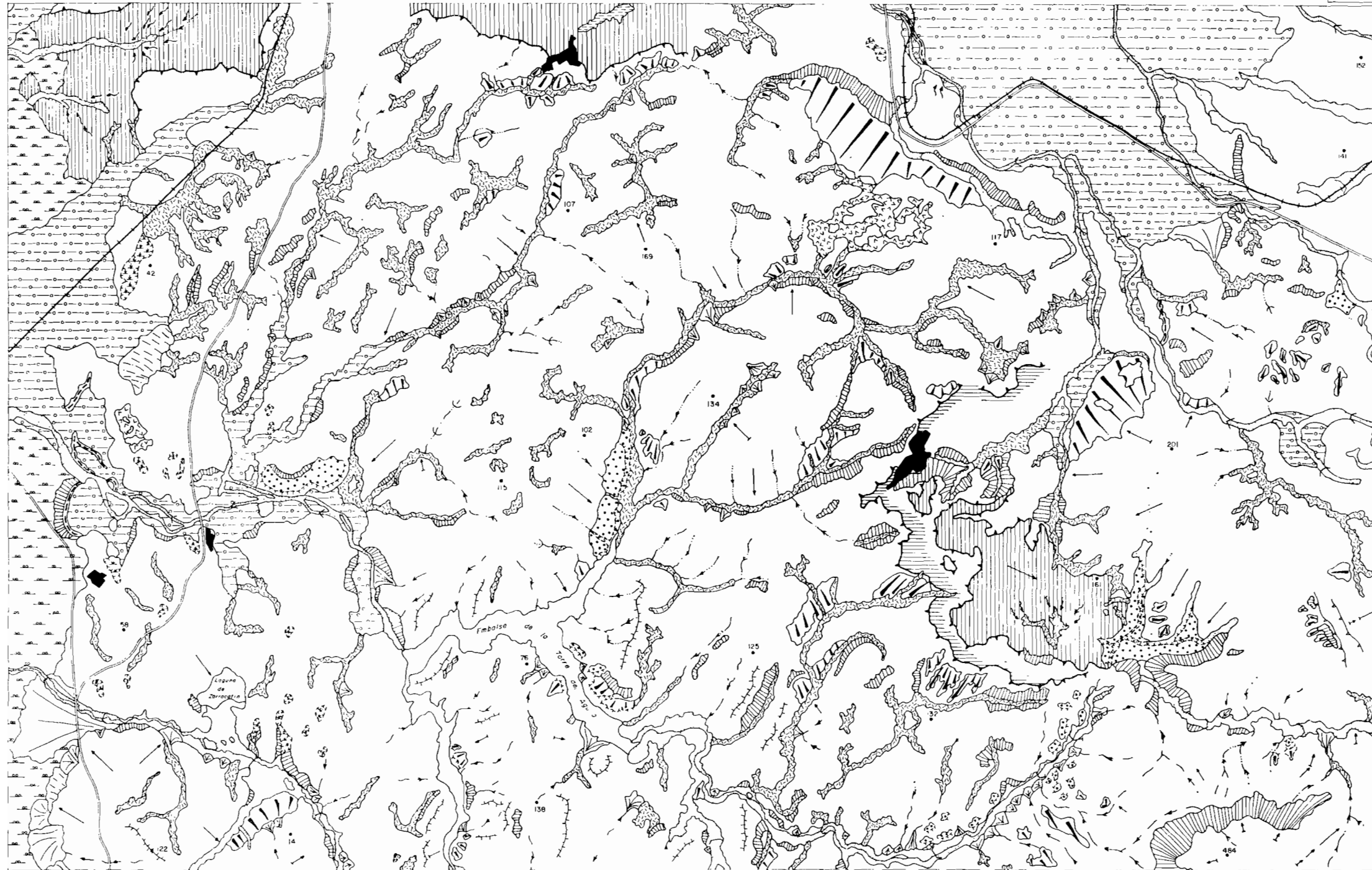
El primero de ellos corresponde a las áreas ocupadas por las llanuras aluviales de los ríos Guadalquivir y Guadaira y otra serie de depósitos fluviales. La morfología en este caso es muy llana con cotas que oscilan entre 5 y 30 m.

El segundo dominio está constituido por casi toda la zona central de la

EL CORONIL

1.020
13-42

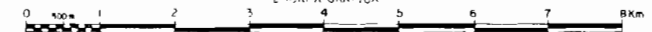
MAPA GEOMORFOLOGICO



LEYENDA

- TOPOGRAFIA E HIDROLOGIA**
 - 114 Cota en metros
 - Cauce permanente
 - - - Cauce esporádico
- FORMAS FLUVIALES**
 - ∧ Valles en V
 - ∩ Valles en U
 - Valles de fondo plano
 - ∪ Valles asimétricos
 - Canal abandonado
 - Llanura de inundación
 - Aluvial
 - Cano de deyección / Conos de deyección coalescentes
 - Terrazas
- FORMAS LACUSTRES**
 - Pequeñas depresiones endorreicas y áreas de encharcamiento temporal
- FORMAS DE GRAVEDAD-VERTIENTE**
 - Caluñón
 - Soliflucción
- FORMAS POLIGENICAS**
 - Glacis
 - Aluvial-Coluvial
 - Aluviales, suelos y productos de lodera
 - Marisma
- FORMAS EDAFICAS**
 - Eluvial
- FORMAS ESTRUCTURALES**
 - ▲ Escarpe estructural
 - ▲ Reborde estructural
 - Superficie estructural
 - Replano estructural
- FORMAS ANTROPICAS**
 - Núcleo urbano
 - Carretera principal
 - Ferrocarril
- MORFODINAMICA**
 - >>>> Incisión lineal
 - ~ Regueros (escorrentía difusa)
- MORFOMETRIA DE TALUDES**
 - Escarpe < 20m.
 - Líneas de aristas
- VERTIENTES**
 - Pendientes de 0° a 10°
 - Pendientes de 10° a 30°
 - Pendientes de 30° a 60°
 - Pendientes > 60°

ESCALA GRAFICA



AUTOR: P. Cebra Gil

Hoja con excepción de la parte oeste, ocupada por la llanura aluvial del Guadalquivir. El relieve es suave con cotas no superiores a los 200 m., y se caracteriza por ser fundamentalmente ondulado destacando sobre todo lomas y colinas redondeadas, aunque al norte de El Coronil pueden apreciarse algunas formas planas que se desarrollan sobre las arenas margosas, arenas y biocalcarenititas del Mioceno Superior. Además de los materiales del Mioceno, son característicos también en este dominio intermedio las arenas y biocalcarenititas del Plioceno y todos los sedimentos conocidos como «mononitas», cuya edad oscila entre el Burdigaliense y el Messiniense.

Por último, la zona meridional de la Hoja ofrece los relieves más acusados, sobre todo el ángulo SO, donde destaca la Sierra de Montellano con una cota máxima de 500 m. Esta Sierra ofrece abruptas laderas, desarrollándose en su cara norte grandes piedemontes. Los materiales que forman este dominio son de litología más dura que en el caso anterior (calizas y margas del Jurásico y Cretácico) dando lugar a unos interfluvios de morfología más pronunciada.

Después de esta visión general de la morfología de la Hoja y de la influencia que la litología tiene en la configuración de los diferentes tipos de paisaje, es interesante destacar los procesos originadores de un determinado desarrollo morfológico. El conjunto proceso-forma da lugar a lo que se denomina *sistema morfogenético*.

El sistema morfogenético responsable de la morfología de la Hoja de El Coronil es fundamentalmente el sistema fluvial seguido en importancia por el de gravedad-vertiente. Existen otros pero de menor incidencia y representación como son el lacustre, el edáfico y otros de carácter poligénico en los que los procesos actuantes pueden ser diversos.

4.1 SISTEMA FLUVIAL

Dentro del sistema fluvial, el elemento más característico lo constituyen las llanuras aluviales de los ríos Guadalquivir y Guadaira que definen una gran parte del paisaje de los bordes norte y oeste de la Hoja.

Otro elemento a considerar es el que forman los sistemas de terrazas, especialmente el del río Salado, antes de su embalsamiento. En él se puede definir una secuencia bastante completa constituida por cinco niveles: +60-65 metros, +40-45 m., +25-30 m., +15-20 m., que son las alturas relativas que alcanzan en relación al «talweg» actual. En general se trata de retazos de escasa amplitud, y en cuanto a su disposición espacial son niveles colgados, es decir, que dejan aflorar el sustrato entre ellos. Sólo muy cerca del cauce y en los términos inferiores, se ven casos de encajamiento.

En cuanto al resto de los cursos de agua, no ofrecen comúnmente depósitos de este tipo salvo el río Guadaira y los arroyos de Guadainfantillas,

Dulce y de la Charca, en los que pueden distinguirse los niveles más bajos no superando nunca el de +15-20 m.

También originados por la acción fluvial, los conos aluviales ofrecen una morfología muy característica, aunque a pequeña escala, en las márgenes de los principales ríos, donde al desembocar los pequeños arroyos dan lugar depósitos de este tipo. Este hecho se puede comprobar perfectamente en la margen izquierda del río Salado, al suroeste de la Hoja. En ocasiones la proximidad de unos conos con otros hace imposible su separación.

Dentro del sistema fluvial se incluyen además los aluviales de los diferentes cursos de agua que recorren la Hoja (arroyos de Aguaderilla, los Molares, de los Pájaros, de los Barrancos, etc...), así como algunos canales abandonados existentes al norte de Guadalema de los Quinteros, y ya dentro de la llanura aluvial del río Guadalquivir.

4.2 SISTEMA GRAVEDAD-VERTIENTE

En este grupo se consideran todos los depósitos de ladera, destacando como más significativos los sistemas coluvionares y de piedemonte. En este sentido hay que señalar los desarrollados en la ladera norte de la Sierra de Montellano y al norte de la Hacienda de las Lumberas. En ambos casos hay encostramiento y están colgados con relación al nivel actual.

El resto de los depósitos coluvionares son más recientes y muy comunes en las márgenes de los cursos de agua, al pie de los taludes y laderas, como por ejemplo los que existen en las proximidades de El Coronil y el arroyo de la Charca.

Los depósitos de soliflucción pertenecen también a este tipo, pero son poco frecuentes, al contrario de lo que ocurre en otros lugares de las Cordilleras Béticas. En cualquier caso, siempre están asociados a litologías blandas y concretamente aquí se relacionan con los materiales triásicos y terciarios.

4.3 SISTEMA LACUSTRE

Se han incluido aquí los depósitos pertenecientes a una serie de pequeñas lagunas de formas redondeadas y ovaladas existentes en el límite oeste de la Hoja. En época de lluvias se llenan de agua, para desecarse en la época estival. Los materiales sobre los que se desarrollan son arcillas y yesos del Trías y los conocidos como «moronitas» de edad Burdigaliense-Messiniense. Se considera que la impermeabilidad del sustrato favorece el mal drenaje de la zona dando lugar a estas pequeñas áreas endorréicas o semiendorréicas.

Existe también al suroeste de la Hoja la laguna de Zarracatín, de aproximadamente 1 km² de superficie y todavía sin colmatar.

4.4 SISTEMAS MIXTOS O POLIGENICOS

Dentro de este grupo se incluyen todos aquellos depósitos en los que han intervenido más de un proceso para su formación, como por ejemplo los glaciais, los aluviales-coluviales y los depósitos de marisma, estos últimos con influencia marina y continental.

Los glaciais aparecen diseminados por toda la zona, en general son de corto recorrido, salvo al norte de la Hoja, cerca del Cerro de las Pesetas y al suroeste del Cerro del Jardal, donde alcanzan más de 1 km. de longitud. La potencia, en ambos casos, es escasa.

En cuanto a las marismas, no ofrecen una morfología muy diferente a la de una llanura aluvial, pero que se ha podido definir como tal por datos de sondeos realizados en la Hoja del Rocío en sedimentos equivalentes (TORRES, 1977).

Por último, los depósitos aluviales-coluviales que tapizan gran parte de los fondos de valle de la Hoja y en los que el depósito aluvial dejado por el curso de agua, se mezcla con los aportes laterales, haciendo casi imposible su diferenciación.

4.5 PROCESOS DE ALTERACION

Dentro del ámbito de la Hoja, es frecuente encontrar materiales blandos de aspecto moronítico, dispuestos en monteras aisladas, cuya extensión superficial guarda relación directa con los bloques subbéticos a los que se superpone y que son el resultado final de una intensa alteración selectiva sobre materiales margocalcáreos y margosos del Cretácico y Terciario.

Estas monteras, están mejor desarrolladas y tienen un mayor espesor, cuando se sitúan en zonas adyacentes a fracturas y diaclasas que afectan al material compacto subyacente. Internamente presentan un aspecto masivo y homogéneo siendo difícil reconocer en ellas restos de laminación y de otras estructuras internas primarias. Cuando se presentan algo más compactadas, el material rompe con fracturas concoides pero lo más común es que aparezcan como una masa blanda y plástica rica en agua. Algunas de estas alteraciones presentan localmente costras calcáreas compactas con laminación interna.

Estos procesos de alteración se han formado por una meteorización prolongada, en gran parte bajo condiciones subaéreas, y que recuerdan en muchos aspectos, a un proceso selectivo de disolución de fango micrítico

debida fundamentalmente a la acción de las aguas meteóricas ácidas con posterior precipitación de carbonatos, por migración ascendente, en forma de costras laminadas. De todas formas, y a juzgar por algunas observaciones de campo, no se descarta totalmente la posibilidad de que algunos de los fangos carbonatados, hayan permanecido localmente y durante ciertos períodos, bajo una delgada capa de agua dulce, en un ambiente lacustre que sufre desecaciones intermitentes.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Para reconstruir la Historia Geológica de esta Hoja, en lo que concierne a la evolución de la plataforma subbética durante el Mesozoico y parte del Terciario, ha sido necesario atender a información de índole regional ya que la mala calidad de los afloramientos no ha permitido realizar prácticamente ninguna serie sedimentaria.

Los sedimentos más antiguos reconocidos en esta zona corresponden al Triásico (1-4). Ocupan gran extensión y según sondeos alcanzan espesores superiores a los 2.500 metros lo que quizás sea debido más a razones tectónicas que sedimentológicas. La potente sucesión de arcillas y yesos imprime al conjunto una gran plasticidad y deformabilidad. Estos materiales se han estado moviendo o disolviendo casi sin interrupción desde el Jurásico a la actualidad.

Estos depósitos se formaron bajo unas condiciones climáticas cálidas y de aridez, con desarrollo de grandes sebkas y esporádicos episodios detríticos fluviales y de llanuras mareales carbonatadas.

El Jurásico es totalmente carbonatado, típico del Subbético interno o incluso del Subbético externo. Durante el Lías se instalaría en esta región una extensa plataforma carbonatada y con gran influencia mareal, que no ha quedado registrada en la presente Hoja. En el Dogger tuvo lugar una ligera subsidencia de la mencionada plataforma depositándose entonces las calizas oolíticas y de filamentos (6). En el Malm y a principios del Cretácico Inferior esta plataforma se estabilizó, dando lugar a la sedimentación de calizas nodulosas (7).

Durante el Cretácico Inferior no hubo cambios notables. En el Neocomiense-Barremiense se mantiene la extensa plataforma desarrollada durante el Jurásico en la que, con carácter un tanto restringido, se depositaron las calizas y margas blancas de la unidad 8. En el Aptiense-Albiense y parte del Cenomaniense continuó el mismo ambiente sedimentario. Se formaron en él las margas verdes (9) y las margas y margocalizas de tonos claros con ammonites (10). Esta última unidad constituye un nivel de despegue a escala regional.

A finales del Cenomaniense comenzaron a depositarse margas y margocalizas en típicas facies de «capas rojas» (11), características de plataforma externa. Hay que destacar que en esta plataforma existirían pequeños surcos en los que habría una sedimentación también de facies «capas rojas», pero con predominio de los niveles calcáreos sobre las margosas. Este último tipo de facies no se ha registrado sin embargo en la Hoja de El Coronil.

Este tipo de sedimentación continuó en algunos sectores de la plataforma hasta el Eoceno Medio (12), mientras que en otras se configuró un surco en el que se depositaron margas y margocalizas blancas con niveles turbidíticos intercalados (13). También en el Eoceno, en las facies de «capas rojas» descritas anteriormente (12), se han observado niveles turbidíticos, aunque de menor espesor, lo que es indicativo de la proximidad de esta facies al mencionado surco.

En este ámbito del Subbético no se han encontrado materiales de edad Eoceno Superior, estando posiblemente relacionado este fenómeno con la fase tectónica (Pirenaica) que estructuró las Zonas Internas.

En el Oligoceno y discordantes sobre los tramos anteriores se depositó un conjunto de margas y margocalizas blancas (sin registro en esta Hoja) con características de plataformas restringidas que culminan en las zonas NP 24/25, a finales del Oligoceno.

En resumen, desde el Jurásico al Oligoceno, en este área todos los materiales del Subbético se corresponden con típicos sedimentos de plataforma, tanto restringida como externa. Asimismo es importante señalar que los cambios paleogeográficos observados pudieran estar influenciados por movimientos diapíricos tempranos de las masas triásicas.

En el tránsito del Oligoceno al Mioceno, en zonas más meridionales (ver Hojas de Tarifa, Tahivilla, Alcalá de los Gazules y Algar) se produjo el emplazamiento del manto de la Unidad de Almarchal, lo que se tradujo, en las áreas situadas más al Norte y Noroeste, en desajustes tectónicos, fundamentalmente de tipo diapírico, que motivaron la rotura de toda la serie Jurásico-Oligocena y su parcial inclusión dentro de las arcillas y yesos del Triás. Se generó de esta forma, dentro del ámbito subbético un umbral central en cuyo surco norte se depositaron las moronitas «antiguas» (14) a partir del Burdigaliense.

Tras un muy breve período de relativa estabilidad tectónica, tuvo lugar la fase tectónica principal o segunda fase regional, que produjo en áreas más meridionales y orientales (ver Hojas de Tarifa, Tahivilla, Alcalá de los Gazules y Algar), el apilamiento de escamas imbricadas según un mecanismo de «piggy back» del conjunto de las Arenas del Aljibe. Este apilamiento evolucionaría en forma de una onda tectónica que se iría desplazando de Este a Oeste y en cuyo frente o «foreland» se depositaría en el Complejo Tectosedimentario Mioceno, formado por una matriz de arcillas con Tubotomaculum y bloques de distinta naturaleza, principalmente de are-

niscas del Aljibe. Este «foreland basin» o surco asociado a la parte frontal del cinturón de cabalgamientos estaría limitado al norte-noroeste por el umbral diapírico ya constituido con anterioridad y que sería notablemente acentuado y reactivado en esta fase tectónica principal. Si bien la casi totalidad del Complejo Tectosedimentario se depositó en el mencionado surco, en algún caso pudo progradar en el sentido del transporte tectónico llegando a situarse sobre el umbral diapírico o incluso rebasarlo. Este hecho se constata por la presencia de un retazo de arcillas con Tubomaculum y un bloque de areniscas del Aljibe en la Hoja de Montellano, situada inmediatamente al sur de la presente Hoja.

La acentuación del umbral diapírico, además de producir un nuevo desmembramiento de la cobertera Jurásico-Oligocena originó el desplazamiento hacia el Norte-Oeste del surco donde se estaban depositando las moronitas «antiguas», abortándose total o parcialmente la sedimentación de éstas.

En este surco desplazado, ya en el Tortoniense se depositaron las moronitas «modernas» (14), discordantes sobre las anteriores, aunque debido a la mala calidad de los afloramientos y a la similitud de facies, es imposible distinguir cartográficamente unas de otras.

Durante el Tortoniense Superior, mientras que en el Valle del Guadalquivir se depositaban margas azules, el área en que se encuadra esta Hoja permaneció parcialmente elevada existiendo exclusivamente depósitos margosos y calcareníticos (15 y 16) en pequeños surcos de dirección NE-SO. Es en esta época cuando se emplazaría el olistostroma del Valle del Guadalquivir (sin registro en esta Hoja) en forma de derrames gravitacionales.

La caída de estas masas alóctonas provocó la parcial colmatación de la cuenca, desplazando hacia el Sur su borde meridional. Se depositaron así las margas, arenas y biocalcarenititas del Messiniense (17, 18 y 19) en facies más someras y extensivas respecto de las anteriores.

Dentro del conjunto messiniense-plioceno inferior (20, 21, 22 y 23), se han observado asimismo otras discordancias que implican varios episodios de inestabilidad tectónica y consecuente erosión. Por ello cabe pensar en la existencia de diversas pulsaciones, en un régimen distensivo general, con el desarrollo final de pequeñas cuencas aisladas de origen continental donde se depositaron las calizas lacustres con gasterópodos (24) del Plioceno Superior.

Al término del Plioceno Superior o ya en el Cuaternario más antiguo tuvo lugar una fase compresiva con dirección de acortamiento ONO-ESE que originó los pliegues y fallas que afectan a los materiales miopliocenos que se observan en esta Hoja y principalmente en la limítrofe de Montellano.

En el Pleistoceno Inferior tiene lugar la configuración de la red fluvial actual, y se inicia la jerarquización de la misma. Este proceso da como resultado la formación de los niveles superiores de terrazas (arroyo del Salado), proceso que continúa a lo largo de todo el Cuaternario.

Simultáneamente a la formación de estos primeros niveles se desarrollan depósitos coluviales al pie de algunos relieves. Estos depósitos se presentan colgados en la actualidad.

Durante el Pleistoceno Medio y Superior, y paralelamente al encajamiento de la red fluvial, tiene lugar la formación de varias secuencias de coluviales y glaciares en las vertientes de las principales elevaciones, así como algunos depósitos de solifluxión, no alcanzando estos últimos, la extensión y desarrollo que adquieren en otras zonas de las Cordilleras Béticas.

Por último, en el Holoceno se forman las amplias llanuras de los ríos Guadalquivir y Guadaira y los depósitos aluviales de los principales cursos de agua y se desarrollan una serie de formaciones de menor importancia y representación, como son: conos de deyección, eluviales, suelos, pequeñas lagunas y productos de ladera.

Resaltemos finalmente que las opiniones expuestas relativas a la evolución paleogeográfica y tectónica de este sector, no son compartidas por el personal técnico del IGME que ha supervisado y asesorado este proyecto, aunque si respetadas. La escasez de información que puede obtenerse en esta Hoja no permite realizar hipótesis incuestionables y objetivas.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y CANTERAS

No existen en la Hoja labores mineras de relevancia. La única explotación minera, aunque de escasa importancia, son las salinas de Vacargado, donde se obtiene sal por evaporación del agua extraída en pozos ubicados sobre materiales triásicos.

Por otra parte existen numerosas canteras, todas de pequeño tamaño y la mayoría inactivas. Prácticamente toda las litologías que afloran en la Hoja son materiales canterables utilizándose casi exclusivamente como áridos. Estos pueden ser naturales, como en el caso de las arenas y bioalcalarenitas de Mioceno y Plioceno, ya que al ser un material detrítico, bastante poroso y permeable, presenta buenas características de drenaje y consistencia (media a baja), lo que facilita su compactación, factores éstos que determinan su gran utilidad como relleno y subbase de carreteras. Los áridos también pueden ser de trituración a partir de las dolomías tableadas de Triásico Superior y de los bloques calcáreos del Jurásico y Cretácico que aparecen sobre el Trías.

Por último, hay que destacar las explotaciones de margas y albarizas del Mioceno con destino a las industrias cerámicas.

6.2 HIDROGEOLOGIA

Las arenas y biocalcarenitas del Mioceno Superior y Plioceno constituyen los acuíferos de mayores posibilidades hidrogeológicas observadas dentro de esta Hoja.

Estas unidades casi siempre originan acuíferos colgados con alta transmisibilidad dando lugar a numerosas fuentes en las zonas de contacto con las unidades margosas y arcillosas inferiores. Esto mismo puede ser aplicable a las calizas con gasterópodos aunque las características de esta litología no son tan óptimas como las de las mencionadas con anterioridad.

Sobre la unidad de arcillas y yesos del Triás los bloques calcáreos pueden dar origen a pequeños acuíferos de mayor o menor importancia en relación con el tamaño de los bloques.

7 BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; MENENDEZ AMOR, J.; LHENAFF, R.; ALFEREZ, F., y MECO, J. (1967).—«El Mioceno Superior (Andaluciense) en Sevilla y Cádiz». *Publ. Dpto. Paleont. Univ. Madrid*, 18 pp.
- AGUIRRE, E.; MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y ZAZO, C. (1972).—«The Pliocene-Pleistocene boundary in Spain». *The Bound. betw. Neogene and Quaternary*, Coll. of papers I, pp. 1-14 (Moscow).
- ANDRIEUX, J., y MATTAUER, M. (1973).—«Précisions sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar». *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. 15, núm. 2, pp. 115-118.
- BAENA, J. (en prensa).—«Paterna de la Rivera (1.062). Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- BAENA, J., y JEREZ, L. (1982).—«Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)». *Col. Informes. IGME*.
- BENKHELIL, J., y GIRAUD, R. (1975).—«Les déformations postnappes de la région de Cadix». *3ème. R. An. des Sciences de la Terre*, p. 33.
- BENKHELIL, J. (1976).—«Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne)». *Thèse de 3ème cycle. Univ. Nice*, 180 pp.
- BOURGOIS, J.; CHAUVÉ, P., y PEYRE, Y. (1972).—«Les phénomènes tectono-sédimentaires dans l'W des Cordillères Bétiques depuis l'Aquitaniens». *Ann. Sc. Univ. Besançon, Géologie* (3), fasc. 17, pp. 97-112.
- BOURGOIS, J. (1978).—«La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques, Espagne. Données Géologiques pour un modèle d'évolution d'arc de Gibraltar». *Extr. Ann. Sc. de L'Université de Besançon, géologie 3ème*, fasc. 30, 445 pp.

- BOUSQUET, J. Cl. (1977).—«Contribution a l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la néotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc Tyrrhénien». *Inst. Symp. Struc. Hist. Méditerranéan Basin. Split* (Yugoslavia), 1976.
- CHAUVE, P. (1960).—«Etude de quelques affleurements jurassiques de la region d'Alcalá de los Gazules (Province de Cadix, Espagne)». *B. S. G. F.* (7), III, pp. 345-351.
- (1960-1962).—«Structure géologique de la région centrale de la province de Cadix [Espagne]». Livre. *Mém. P. Fallot, Soc. Géol. France*, t. 1, pp. 257-264.
- (1967).—«Etude géologique du Nord de la Province de Cadix». Tesis Univ. París (Publi. en *Mem. Inst. Geol y Min. España*, t. LXIX, 337 pp., 1968).
- CHAUVE, P.; DIDON, J.; MAGNE, J., y PEYRE, Y. (1967).—«Aclaraciones sobre la edad de los fenómenos tectónicos mayores de las Cordilleras Béticas occidentales». *Not. y Com. IGME*, núm. 93, pp. 97-103.
- COLOM, G. (1952).—«Aquitian-Burdigalian deposits of the North Betic strait. Spain». *Fourn. Pal.*, XXVI, pp. 867-885.
- (1952).—«Les moronites du détroit Nord-Bétique». *C. R. 19ème. Session Congr. Géol. Internat. Alger., 1952*, sect. XIII, fasc. XIII, pp. 25-33 (Alger, 1954).
- COLOM, G., y GAMUNDI, J. (1951).—«Sobre la extensión e importancia de las «moronitas» a lo largo de las formaciones Aquitano-Burdigalienses del estrecho Nort-Bético». *Estudios geológicos*, núm. 14, pp. 331-385, 11 tabl., 12 pl.
- DIDON, J. (1969).—«Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)». Thèse d'Etat. París, 539 pp.
- DURAND-DELGA, M. (1973).—«Hypothèses sur la g n se de la courbure de Gibraltar». *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. 15, núm. 2, pp. 119-120.
- GARCIA DE DOMINGO, A.; HERNIAIZ HUERTA, P. P., y GONZALEZ LASTRA, J. «Vejer de la Frontera [1.073]. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- «Algar [1.963]. Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- GONZALEZ LASTRA, J.; GARCIA DE DOMINGO, A., y HERNIAIZ HUERTA, P. P. «Tarifa [1.077]. Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1924).—«Mapa Geológico de la provincia de Cádiz. E. 1/100.000». *IGME*, 4 hojas.
- GIRAUD, R. (1974).—«Sur la néotectonique des zones externes de l'Arc de Gibraltar». *2 me. R. Ann. des Sciences de la Terre*, p. 266. Nancy, 1974.
- HERNIAIZ HUERTA, P. P.; GARCIA DE DOMINGO, A., y GONZALEZ LASTRA, J. [en prensa].—«Alcalá de los Gazules [1.070]. Mapa Geológico de Espa a a escala 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*.

- (En prensa).—«Tahivilla (1.074). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- JEREZ MIR, L. (en prensa).—«Arcos de la Frontera (1.049). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- MABESOONE, J. M. (1963).—«Les sédiments pré-quaternaires et villafranchiens du bassin fluvial de la Guadalete (province de Cadix)». *Est. Geol.*, vol. XIX, pp. 143-159, 9 figs.
- MAGNE, J., y VIGUIER, L. (1972).—«Stratigraphie du Néogène de l'extrémité nord-occidentales de la zone subbétique dans la province de Cadix (Espagne Sud-Ouest)». *Bull. Soc. Geol. France* (7), XIV, pp. 127-136.
- MARTINEZ DEL OLMO, W.; GARCIA MALLO, J.; LERET VERDU, G.; SERRANO OÑATE, A., y SUAREZ ALBA, J. (1984).—«Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir». *I Congr. Español de Geología*, t. 1, pp. 199-213.
- MARTINEZ DIAZ, C. (1973).—«Corte de Vejer de la Frontera». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 271-274.
- (1973).—«Los Foraminíferos planctónicos del corte de Vejer de la Frontera». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 275-282.
- MORENO DE CASTRO, E. (1973).—«Corte de la Sierra de las Cabras». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 289-296.
- MORENO SERRANO, F.; GARCIA DUEÑAS, V.; CAMPOS FERNANDEZ, J.; GARCIA ROSELL, L.; OROZCO FERNANDEZ, M., y SANZ DE GALDEANO, L. (en prensa).—«Úbrique (1.050). Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- PERCONIG, E., y GRANADOS, L. (1973).—«El estratotipo andalucense». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 202-225.
- (1973).—«Contacto "caliza tosca"- "margas verdes" en el Km. 17 de la autopista Sevilla-Cádiz». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 225-247.
- (1973).—«Facies de "albarizas" o "moronitas". *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 247-253.
- (1973).—«Sección de Arcos de la Frontera». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, p. 297
- VIGUIER, C. (1974).—«Le Néogène de l'Andalousie Nord-occidentale [Espagne]. Histoire géologique du bassin du Bas-Guadalquivir». Thèse d'Etat. Faculté Sciences Bordeaux, 450 pp.
- (1975).—«Les grands traits de la tectonique du bassin Néogène du Bas Guadalquivir [Espagne du S.O.]». *3ème. R. An. des Sciences de la Terre*. p. 380.



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

ISBN 84-7636-140-2

Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía