



IGME

987

15-14

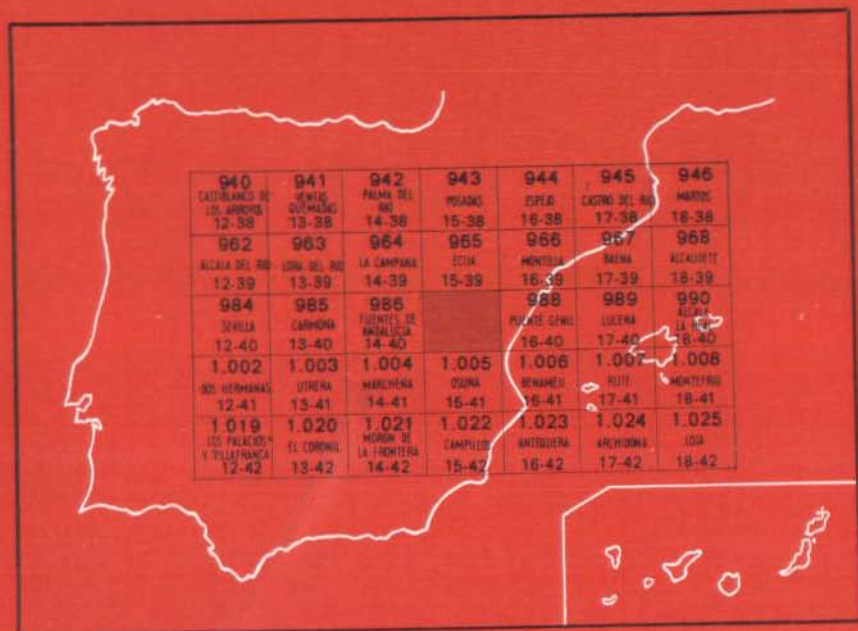
15-40

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

EL RUBIO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

EL RUBIO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del I. G. M. E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En Cartografía y Memoria, Fernando Leyva Cabello, Lic. en Ciencias Geológicas. *En Micropaleontología*, Carlos Martínez Díaz, Dr. Ingeniero de Minas; Luis F. Granados Granados, Lic. en Ciencias Geológicas, y Fernando Martínez-Fresneda Moreno, Ing. de Minas. *En Macropaleontología*, Trinidad del Pan Arana, Dra. en Ciencias Naturales. *En Sedimentología*, Fernando Leyva Cabello, Lic. en Ciencias Geológicas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

Depósito Legal: M-24.579-1977

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

INTRODUCCION

La Hoja de El Rubio, morfológica y topográficamente enclavada dentro de la Cuenca del Guadalquivir, participa tectoestratigráficamente de las características que definen dicha cuenca, y a su vez, es límite con las unidades subbéticas, por lo que en parte los materiales que la constituyen reflejan características de su cuenca de procedencia.

La Cuenca del Guadalquivir, situada en la parte meridional de la Península, se extiende como una larga banda delimitada por la zona Subbética, al SE, la Prebética, al NE., y el Macizo Hercínico de la Meseta, al NO.

Dos unidades perfectamente diferenciables se pueden delimitar en los materiales que la constituyen.

La unidad alóctona, constituida por sedimentos de procedencia subbética, en general, y que debido a la subsidencia de la cuenca miocena se deslizaron, provocando la acumulación de grandes depósitos (olistostroma).

La unidad autóctona, constituida por sedimentos Neógenos discordantes y subhorizontales sobre la unidad alóctona y transgresivos sobre el Macizo Hercínico de la Meseta. Este último contacto correspondería, a grandes rasgos, a la antigua orilla del mar en la gran transgresión Miocena de edad Tortoniense Superior.

Grandes sectores de la Cuenca se encuentran recubiertos por aluviones recientes y otros sedimentos Pliocuaternarios y Cuaternarios antiguos.

En la Hoja de El Rubio encontramos sólo la unidad alóctona y escasos restos de los amplios depósitos Pliocuaternarios y Cuaternarios.

Por ello, es difícil en estas zonas delimitar el tránsito subbético-Cuenca del Guadalquivir. La certeza de afloramientos de sedimentos autóctonos (Tortoniense Superior-Andaluciense) en sectores más meridionales (La Herrera-Puente Genil). La tectonización y mezcla caótica de los sedimentos que afloran y la presencia de amplios afloramientos de la serie blanca (Albarizas), que consideramos para-autóctonas, hace pensar que la Hoja de El Rubio presenta características mucho más afines a la Cuenca del Guadalquivir como unidad estructural y estratigráfica que a la zona Subbética.

La Hoja presenta un relieve muy suave, condicionado por la naturaleza eminentemente margo-arenosa de los sedimentos. La meteorización, el coluvionamiento y el cultivo determinan la aparición de potentes suelos, que origina una relativa pobreza de afloramientos con las consiguientes dificultades que esto representa para cualquier estudio geológico, toda vez que los contactos no pueden ser seguidos de forma rigurosa.

1 ESTRATIGRAFIA

La complejidad estratigráfica de la zona hace difícil el poder definir con exactitud series continuas y los contactos y su naturaleza entre ellas. A grandes rasgos podemos establecer una separación apoyada en criterios regionales.

1: Olistostroma:

- a) Formaciones alóctonas.
- b) Formaciones para-autóctonas.

2: Sedimentos autóctonos.

El olistostroma está constituido por los materiales que provienen del sur y caen en la cuenca durante el Mioceno.

Los sedimentos autóctonos son los depósitos en la cuenca posteriores a la gran transgresión de edad Tortoniense Superior.

1.1 OLISTOSTROMA

Los deslizamientos en masa de procedencia subbética y con una dirección de desplazamiento S.-N. en general, acaecidos durante el Mioceno Medio-Superior, han situado en esta zona materiales alóctonos de diversas edades, comprendidas entre el Triás y el Mioceno Superior.

Sus características tectoestratigráficas nos llevan a considerar a estos

sedimentos como olistostroma (del griego *Olistaino* = deslizar, *stroma* = masas), término que indica una masa plástica más o menos caótica y dislocada, que contiene bloques rígidos, de edades más antiguas, coetáneas o más modernas, deslizadas por gravedad hacia zonas inferiores, generalmente en un área de sedimentación y originadas por formaciones más antiguas que aquellas sobre las que desliza. Estos deslizamientos se originan principalmente en medio marino, pero pueden igualmente ser subaéreos o participar de ambos casos (MARCHETI, 1956).

Este deslizamiento no se produjo de forma brusca, antes al contrario, creemos que fue gradual y con diversas fases pulsatorias no totalmente isócronas en todos los sectores de la cuenca.

De todo ello puede deducirse la dificultad de separar series o tramos estratigráficos en amplios sectores ocupados por estos sedimentos. Es indudable que cuanto más próximos nos encontramos a la patria de estos sedimentos, subbético sensu lato, los bloques rígidos (olistolitos) tendrán una entidad mayor y podrán, en su caso, ser motivo de un estudio estratigráfico y cartográfico más detallado, que en los sectores donde estos materiales han sufrido una traslación mayor, en cuyo caso la fragmentación y mezcla hace muy difícil su diferenciación.

Dentro del ámbito de la Hoja, se ha separado dentro de la unidad alóctona, una masa indiferenciada, un Trías indiferenciado, olistolitos de edades muy diversas y las series alóctonas de edad Eoceno-Mioceno Inferior. Creemos oportuno distinguir, dentro del ámbito olistostrómico, una unidad que por su disposición, origen y grado de implicación es netamente separable de la gran masa. Corresponden a sedimentos, que depositados en cuencas no lejanas a su actual emplazamiento, han sufrido una traslación muy corta. A estos materiales les llamamos formaciones para-autóctonas, como distinción de las claramente alóctonas.

1.1.1 FORMACIONES ALOCTONAS

1.1.1.1 Olistostroma indiferenciado ($T_G-T_1^{Bc}$)

La naturaleza de los sedimentos del olistostroma es esencialmente margo-arcillosa, pero su composición es muy variable, dependiendo de cuál sea su componente mayoritario. En muchos puntos son margas de aspecto triásico versicolores y con abundante yeso, jacintos y ofitas, en otros son margas verdes y pardas con abundante materia orgánica y escaso yeso. Análisis mineralógicos por difracciones de rayos X en estas margas nos dan la siguiente composición: Calcita (25-40 por 100), Cuarzo (15-20 por 100), Filosilicatos (40-50 por 100). Se determinan montmorillonita (20-30 por 100), illita (15-20 por 100), caolinita (4-5 por 100). En ambos casos hay abundantes

fragmentos de olistolitos incartografiables de las series suprayacentes íntimamente mezclados.

Los afloramientos dentro de la Hoja son extensos y presentan las características anteriormente descritas. En tanto que en el sector Centro y Centro-Este su aspecto es triásico con predominio de las margas y yesos del Keuper, en el sector Norte y Centro-Oeste predominan las margas verdes y verde azulado con suelos pardos, cuyo aspecto escoriáceo recuerda en parte a las formaciones de cenizas volcánicas.

Micropaleontológicamente son muy pobres, con escasos fósiles arenáceos tipo: Ammodiscus, Cyclamina, Haplopragmoides, Bathysiphon, etc.; localmente son más ricas, pero con una mezcla total de microfauna que da edades desde el Lías al Mioceno Superior, lo cual nos indica que son re-sedimentadas o mezcla íntima de sedimentos durante el avance.

Los datos de sondeos en zonas próximas nos indica una potencia muy variable, desde poco más de un centenar de metros a 1.800 metros hacia el centro de la cuenca, próximo al frente en superficie de las unidades alóctonas. Dentro de la Hoja no poseemos datos, que nos permitan aseverar, cualquier dato en cuanto al espesor de estos sedimentos.

1.1.1.2 Triásico (T_c)

Aflora en los sectores S. y NE. de la Hoja con bastante amplitud. Lo constituyen margas y arcillas abigarradas, yesos y areniscas. La potencia de yesos es localmente masiva en capas estratificadas de yeso cristalino. La presencia de ofitas es muy escasa. La distinción de este tramo con respecto a la masa olistostrómica, donde ésta presenta una constitución con aporte mayoritario del Trías, se hace sumamente difícil y a veces es de criterio subjetivo.

Se ha tenido en cuenta el grado de implicación de los olistolitos; en el Trías están flotando en tanto que en la masa olistostrómica están englobados y la ausencia de margas con presencia de microfauna en el Trías. Esto unido indudablemente a la claridad de los afloramientos de una y otra formación.

Los estratos están profundamente trastornados y su estructura es caótica a veces, englobando, pero sin mezcla, en su seno materiales de variada edad y litología.

Estudios regionales permitirían trazar (con la impresión lógica que la constitución de estos materiales supone) la zona divisoria que determinara la parte de esta formación, que se extiende ampliamente hacia el Sur, cabe considerar implicada en el olistostroma y cuál es la perteneciente al dominio subbético. Es evidente que no es una línea, sino una zona de paso gradual, zona de despegue de las formaciones alóctonas del olistostroma, la que marca el paso de un dominio a otro. Si bien no descartamos la posibi-

lidad de que esta zona de despegue se encuentre dentro del ámbito de la Hoja, con las características expuestas anteriormente para este tramo, la ausencia de series estratigráficas más o menos completas y la presencia de olistolitos englobados en el Trías, nos hace suponer que la mayor parte de los materiales constituyentes de las zonas aóctonas están implicadas en el deslizamiento olistostrómico, incluido este tramo.

Dentro de este tramo encontramos con frecuencia sedimentos que atribuimos al Muschelkalk (T_{62}). Son pocos los afloramientos en los que con certeza podamos atribuir esta edad. Petrográficamente se trata de dolomías que en principio pueden ser primarias bien estratificadas, blancas y con aspecto sacaroideo, micritas recristalizadas negras y carniolas. Son totalmente azoicas.

Como señalábamos anteriormente, son muy escasos los afloramientos de ofitas encontradas y normalmente junto a los de Muschelkalk.

Petrográficamente presentan una composición de: plagioclasa y piroxeno como principales y feldespato K, clorita, m. metálico, anfíbol y apatito como accesorios, su textura es intergranular a subóptica, se clasifican como diabasas.

1.1.1.3 Lías (J_1)

Abundantes afloramientos en forma de olistolitos de extensión variable han sido cartografiados como Lías indiferenciado, aunque por su litología serían asimilables al Lías Inferior.

Un afloramiento representativo sería el de la cantera situada en el Cerro de las Cabezas. Se trata de micritas, biopelmicritas y micritas con fósiles, pellets e intraclastos recristalizados y dolomitizados con abundante óxido de hierro y m. orgánica. Se presentan bien estratificadas en bancos (15-25 cm.) con colores gris oscuro a negro crema y amarillentas. En la mayoría de los demás afloramientos la dolomitización secundaria es más intensa y ~~ha borrado la textura original,~~ sólo se observan «fantasmas» de los posibles aloquímicos de origen.

Micropaleontológicamente son muy pobres, la mayoría de las muestras son azoicas. Sólo una ha dado microfauna de Favreina sp. y restos de Moluscos atribuibles al Lías Inferior-Medio sin mayor definición. La potencia máxima observada, sin que como dato tenga ningún valor regional, es de 20 metros.

1.1.1.4 Dogger (J_2)

Un afloramiento situado en el Cerro de Calatrava, próximo a El Rubio y constituido por calizas y margocalizas con numerosos restos de Ammonites. La tectonización de las capas ha reducido los restos de macrofauna de tal forma que son inclasificables.

Presentan una microfacies de biomicritas arcillosas levemente arenosas con microfauna de: Filamentos, Radiolarios, Lenticulinas, Globochaete y Aptychus que por criterios regionales asimilamos al Dogger.

1.1.1.5 Jurásico Superior (J₃)

Son abundantes los afloramientos de sedimentos constituidos por margocalizas azuladas y calizas crema y capas de radiolaritas. El más representativo se ha observado en Torre Gallape. Los restos de macrofauna son inclasificables por la tectonización de las capas.

La microfacies es de biomicritas, intrabiomicritas con oolitos, oobiomicritas con intraclastos y ooesparmicritas con intraclastos, la recristalización es de moderada a fuerte. La microfauna encontrada es de: Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos, Ostrácodos, Nodosaria, Ammodiscus, Valvulínidos, Textuláridos, Lituóolidos, Clypeina, Lenticulina, Espículas, etc., y que no son determinativos, pero en este caso lo datamos como Jurásico Superior (Malm) sin más posibilidad de detalle, toda vez que, suprayacente, encontramos una serie que se determina como Cretácico Inferior.

En el afloramiento de Cerro Borroquero se ha datado un posible Kimmeridgiense con Gasterópodos, Equinodermos y Saccocoma por microfacies regional.

1.1.1.6 Cretácico Inferior (C₁)

Son numerosos los afloramientos, la mayoría de las veces sin relación alguna con los tramos anteriormente expuestos. Están constituidos esencialmente por margas y margocalizas blancas, verde-azulado con microfacies de: biomicritas y oomicritas. La macrofauna encontrada es de *Phylloceras tethys* D'ORBIGNY, *Lytoceras (Metalytoceras) aff. Trilobeti* MHLIG, *Eodesmoceras sp.*, *Protetragonites quadrisulcatus* D'ORBIGNY, *Leptotetragonites honnoratianus* D'ORBIGNY, *Holcostephanus (subastieria) sulcosus* PAYLOW, *Aptychus angulicostatus* PICTET-LORSOL, etc.

La microfauna es muy escasa, pero se determina: *Nannoconus steinmanni*, *Nannoconus bermudezi*, Radiolarios, Espículas, etc. Lo que nos permite datar este tramo como Cretácico Inferior, determinando en algunos puntos por macrofauna el Valanginiense sin más precisión en los demás casos.

1.1.1.7 Cretácico Superior (C₂)

Muy numerosos afloramientos constituidos por, margas y margocalizas blancas y rosadas flotando sobre el Trías o el olistostroma o ligadas tectónicamente a los tramos anteriormente descritos, han sido cartografiados

como Cretácico Superior, aunque se hayan distinguido sin conexión alguna los siguientes pisos:

a) Turoniense: *Globotruncana helvetica*, *Globotruncana schneegansi*, *Globotruncana renzi*, *Praeglobotruncana stephani*.

b) Santoniense Inferior: *Globotruncana primitiva*, *Globotruncana lapparenti*.

c) Santoniense Superior: *Globotruncana carinata*, *Globotruncana linnei*, *Globotruncana angusticarinata*, *Sigalia deflaensis*.

d) Campaniense-Maastrichtiense: *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana lapparenti*.

e) Maastrichtiense: *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncana stuarti*.

La imposibilidad de encontrar al menos una serie parcial, el tratarse de olistolitos a veces de extensión muy reducida, la tectonización o mezcla dentro de un mismo afloramiento, donde se datan varios pisos, nos ha llevado a cartografiar todos los afloramientos como Cretácico superior sin distinción, por los condicionamientos anteriormente expuestos.

1.1.1.8 Eoceno-Mioceno Inferior (T_{2-1}^{A-Aa})

Suprayacente y en contacto mecánico con la masa olistostrómica o el Triás encontramos una serie muy fracturada y con intercabalgamiento o despegues, con pliegues muy apretados y cambios bruscos de buzamiento que, a pesar de su extensión cartográfica en la Hoja, la escasez de buenos afloramientos y su tectonización hacen su estratigrafía muy dificultosa y a veces imposible de ser correlacionable entre los diversos tramos aflorantes.

Dos tramos de esta serie han podido ser motivo de estudio más minucioso. La inferior aflorante en el salto o presa de S. Calixto ($X = 325.884$, $Y = 483.359$) y las series del sector Mateo Pérez, El Higerón, Atalaya de D. Rodrigo.

El primer tramo está constituido por areniscas y margas alternantes con predominio de los bancos margosos.

Las areniscas, en bancos de espesor variable, 20 cm. a 1,30 m., son de color gris a amarillento y presentan abundantes estructuras sedimentarias primarias, flutte casts, groove casts, load casts, chevron casts y estructuras slump, sedimentación gradada y laminación paralela y cruzada. Los bancos de margas más abundantes y de mayor espesor, 50 cm. a 4 m., de color verde amarillento a gris azulado, tiene una composición mineralógica de calcita (30-45 por 100), cuarzo (12-19 por 100), filosilicatos (39-51 por 100) se determinan: montmorillonita (10-26 por 100), illita (21-25 por 100), caolinita (4-5 por 100), según los análisis mineralógicos por difracción de rayos X realizados. Petrográficamente, las areniscas de este tramo son

sublitarenitas, litarenitas y escasas litarenitas feldespáticas y subarcosas, el cemento es silíceo o carbonatado con predominio del primero, no se han observado muestras con cemento doble.

La composición mineralógica media para las areniscas, es la siguiente: Q (40-55 por 100), feldespato K (1-3 por 100), feldespato Ca-Na (0-2 por 100), fragmentos de roca metamórfica (1-3 por 100), fragmentos de roca carbonatada (2-5 por 100), fragmentos de areniscas (0-2 por 100), fragmentos de pizarras (0-1 por 100), chert (1-4 por 100), aloquímicos (3-6 por 100), cemento silíceo (30-35 por 100), y cemento carbonatado (25-40 por 100), arcilla (0-8 por 100). Como accesorios se encuentran: glauconita, sulfuros y óxidos de Fe, turmalina, circón, rutilo, etc.

El tamaño de la fracción arena es de media a fina y los granos son de subangulosos a subredondeados.

La potencia visible para este tramo en dicho afloramiento es de un máximo de 80 metros.

La microfauna es muy escasa, con abundantes muestras de los tramos margo-arcillosos totalmente azoicas. Se han determinado: Lamelibránquios, Equinodermos, Rotálidos, Miliólidos, Globigerínidos, Dentalium, Briozoos, Radiolarios, Globorotalia sp. y muy escasa fauna enana, y posiblemente reesedimentada en las capas superiores de: *Globigerinoides* sp., *Ammonia beccarii*, *Bolivina* aff. *scalprata miocenica*, *Bolivina* aff. *cistina*. No tenemos criterios micropaleontológicos suficientes para asignarle a este tramo basal una edad cierta. La posición stratigráfica infrayacente a tramos dados como Eoceno nos llevan a incluirlo dentro de toda la serie Eoceno-Mioceno Inferior, pero con condicionamientos que posteriormente expondremos.

El tramo superior está constituido por una alternancia de calizas, margas, areniscas y arenas con predominio de las calizas y areniscas y muy escasas pasadas de margas, que hacia el techo no aparecen. Las areniscas presentan una constitución similar con leves variantes del tramo inferior y las calizas presentan una microfacies de biomicritas de color rosado en la base y biomicritas arenosas hacia el techo de color blanco a blanco-amarillento.

Las arenas intercaladas, de color blanco, tienen composición similar a las areniscas con la consiguiente falta de cemento. En las areniscas de este tramo superior el cemento predominante es el carbonatado, se observan silicificaciones post-diagenéticas de poca importancia.

Tanto en un tramo como en otro las areniscas presentan clastos de naturaleza margo-arcillosa y constitución similar a las margas de sus intercalaciones.

La microfauna de este segundo tramo es abundante, se determina:

a) Cuisiense: *Globorotalia formosa*, *Globorotalia rex*.

b) Eoceno Medio-Superior: *Truncorotaloides*, *Melobesias*, *Distichoplax biserialis*, *Discocyclusina*, *Petallispira*, *Amphistegina*.

c) Oligoceno: Melobesias, Amphistegina, Miogypsinidos, Discocyclinas, Lepidocyclinas, Heterostegina, Eulepidina, Spiroclypeus.

d) Mioceno Inferior: *Globoquadrina dehiscens*, *Catapsydrax dissimilis*, Globigerinoides, *Globigerina venezuelana*, *Bolivinospis datho*, Miogypsina, Lepidocyclina, Miogypsinidos, Amphistegina, etc.

Si bien, como puede observarse, se datan pisos dentro de la serie, la separación cartográfica por todo lo expuesto no es posible, por lo que se ha tomado como formación única.

Como consecuencia de todo lo anterior, podemos deducir lo siguiente: la serie, al menos en su tramo inferior, tiene características flyschoides, el superior para-flyschoides. Aunque se toma como serie continua, en ningún punto se ha observado la relación de ambos tramos. La comparación de los análisis mineralógicos de las margas del tramo inferior con las constituyentes de la masa olistostrómica (capítulo 1.1.1.1) nos dice que, al menos en parte, este tramo sería uno de sus constituyentes.

La importancia regional de esta relación es grande, toda vez que la potencia de estas margas con la composición indicada y prácticamente azoicas, en su mayoría, o con fauna que en gran medida parece resedimentada, es superior a veces en mucho a los 1.000 m. De todo ello y teniendo en cuenta el lógico apilamiento producido por los deslizamientos en masa, puede deducirse que las formaciones que dieron origen a estos materiales tendrían que tener, además de las características expuestas (flysch), una potencia considerable. Consideraciones de carácter regional sobre las series subbéticas de edad Eoceno o Inferior, nos muestran que sin ser exhaustivo el análisis efectuado, no existen microfacies parecidas dentro del ámbito subbético «sensu estricto» ni potencias suficientes que originaran la acumulación de la masa olistostrómica tipo margas verdes y el tramo inferior de la serie descrita en este capítulo. El tramo superior sí está muy bien representado en el ámbito subbético, por lo que su origen es cierto.

Por lo cual y sólo como iniciación a lo que podría ser motivo de un estudio muy minucioso, toda vez que los datos actuales son muy escasos, la génesis de parte de la gran masa olistostrómica habría que buscarla fuera del ámbito subbético.

1.1.2 FORMACIONES PARA-AUTOCTONAS

1.1.2.1 Burdigaliense Superior-Andaluciense (T_{12-12}^{Ba3-Bc})

Suprayacente y en contacto discordante o mecanizado, según los puntos, con las formaciones olistostrómicas, se encuentra una serie constituida esencialmente por una alternancia de margas, margocalizas, calizas y escasas pasadas, a forma de lentejones de arena de color blanco (Albarizas o Moronitas en denominación antigua).

Presentan microfácies de biomicritas arcillosas levemente arenosas, con variaciones a micritas arcillosas y biomicritas con arcilla. Los porcentajes de arcilla son variables entre 5-30 por 100 y la arena, de tamaño fina-muy fina, está comprendida entre 0-10 por 100 y es de tipo cuarzarenítico.

Aunque los porcentajes de fósiles se estimen variables entre un 5-25 por 100, suponemos que en muchas ocasiones son bastante mayores, toda vez que a grandes aumentos se observa que la matriz de estos sedimentos se encuentra constituida esencialmente por fragmentos de espículas, radiolarios y diatomeas. La fracción arena está constituida por cuarzo mal o escasamente redondeado y a veces pequeños cristales de Feldespato K muy alterado.

La silificación, aunque variable, suele ser abundante, bien como removilización de la sílice de la matriz (nódulos de calcedonia) o bien como constituyentes de ella. La recristalización solamente afecta a los restos fósiles y en muy pequeña proporción a la matriz. Las intercalaciones arenosas, o lentejones que encontramos en esta serie, presentan una litología muy distinta. Son arenas o arenas arcillosas del tipo sublitarénita a litarenitas feldespáticas. Los fragmentos de roca son carbonatados y lutíticos, el cuarzo tiene caracteres poligénicos, los feldespatos de tipo ortosa, microclino y muy escasos granos de plagioclasa están muy alterados. Los porcentajes de arcilla son variables (5-25 por 100) y sus características son similares a la fracción arcillosa de esta serie.

Micropaleontológicamente encontramos dos edades bien definidas: Burdigaliense Superior-Langhiense (regionalmente Serravalliense) definida por: *Praeorbulina*, *Bolivinopsis clotho*, *Globigerinoides bisphaericus*, *Globorotalia scitula*, *Globigerinoides sacculifer*, y Tortoniense Superior-Andalucense definido por: *Globorotalia acostaensis*, *Globorotalia martinezi*, *Globorotalia miozea*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*.

Estas dos edades, si bien son resultado de un exhaustivo estudio micropaleontológico, no corresponden en ningún caso, con diferencias litológicas ni sucesiones estratigráficas en los afloramientos de campo, toda vez que, si bien observamos dos texturas diferentes, bancos masivos con foliación hojosa y capas en bolos de fractura foliar concoidea, en ningún caso existe correspondencia entre la textura y las diferencias de edad antes admitidas. En ambos casos pueden tener una u otra edad.

Si bien creemos que corresponden a cuencas diferentes y que unas, las más antiguas, han sufrido una traslación mayor, la ausencia de diferencias litológicas, toda vez que en gran parte las más modernas han sido originadas por removilización de las antiguas, y un último episodio de tectónica conjunta hace totalmente imposible en la actualidad el poder diferenciar cartográficamente ambas series albarizoides.

Dentro del ámbito de la Hoja estos sedimentos ocupan una amplia zona en el ángulo NO. y otro afloramiento en el sector sureste.

En ambos casos, estos sedimentos desarrollan potentes suelos pardos a negros, debido a la intensa acumulación de materia orgánica. En algunos afloramientos se han observado impregnaciones de hidrocarburos oxidados (asfalto) de pequeña importancia, pero que nos indican que estos sedimentos son, en origen, petrolígenos. Su posición tectoestratigráfica nos hace descartar a nivel de los estudios actuales su posible interés petrolífero.

La potencia máxima visible dentro de la zona es de (95-100 m.), pero el carácter de esta formación hace que este dato sólo tenga validez local.

1.2 SEDIMENTOS AUTOCTONOS

1.2.1 PLIOCUATERNARIO

Discordantes y suprayacentes sobre los materiales anteriores, encontramos unas formaciones que posiblemente correspondan a una etapa antigua del Cuaternario y en parte al Plioceno. Sabemos que regionalmente son discordantes sobre el Andaluciense y/o Andaluciense-Plioceno basal (sector de Carmona). Es por ello que a falta de una datación más precisa nos veamos obligados a dar una tan amplia como Pliocuaternario.

Distinguimos dos formaciones; una localizada en el vértice Noroccidental de la Hoja, continuación de los sedimentos que con carácter regional cubren grandes extensiones de la Cuenca del Guadalquivir, y otra situada en la parte SO., continuación de la que en gran parte cubre la llanura de la cuenca endorreica existente entre La Lentejuela-Osuna-El Rublo.

No tenemos criterios suficientes para correlacionar estas dos formaciones, ni podemos asegurar si corresponden o no a una etapa totalmente isócrona. Sus diferencias de constitución litológica nos llevan a considerar un área madre totalmente distinta para ambas, lo que creemos motivo suficiente para su separación cartográfica.

1.2.1.1 Formación roja (Raña) ($T_2^B-Q_1$)

Ocupa el vértice noroccidental de la Hoja en una extensión muy reducida y totalmente laminada en su espesor. Por ello los datos que a continuación reseñamos son en gran parte debidos a los estudios regionales de las Hojas colindantes.

Encontramos esta formación, dentro de la Hoja, suprayacente y discordante con la serie blanca.

Está constituida por conglomerados, gravas, arenas, areniscas y lutitas. Los porcentajes de sus constituyentes son muy variables localmente.

Los estudios en sectores próximos, donde alcanza su máximo desarrollo, nos permiten decir que la naturaleza de sus cantos tiene las proporciones aproximadas siguientes: 16 por 100 de cuarzo, 75 por 100 de cuarcita, 4 por 100 de pizarras, 1,5 por 100 de rocas ígneas y 3,5 por 100 de cantos carbo-

natados. Los parámetros de esfericidad (Riley y Krumbein) y el aplanamiento (Calleux) nos indican que están muy rodados y posiblemente policíclicos, bien redondeados y de aplanamiento medio respectivamente.

En la matriz, la proporción mayor en la relación grava fina-arena-lutita, corresponde a la grava un 15-20 por 100, arena, 70-90 por 100, quedando el resto para la fracción lutita.

La mineralogía media de esta fracción da: 24,6 por 100 de cuarzo (poligénico), 20 por 100 de feldespatos (con mayor abundancia de los FK sobre F Ca-Na) y 55,3 de fragmentos de roca (en general pizarras y limolitas de bajo índice, cuarcitas micáceas y escasos restos de rocas ígneas).

Los minerales pesados son poco abundantes, aunque localmente pueden alcanzar proporciones de 0,5-1 por 100. Encontramos circón, rutilo, turmalina, epidota, sulfuros y óxidos de Fe, mica negra, etc.

La mineralogía media de esta fracción nos indica que se trata de un sedimento tipo litarenita a litarenita feldespática.

Gran parte de esta formación se encuentra recubierta por un suelo de espesor variable y color rojo o pardo, igualmente en los sectores de drenaje de la formación se acumulan costras calcáreas de espesor variable.

Las características morfométricas, gran heterometría, variabilidad de los porcentajes de sus constituyentes, así como redondeamiento, esfericidad y aplanamiento anteriormente expuestos, nos permiten decir que son depósitos continentales en un medio de manto acuoso de alta energía y régimen turbillonario que consigue en un transporte relativamente corto una mala clasificación y un buen redondeamiento.

La constitución mineralógica nos hace pensar que el área madre de estos sedimentos son los afloramientos del Paleozoico de la Meseta (Sierra Morena).

La potencia es variable y sólo en algunas graveras se han podido efectuar medidas aproximadas. Podemos estimar un máximo de (8-10) metros. Dentro del ámbito de la Hoja esta formación está totalmente laminada y sólo la presencia de cantos sueltos y suelos rojos nos llevan a cartografiarla.

1.2.1.2 (Tc₂^B-Q₁)

Constituido por conglomerados, arenas, areniscas y lutitas.

Los conglomerados están muy cementados, formados por cantos de calizas y dolomías subbéticas, bien redondeados y con un tamaño por lo general inferior a 10 cm., la matriz samítica constituida en gran porcentaje de cuarzo (aparecen frecuentemente cuarzos bipiramidados) y escasos feldespatos y fragmentos de rocas, el cemento es carbonatado.

Las areniscas, bien cementadas, están constituidas aproximadamente por un 40-50 por 100 de cuarzo, 20-25 por 100 de fragmentos de roca, en su ma-

yoría carbonatados, y areniscas, pizarras y chert y el cemento carbonatado (30-35 por 100).

Dado que esta formación se encuentra muy enalichada y en muchos casos sólo quedan restos de su antigua extensión, el reconocimiento superficial se hace con dificultad. Los datos que se pueden aportar sobre su potencia son por este motivo locales, siendo la potencia máxima visible de 15 m. aproximadamente.

1.2.2 CUATERNARIO

Amplias zonas de la Hoja están recubiertas por cuaternarios de diversa índole. En muchos casos, los derrubios o las costras calcáreas enmascaran los sedimentos infrayacentes; cuando se ha podido, hemos intentado dilucidar qué materiales cubren con mayor o menor espesor y se ha cartografiado en su caso el infrayacente. La compleja estratigrafía de la zona no permite, donde no se observe con cierta claridad, extrapolar términos.

1.2.2.1 Cuaternario indiferenciado (Q)

El amplio sector SO. ocupado por esta formación es en realidad la evolución propia de los materiales que constituyen la cuenca endorreica, cuyos afloramientos constituyen el QLg. Está constituido este cuaternario indiferenciado por potentes suelos de arcillas verdosas, con escasas pasadas de área muy fina y lutitas. Hacia los bordes y en contacto con el Pliocuaternalario ($Tc_2^B-Q_1$) se hace más grosero con mayor abundancia de gravas y arenas gruesas.

1.2.2.2 Cuaternario lagunar (Qlg)

La evolución de la cuenca endorreica del SO., presenta en la actualidad lagunas residuales de mayor a menor extensión. La laguna de Ruiz Sánchez, que era la de mayor extensión, ha sido drenada, por lo que actualmente no acumula agua en las épocas de lluvia.

En las restantes, las fluctuaciones estacionales dan lugar a una acumulación de sedimentos de importancia variable, pero que indudablemente por la extensión que dicha cuenca ocupa ha debido ser mucho mayor.

Los depósitos lagunares actuales están constituidos por arcillas varvas, lutitas y evaporitas. Localmente la acumulación de sales alcanza varios decímetros con láminas de lutita y/o arcilla de color verde-amarillentos y gris oscuro intercalados. En los sectores de sedimentos más groseros, hacia los bordes, intercaladas con las capas arenosas, hay capas de pequeño espesor, de arcilla muy rica en materia orgánica y de aspecto turboso.

1.2.2.3 Costras calcáreas (QK)

Ligadas en parte a la cuenca endorreica, anteriormente aludida, o fuera de ella encontramos potentes formaciones de costras calcáreas que en algunos puntos, sectores, centro y centro-oeste alcanzan potencias superiores a los 4 metros.

Aunque denominamos a esta formación costras calcáreas, en parte se piensa que no es totalmente oportuna. En aquellos sectores en que se encuentra ligada a la cuenca endorreica puede ser sedimentos propios de ella, aunque su relación no sea clara, pero su potencia y la constitución del tipo tobas margosas, con pasadas de auténticas calizas lacustres (desmicritas) nos lleva a pensar en que al menos en parte sean sedimentos lagunares. En los demás afloramientos son las típicas costras o «caliches» normalmente discordantes sobre los sedimentos Triásicos y formados por la ascensión por capilaridad de aguas cargadas en sales.

1.2.2.4 Terrazas (QT₁, QT₂, QT₃, QT₄, QT₅)

La compleja formación de terrazas del río Genil y sus afluentes y su constitución merecería un estudio muy minucioso por las características que expondremos a continuación.

Cinco niveles de terraza se han localizado a las alturas siguientes: T₁ (190-200 m.); T₂ (165-180 m.); T₃ (155-165 m.); T₄ (145-150 m.), y T₅ (140-145 m.), respectivamente.

Las cotas son aproximadas y su variación para una misma terraza se debe, como es lógico, a las variaciones de cota del nivel del río.

Su constitución es similar prácticamente en todas, gravas, conglomerados y arenas, la fracción lutítica es muy escasa o nula, al menos en los afloramientos observados.

La mineralogía de estos depósitos es diversa, con predominio de los aportes de origen subbético, cantos calcáreos y cuarzo. Sin embargo, en las terrazas altas, QT₂-QT₃, existe una fracción mayoritaria de cantos metamórficos, esquistos, micasquistos, cuarcitas y cuarzo.

Otro aspecto interesante son los niveles de tobas o caliches interestratificados en las QT₂-QT₃, así como su tectonización o fracturación por fallas muy recientes.

Estas características, en cuanto a diferenciación litológica, interestratificaciones de niveles de costras y fracturación reciente serían motivo de estudios minuciosos, toda vez que podrían aportar datos sobre la evolución reciente de la zona. Como conclusión, puede decirse que para las terrazas inferiores, QT₄, QT₅, los aportes metamórficos, salvo el cuarzo, o cuarcitas, que es esencial en su constitución, son muy escasos; para las terrazas altas

constituyen una fracción importante. Las interestratificaciones en estas terrazas de las costras, pueden ser debidas a periodos de sequía total o movimientos halocinéticos, locales, que crearan desequilibrios en el paleo-nivel de la red hidrográfica. La fracturación de las terrazas en los niveles QT_2 - QT_3 serían el reflejo de los reajustes posteriores a los movimientos halocinéticos que aludíamos con anterioridad. No tenemos criterios ciertos para correlacionar estos movimientos con los causantes de la cuenca endorreica del sector sur-oeste, pero pueden, en principio, tener una analogía cronológica.

2 TECTONICA

Los sedimentos que afloran en la Hoja los asimilamos a dos grandes unidades estructurales: Olistostroma y sedimentos autóctonos, que presentan rasgos de una evolución tectónica diferente, por lo que es necesario describirla por separado.

2.1 OLISTOSTROMA

La tectónica de esta unidad estructural está determinada por el desplazamiento de SE. a NO. de materiales fundamentalmente margosos, que durante el Mioceno avanzaron hacia el mar instaurado en la zona.

En este movimiento arrastró depósitos, desplazándolos como «planchas flotantes» al principio, hasta sufrir deformaciones, fracturas e imbricaciones que dieron lugar a su mezcla con la masa. Esta evolución se aprecia en un corte de Norte a Sur, siendo cada vez mayores los elementos englobados, cuanto más al Sur, o cuanto más próxima se encuentra la zona de despegue, como ocurre en nuestro caso.

La serie blanca (Albarizas) se encuentran dislocadas y muy fracturadas, pero no se observan incluidas en la masa olistostrómica. Esto evidencia un grado de implicación mucho menor, lo cual es lógico si consideramos que el olistostroma habrá iniciado su deslizamiento procedente del Subbético. Sólo en los movimientos de éste a partir del Mioceno Superior han sido afectadas sufriendo una traslación, que si no ha sido importante, sí lo suficiente como para ser incluidas como materiales olistostrómicos, aunque las denominamos para-autóctonos.

El movimiento del olistostroma no ha sido continuo, se realizó de forma pulsatoria a lo largo del tiempo que duró la traslación, y en fases no totalmente isócronas sectorialmente, por lo que el comportamiento de los materiales afectados no será idéntico a lo largo de todas las zonas que ocupa.

Resumimos a continuación los principales movimientos que creemos han afectado a esta masa.

1. Post-Aquitaniense y ante-Burdigaliense Superior
— Depósito de la serie blanca (Albarizas)
2. Post-Serravalliense y ante-Tortonense Superior
3. Intra-Andaluciense

}	<ol style="list-style-type: none">3.1. Manto olistostrómico3.2. Desplazamiento de la serie blanca (Albarizas) del frente y arrastre de los sedimentos de su entorno (Albarizas Andaluciences).
---	-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------
4. Movimientos póstumos.—Halocinesis. Reajustes tectónicos. Cuencas endorreicas.

Dentro de los sedimentos que constituyen el olistostroma observamos una tectónica que en gran parte refleja todo lo anteriormente descrito. Como características principales es la imposibilidad de hacer coherente un esquema tectónico, ello puede ser debido a la juxtaposición de los movimientos olistostrómicos sobre una tectónica subbética preestablecida. Por ello los accidentes que se observan no sabemos si son heredados de la primitiva tectónica subbética, con posterior retoque en los deslizamientos olistostrómicos, o son totalmente debidos a estos deslizamientos.

Intentaremos, sin embargo, dar las líneas tectónicas generales sin atribuir las a uno u otro ámbito. Dos alineaciones de afloramientos sensiblemente paralelas de Cretácico Inferior y Cretácico Superior que indican despegues a favor de estos sedimentos. La alineación de calizas y dolomías del Lías Inferior, que en muchos puntos llevan una lámina de cretácico, uno u otro en su base, confirman esta primera hipótesis. Creemos que puede ser tectónica heredada de los mantos subbéticos. Igualmente el Cretácico Superior se encuentra debajo de la serie Eoceno-Mioceno Inferior. En dos afloramientos se ha observado, bien ventana tectónica como del Eoceno-Mioceno Inferior, bien cómo el Trías-Lías Inferior cabalga a la serie anterior. Es posible, pues, que localmente las series olistostrómicas hayan superado el Eoceno-Mioceno Inferior. Teniéndolo como autóctono relativo y llevándolo como alóctono. Indudablemente el Trías en estos movimientos ha jugado un papel importante.

Dentro de la serie Eoceno-Mioceno Inferior se observan intradespegues a favor de los tramos blandos, debido posiblemente a los empujes olistostrómicos, así como fracturaciones normales o de desgarre. Los plegamientos al menos en la zona no se ajustan a una dirección única. Desde los que pueden considerarse «normales» de dirección aproximada E.-O., es decir, perpendiculares a la dirección de desplazamiento del olistostroma a los NE.-SO., sensiblemente paralelos a ella.

Las fracturas, salvo algunas aberrantes, si se ajustan a dos grandes líneas tectónicas, las perpendiculares a la dirección de avance, en gran parte son fracturas de compresión, y otro sistema en 45° que corta y desplaza al anterior y que afecta incluso a los cuaternarios; son fracturas muy recientes de reajuste posterior a todos los movimientos.

La cuenca endorreica de El Rubio-La Lentejuela-Osuna, estaría posiblemente originada, por movimientos halocinéticos de la masa plástica, posteriores al desplazamiento inicial de la serie blanca, y que continuaron durante todo el Plioceno e incluso el Cuaternario. El último sistema de fallas, al que aludíamos anteriormente, estaría relacionado como estos movimientos, siendo su consecuencia final.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Dentro de la zona motivo de estudio, creemos que se debe distinguir, al igual que en el capítulo de tectónica, dos etapas claramente diferenciables. La primera es aquella referente a la historia geológica o evolución de los materiales subbéticos. La segunda, sería la referente a los sedimentos para-autóctonos y autóctonos de la cuenca del Guadalquivir.

En cuanto a la evolución de la cuenca subbética, de la que proceden los sedimentos a los que atribuimos este origen, poco o nada podemos decir, toda vez que sólo encontramos fragmentos rotos y dislocados «flotando» ya sobre el Trías y sobre el «olistostroma» y nunca series más o menos completas.

Es más, aun suponiendo que pudiéramos atribuir alguna de las complejas estructuras tectónicas a los movimientos alpinos, cosa harto difícil, pues el trastoque posterior ha sido de gran envergadura, sería muy difícil el poder relatar una historia continua para estos sedimentos.

Es por ello que, cuando más, y dada la edad más antigua encontrada para los sedimentos para-autóctonos, Burdigaliense Superior, podemos decir que con anterioridad y posterior al Mioceno Inferior (Aquitaniense) estos sedimentos subbéticos habían iniciado su deslizamiento gravitatorio, que en parte pudo ser subaéreo, hacia una zona de subsidencia a la que podríamos llamar «precuenca del Guadalquivir». Con posterioridad a este deslizamiento, y en este mar instaurado de edad Burdigaliense Superior, se depositan, discordantemente, los sedimentos constituidos por calizas, margas, margocalizas y arenas de color blanco en general, cuya constitución nos indica que el mar era altamente rico en sílice, lo cual puede explicarse por la constitución de los sedimentos que le sirve de «substratum» e indudablemente por condiciones ambientales que impliquen este enriquecimiento.

Actualmente, los criterios micropaleontológicos nos permiten hacer constar que parece haber un hiato en esta serie blanca. Hay dos edades clara-

mente definidas: Burdigaliense Superior-Serravaliense y Andaluciense. Faltaría todo el Tortoniense o al menos gran parte. Podemos pensar que durante el Tortoniense intermedio en esta cuenca no hubo depósito, posiblemente porque sufriera una elevación que coincidiría, al menos en parte, con la entrada en subsidencia y la gran transgresión del Tortoniense Superior que daría lugar a la cuenca del Guadalquivir, sentido estricto. Indudablemente, la subsidencia diferencial es la causante de un nuevo avance por deslizamiento gravitatorio, creemos submarino de todos los sedimentos anteriores con entrada en la cuenca. En los sondeos de Ecija y Carmona estos sedimentos olistostrómicos están suprayacentes, ya sobre los sedimentos de la transgresión, ya sobre margas azules, todo ello de edad Tortoniense Superior; en otros puntos los sondeos han cortado margas azules Andaluciences encima y debajo, es por ello que pensamos que este movimiento es pulsatorio y con fases locales no isócronas totalmente.

Localmente, las albarizas han sido línea de costa y substratum de los depósitos Andaluciences, por lo que la serie blanca de esta edad la consideramos estratigráficamente cambio de facies de las margas azules.

Hacia el Andaluciense Superior existe una nueva fase pulsatoria que afecta particularmente a los sedimentos topográfica y estratigráficamente más altos de la serie, es decir, la serie blanca, que se despegan en parte de la masa olistostrómica y se deslizan empujando a los sedimentos Andaluciences de su entorno.

Con posterioridad, los sedimentos Andaluciences continúan su depósito. Por datos regionales sabemos que hacia el final del Andaluciense sobreviene la gran regresión.

La cuenca empieza a elevarse paulatinamente y los aportes terrígenos groseros predominan sobre las fracciones finas y los depósitos químicos, dando lugar al tramo superior de arenas, areniscas y calizas bioclásticas.

La cuenca emerge, aunque sabemos que regionalmente la regresión se hace de forma paulatina en dirección NO.-SE., es decir, siguiendo aproximadamente el eje de la cuenca, de tal forma que encontramos series marinas continuas hasta el Plioceno Superior en sectores localizados.

En nuestra zona la emersión es total al final del Plioceno, instalándose en glacis erosivo y de acumulación constituido por conglomerados cuarcíticos en general.

Con posterioridad se instala la red fluvial con distintos cambios de nivel de base, lo cual nos da un complejo sistema de terrazas.

En sectores localizados, Marchena-Rubio y, debido, creemos, a movimientos Pliocuaternarios del olistostroma en general y posiblemente al Trías en particular, se instaura un sistema endorreico, del cual actualmente sólo quedan lagunas residuales, que da origen a formaciones de constitución muy diversa. Hacia los bordes conglomerados de cantos calcáreos, costras calcáreas de gran desarrollo, arcillas varvadas y sales. Le atribuimos esta

edad porque actualmente no existe ninguna conexión con la red fluvial actual, y en ciertos sectores, fuera del ámbito de la Hoja, se encaja en tramos de esta formación.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA Y CANTERAS

No se han observado indicios de actividad minera alguna, y dada la estratigrafía de la zona, al menos en los tramos aflorantes, no se piensa que existan posibilidades para la investigación de criaderos minerales. Sólo se han observado escasas mineralizaciones de hierro en el Trías, lo cual ya es muy conocido y sin posibilidades de explotación interesante.

Las explotaciones en canteras sí son realmente importantes, y muy localizadas. Los numerosos olistolitos del Lías Inferior o Infralías, sobre todo aquellos de extensión considerable y con predominio en su litología de calizas negras, son intensamente explotadas para construcción y firme de carreteras. Algunas canteras, enclavadas en estos materiales, están abandonadas por agotamiento total o parcial de estas calizas.

En el sector sur de la Hoja donde el Trías aflora masivamente, existen canteras muy reducidas y abandonadas para la explotación de yesos, esencialmente donde éste aflora en forma masiva de textura sacaroidea o en las masas cristalinas.

En las zonas limítrofes de la Hoja, próximas a los pueblos de Ecija y la Herrera, existen explotaciones reducidas de las margas blancas que constituyen la serie blanca (albarizas) como materia prima en la industria cerámica.

Agua arriba de la presa de San Calixto, la terraza baja y los aluviones del Genil son motivo de una explotación muy intensa. La homogeneidad de tamaño de grano y su constitución, eminentemente cuarzosa, hacen de estos sedimentos un material muy apto para su empleo como áridos en la construcción.

Creemos interesante referirnos al interés que podría tener un estudio más exhaustivo de las margas verdes olistostrómicas, y en su caso, del tramo basal de la serie Flysch. Su alto contenido en montmorillonita, como demuestran los escasos análisis de difracción realizados, puede localmente ser aún superior, lo que unido a su gran extensión regional, puede colocar a estos sedimentos dentro del campo de la explotabilidad.

4.2 HIDROGEOLOGIA

Los sedimentos aflorantes en la Hoja de El Rubio, dada su litología y su tectónica, no se prestan por lo general a la formación de mantos acuíferos.

El Trías y la masa olistostrómica son prácticamente impermeables y los olistolitos que se encuentran, dado su tamaño, no tienen más interés que el de pequeñas fuentes o pozos de uso doméstico. La serie Eoceno-Mioceno Inferior se encuentra flotando sobre los materiales anteriores impermeables, serían en principio acuíferos menores pero más importantes; sin embargo, su compleja estructura tectónica haría muy difícil su investigación, toda vez que la escasa agua que contengan, dado su permeabilidad, se encuentra canalizada por las fracturas, como se ha observado en campo, y el drenaje es continuo. Como pensamos que su profundidad es relativa, el manto acuífero confinado sería de escasa importancia.

La serie blanca se comporta como impermeable y se encuentra sobre terrenos igualmente impermeables o sin posibilidad de alimentación interesante, por ello su interés es igualmente nulo, sólo, como nos referíamos al principio, dirigido a pozos de uso muy restringido.

Indudablemente son las formaciones cuaternarias las más interesantes por dos motivos, el primero, que recogen las aguas de escorrentía de las series anteriores y al encontrarse sobre series impermeables, por lo general, las almacenan, en el caso de los endorreicos, y en el caso de la terraza del Genil, porque están alimentadas por el motivo anterior y por el río. Este punto es interesante y se debe hacer hincapié en él. La escasez de agua potable en la región y zonas colindantes para el abastecimiento de las poblaciones, es un problema que se acrecienta cada año. Las aguas del Genil tienen una contaminación tan alta que su depuración plantea serios problemas. Creemos que el filtrado de estas aguas por los sedimentos de las terrazas, sería si no total, sí lo suficiente como para que fuesen aptas para su depuración posterior.

5 BIBLIOGRAFIA

- BERGGREN, W. A., y VAN COUVERING, J. A. (1974).—«The Late Neogene», Dev. in Pal. and Str. elsevier ed.
- CARATINI, C., y VIGUIER, C. (1973).—«Etude palynologique et sedimentologique des sables Holocenes de la falaise littorale d'El Asperillo (Huelva)». *Est. Geo!*, vol. XXIX, C. S. I. C. Madrid.
- CITA, M. B.—«Mediterranean evaporite: Paleontological argumentes for a Deepbasin dessication model».
- CLIFTON, E.; HUNTER, R., y PHILLIPS, L. (1971).—«Depositional structures and processes in the non-barred High-energy nearshore». *Journal of Sedim. Petrology*, vol. 41, núm. 3, pp. 651-670.
- FRIEDMANN, G. M. (1961).—«Distinction between dune, beach and river sands, from their textural characteristics». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 31, núm. 4, december.

- GAVALA, J. (1936).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.017, El Asperillo». *IGME*, Madrid.
- (1949).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.018, El Rocío». *IGME*, Madrid.
- (1952).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.033, Palacio de Doñana». *IGME*, Madrid.
- LEYVA, F. (1973).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 983, Sanlúcar la Mayor». *IGME*, Madrid.
- (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.000, Moguer». *IGME*, Madrid.
- (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.033, Palacio de Doñana». *IGME*, Madrid.
- MAGNE, J., y VIGUIER, C. (1970).—«Stratigraphie du Néogène de la bordure méridionale de la Sierra Morena entre Huelva et Carmona». *Bulletin de la Société Géologique de France*, T. XII, pp. 200-209, París.
- MALDONADO, A. (1972).—«El delta del Ebro». *Boletín de Estratigrafía*. Facultad de Ciencias. Barcelona.
- MENENDEZ AMOR, J. (1964).—«Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva». *Estudios Geológicos. Inst. Lucas Mallada C. S. I. C.*, vol. XX, pp. 183-186, Madrid.
- MONTENAT, C.—«Le miocène terminal des chaînes bétiques (Espagne méridionale) Esquisse paléogéographique».
- MULDER, C. J. (1973).—«Tectonic framework and distribution of Miocene evaporites in the Western Mediterranean. Messinian events in the Mediterranean Geodynamics scientific Report of the colloquium held in Utrecht».
- MUÑOZ CABEZON, C. (1967).—«Memoria del Sondeo núm. 9 "El Asperillo". Comisión de Investigaciones Petrolíferas "Valdebro"». Madrid, septiembre (inédito).
- PASSEGA, R. (1957).—«Texture as characteristic of clastic deposition». *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. V. 41, núm. 9, pp. 1952-1984.
- PASTOR, F., y LEYVA, F. (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 1.000, Moguer». *IGME*, Madrid.
- PERCONIG, E. (1962).—«Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot. L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe». *Société Géologique de France*, T. I. París.
- (1964).—«El límite Oligoceno-Mioceno y la fase terminal marina del Mioceno». *II Reunión del Comité del Neógeno Mediterráneo (Sabadell-Madrid). Cursos y Conferencias del Inst. Lucas Mallada. C. S. I. C.*, fasc. IX, pp. 218-229, Madrid.
- (1966).—«Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico Andalciense para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marina». *Notas y Comunicaciones IGME*, vol. 91, pp. 13-40, Madrid.

- (1966).—«Sull'esistenza del Miocene Superiore in facies marina nella Spagna meridionale». *III Reunión C. N. M. S.*, pp. 288-303, Berna.
 - (1968).—«Biostratigrafía della sezione di Carmona in base al foraminiferi planctonici». *Giornale di Geologia. IV Congreso Intern. de Geología*, vol. 35, pp. 191-218, Bologne.
 - (1971).—«Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la meseta». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, vol. 29, pp. 309-323, Madrid-Lisboa.
 - (1974).—«Informe geológico sobre el Sustrato de la parte occidental del Valle del Guadalquivir». *E. N. ADARO* (Div. de Geología) (inédito).
- PEREZ MATEOS y ORIOL RIBA (1961).—«Estudio de los sedimentos Pliocenos y Cuaternarios de Huelva». *II Reunión de Sedimentología C. S. I. C.*, pp. 88-94, Madrid.
- SAAVEDRA, J. L., y BOLLO, M. F. (1966).—«Estudio Geológico-Estructural de la cuenca del río Genil». *Ministerio Obras Públicas C. E. H.*, pp. 1-45, Madrid.
- TORRES, T. (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 999, Huelva». *IGME*, Madrid.
- (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000, núm. 984, Sevilla». *IGME*, Madrid.
- VIGUIER, C. (1969).—«Precisiones acerca del Neógeno en Dos Hermanas (Sevilla)». *Boletín Geológico y Minero. IGME*, T. LXXX, vol. 6, pp. 545-546, Madrid.
- (1974).—«Le Neogène de l'Andalousie Nord occidentale, these d'Etat Université de Bordeaux.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA