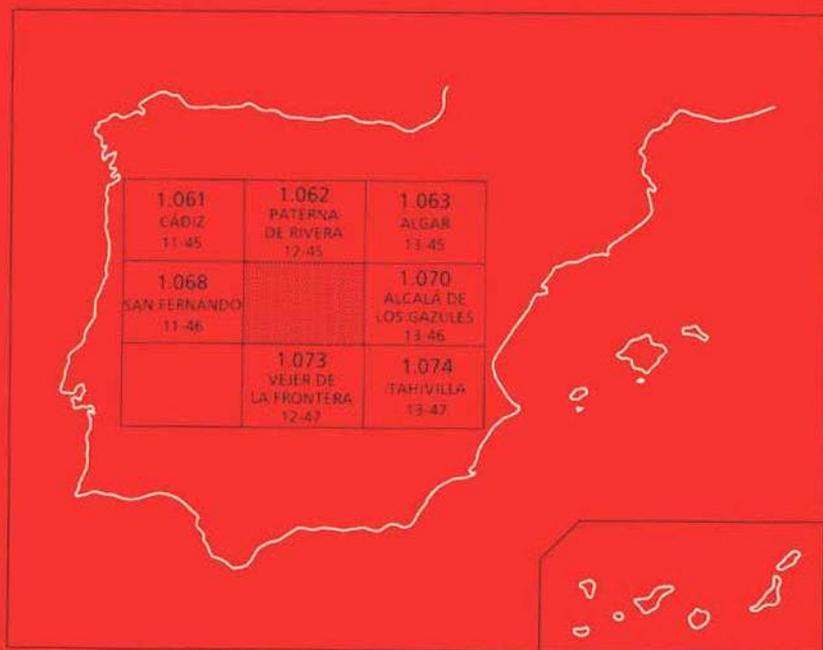




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



CHICLANA DE LA FRONTERA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

CHICLANA DE LA FRONTERA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-10374-1991
NIPO: 232-91-001-4

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INYPSA con normas, dirección y supervisión del IGME.

AUTORES Y COLABORADORES

Cartografía y redacción de Memoria

A. García de Domingo

J. González Lastra

P.P. Hernaiz Huerta

C. Zazo Cardeña

J.L. Goy Goy

} Plioceno superior y Cuaternario

Tectónica y Neotectónica

F. Moreno Serrano

Sedimentología

J. González Lastra

A. Maymo Assens

L. Ardevol Oro

Icnofauna

J.C. García Ramos

ESTUDIO DE MUESTRAS

Micropaleontología

L. Granados Granados

Nannoplacton

P. Aguilar

H. Feinberg

Sedimentología

J. González Lastra

M. Valenzuela Fernández

C. Suárez de Centi

Macropaleontología

J. Meco Cabrera

DIRECCION Y SUPERVISION DEL IGME

P. Ruiz Reig

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

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

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Chiclana de la Frontera (12-46) se encuentra situada en la provincia de Cádiz, en el borde oriental de la Bahía del mismo nombre.

Se trata de una región de relieve bajo, cuya máxima elevación la constituye el cerro sobre el que se asienta la localidad de Medina Sidonia con 335 m de altitud.

El clima actual es el típico mediterráneo, ligeramente modificado; la red fluvial es efímera quedando reducida a pequeños arroyos de escorrentía prácticamente nula; sólo hay que destacar el río Iro, en el sector noroccidental de la Hoja.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

Desde el punto de vista geológico, esta Hoja se encuentra ubicada en el marco estructural de las Béticas occidentales dentro de una amplia banda de materiales arcillo-yesíferos del Triásico superior, cubiertos en su mayor parte por el Complejo Tectosedimentario Mioceno, que contiene bloques de distintos orígenes. Dicha banda, con orientación NE paralela a la Cadena, se prolonga hacia el Sur, por la Hoja de Vejer de la Frontera (1.074) y hacia el Norte, hasta las Sierras de las Dos Hermanas, del Valle y de las Cabras. Dicha estructura debió de actuar como un umbral diapírico, con tendencia al levantamiento, cuyos movimientos han condicionado en gran parte los rasgos paleogeográficos y los límites de distribución de sedimentos así como, en los momentos de mayor actividad tectónica, la dirección y extensión de los transportes tectónicos y los estilos estructurales de las diversas zonas.

Con posterioridad al paroxismo tectónico parte de esta zona quedaría definida como una gran depresión en la que se sedimentarían los materiales margosos y biocalcareníicos del Mioceno superior-Plioceno, asimismo afectados por los movimientos diapíricos.

1.3. ANTECEDENTES

El estudio de esta región comienza con los trabajos de GAVALA (1924), que confecciona un mapa a escala 1:100.000, denominando el conjunto arenoso **Areniscas del Aljibe**, y ROBAUX (1935), que data como Cretácico superior algunos flysch de esta región.

Una investigación más detallada se inicia con los trabajos de tesis doctorales de la Facultad de Ciencias de París, dirigidas por DURAND DELGA y realizados por CHAUVE, (1967) que estudia el norte de la Provincia de Cadiz y DIDON (1969) que estudia el Campo de Gibraltar.

Posteriormente hay que destacar los trabajos de PENDON (1977), que estudia la sedimentación turbidítica del Campo de Gibraltar, y BOURGOIS (1978) que realiza la transversal de Ronda y aporta nuevos datos sobre la evolución del Arco de Gibraltar.

Asimismo hay que destacar la interpretación de los sondeos petrolíferos profundos realizada por PERCONIG (1962) y el estudio geológico a escala 1:25.000 confeccionado por SECEGSA (1982).

El Mioceno superior de esta región ha sido estudiado micropaleontológicamente por MARTINEZ (1973) que realiza el corte de Vejer de la Frontera.

Por último hay que mencionar los estudios del Cuaternario marino y Neotectónica, realizados por ZAZO (1980), BENKHELIL (1976) y BOUSQUET (1974).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. SUBBETICO

2.1.1. Triásico

2.1.1.1. *Arcillas, yesos y areniscas rojas* (1); *Dolomías tableadas* (2) y *ofitas* (3) (Triásico superior).

Aparecen en una amplia banda de dirección SO-NE, que ocupa el sector centro-norte de la Hoja, y también en afloramientos más reducidos y dispersos que siguen la dirección mencionada.

Es un conjunto formado mayoritariamente por arcillas varioladas y yesos, dentro de las cuales se distinguen, ocasionalmente, algunos tramos de areniscas rojas que nunca llegan a tener entidad importante como para ser cartografiadas. Son frecuentes los cuarzos bipiramidales y los niveles de azufre.

Las dolomías tableadas (2) se encuentran en forma de **bloques aislados**. Son dolomicritas e intramicritas de color negro o gris oscuro, a veces de aspecto brechoide, que presentan laminaciones de algas y porosidad debida a disolución de sulfatos.

También de forma puntual afloran las ofitas (3) con sus características habituales, es decir, compuestas esencialmente por plagioclasa y piroxenos, con textura holocristalina, de grano medio a fino, aunque puede llegar a haber algunas variedades, tal y como puso de manifiesto CHAUVE (1968).

Las características litológicas que se acaban de describir son propias del Trías subbético, cuya facies se ha venido denominando germano-andaluza.

En detalle, la estructura del conjunto es complicada debido a los movimientos tectónicos. Los materiales competentes se han fragmentado dentro de una masa de materiales incompetentes que han sufrido replegamientos y disarmonías.

En áreas próximas, este mismo conjunto arcillo-yesífero ha sido dotado por CHAUVE (1968) como Triásico superior gracias a los restos de la siguiente fauna: *Equisetites arenaceus*, *Avicula gansingensis*, *Myophoira vestita*, *Myophoriopsis keuperina*.

2.1.2. Jurásico

2.1.2.1. *Calizas y dolomías* (Lias) (4)

Aparecen exclusivamente en tres afloramientos dentro de todo el ámbito de la Hoja. Son los de la cantera del Berrueco, de la cantera que hay en las inmediaciones del arroyo del Campanario y el del Cerro de la Serrezuela.

En las dos primeras se trata de una caliza margosa (biomicrita) de color gris, frecuentemente

brechificada, cuyo contenido faunístico es abundante: Ammonites, Gasterópodos, Lameli-branquios, Braquiópodos, Esponjas, Crinoides, Ostrácodos y revela una edad Liásica (Pliens-baquense): *Lingulina gr. pupa*, *Caracenaria*, *Involutina liasina*, *Nodosaria*, *Spirillina*.

En el Cerro de la Serrezuela aflora una brecha dolomítica desmicrítica, en la que no se reconocen fósiles, que se ha asignado asimismo al Liás por comparación con afloramientos jurásicos de áreas próximas.

En los tres casos mencionados los materiales liásicos se apoyan sobre los materiales del Triásico mediante un contacto que siempre aparece mecanizado.

2.1.3. Cretácico inferior

2.1.3.1. *Margocalizas y margas blancas* (Neocomiense) (5)

Como tramo cartográfico independiente se han localizado exclusivamente en las inmediaciones de la carretera del Berrueco, donde se ponen en contacto -siempre mecanizado- bien con las calizas del Liás [4], bien con el tramo de calizas y margas blancas del Terciario.

Se trata de una alternancia de margocalizas y margas de color muy blanco. Las margocalizas a veces presentan radiolarios abundantes.

Este conjunto se ha datado como Neocomiense: *Nannoconus globulus bronnimann*, *N. wasali bronnimann*, *N. kampheri bronnimann*.

2.1.4. Cretácico superior-Terciario

2.1.4.1. *Calizas y margas rojas* (6)

Los mejores afloramientos se sitúan en el sector septentrional de la Hoja y, como los descritos anteriormente, siempre se encuentran ligados a los depósitos arcillo-yesíferos del Triásico superior.

Litológicamente está formado por margas y margocalizas rojas, organizadas en bancos de aspecto noduloso que contienen abundantes restos de *Globotruncana lapparenti*, *G. fornicata*, *Globorotalia aragonensis*, *G. gracilis*, *G. rex*, *Globigerina soldadoensis*, *G. senni*, así como *Cyclococcolithus gammation*, *Sphenolithus sp.*, *Coccolithus eopelagicus*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Senoniense y el Eoceno.

La potencia máxima observable es de 80 m., correspondiendo a un medio de depósito típico de plataforma.

2.1.5. Terciario

2.1.5.1. *Calizas y margas blancas* (9)

En continuidad y en cambio lateral con la formación anteriormente descrita se desarrolla

esta unidad, constituida por calizas y margas blancas que incluyen en algunas zonas pequeños niveles turbidíticos.

Los mejores afloramientos se encuentran situados en el sector septentrional de la Hoja, alcanzando una potencia máxima de 100 m.

La fauna es muy variable y numerosa, encontrando: *Globorotalia aragonensis*, *G. spinulosa*, *G. gracilis*, *G. rex*, *Globigerina soldadoensis*, *G. ampliapertura*, *G. corpulenta* y una rica asociación de nannoflora: *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus predistentus* y *Helicosphaera compacta*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Paleoceno y el Oligoceno.

El ambiente de sedimentación corresponde al de un pequeño surco dentro de una plataforma carbonatada.

2.2. COMPLEJO TECTOSEDIMENTARIO MIOCENO

2.2.1. Mioceno inferior

2.2.1.1. *Arcillas con Tubotomaculum* (Mioceno inferior) (7)

Aparecen prácticamente por toda la Hoja, a excepción de la banda más oriental donde son cubiertos por los materiales pliocenos y cuaternarios.

Se trata de un conjunto de arcillas rojas y verdes, satinadas y de aspecto esquistoso, con restos de trazas fósiles (*Tubotomaculum*), nódulos de azufre y yesos, que a veces pueden formar niveles (gipsiarenitas) con formas de crecimiento diagenético. Son relativamente frecuentes las intercalaciones, de aproximadamente 10 cm de espesor, de niveles limolíticos ferruginosos que ocasionalmente se fragmentan, adquiriendo formas de discos. También se suelen encontrar fragmentos de calizas diaclasadas extremadamente duras.

Estas arcillas han sido denominadas de formas diferentes por anteriores autores. Así DIDON (1967-1972) las asigna unas veces a la **Unidad de Facias** y otras a la serie de base de la **Unidad de Aljibe**; CHAUVE (1968) también las incluye dentro de la serie de base del Aljibe o dentro de la **Unidad de Paterna**; BOURGOIS (1978) las sitúa unas veces dentro de la **Formación de arcillas con bloques**, como constituyentes de Neonumídico, y otras también como serie de base de las Areniscas del Aljibe.

Los estudios micropaleontológicos realizados en estas arcillas han puesto de manifiesto la existencia de removilizaciones de faunas pertenecientes al Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno. Los microfósiles más frecuentes *Bathysiphon*, *Haplofragmoides*, *Ammodiscus*, *Rhizammina* no son característicos de un piso o subpiso concreto. Ahora bien, en muestras recogidas en pequeños niveles margocalcáreos intercalados en las arcillas se han encontrado restos que indican una edad miocena: *Catapsidrax dissimilis*, *Globigerina woodi*, *Elphidium*, *Globigerina scitula* y *Globocadrina*. Este último dato -de notable relevancia- queda ratificado por las asociaciones de la nannoflora más moderna aparecidas, que indican con seguridad

una edad Mioceno inferior (incluso Mioceno inferior alto): *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra* sp., *Discoaster* aff. *bolli*, *Discoaster druggi*, *Discoaster* aff. *exilis*, *Cylococcolithus* sp. Asimismo se repite la nannoflora de edad Oligoceno medio-inferior encontrada en las Hojas limitrofes de Vejer de la Frontera, Tahivilla y Tarifa: *Sphenolithus cipedoensis*, *Helicosphaera intermedia*, *Coccolithus neogammation* y *Discoaster deffandrei*; por lo tanto este complejo se formó a expensas de materiales del Cretácico superior, Eoceno y Oligoceno depositándose por procesos tectosedimentarios en el Mioceno inferior. Sin embargo es necesario hacer constar que estos restos no deben pertenecer a las arcillas con Tubotomaculum sino que deben ser la fauna autóctona de la cuenca o verdadera matriz del Complejo Tectosedimentario. Por ahora no existen criterios para separar cartográficamente estos sedimentos autóctonos de la pasta de arcillas con Tubotomaculum cuyo origen, al igual que el de los bloques, se puede considerar como tectónico. La llegada de estos materiales de origen tectónico a una cuenca con su propia sedimentación autóctona configura el Complejo Tectosedimentario.

La característica más importante de estas arcillas es la de **englobar** una serie de materiales de las más diversas litologías y edades que, en forma de bloques, se distribuyen irregularmente entre ellas. El origen de estos bloques está relacionado con la fase de emplazamiento e imbricación en escamas de las Areniscas del Aljibe y de los materiales calcáreo-arcillosos que constituyen su serie basal.

La procedencia de estas arcillas está relacionada con materiales del Triásico superior que darían lugar a las gipsiarenitas, aportando los nódulos de azufre y parte de las arcillas versicolores, junto con sedimentos arcillosos de una posible serie oligocena que se situaría en el talud de las Zonas Internas. Durante el Mioceno inferior, el desplazamiento de éstas hacia el Oeste mezcla todos estos depósitos, originando el Complejo Tectosedimentario.

2.2.1.2. **Calizas arenosas y arcillas** (Bloques del Paleoceno) (8)

Se trata de calizas arenosas grises cuya característica principal es la de contener abundantes piezas de *Microcodium*. Se disponen en forma de bancos de 0,5 a 1 m de espesor, dentro de los cuales se intercalan finos niveles de margas claras y arcillas.

Además de las piezas de *Microcodium*, Equínidos, Ostrácodos y otros restos sin valor cronestratigráfico, la asociación más frecuente, *Globorotalia pusilla* y *G. angulata*, permite datar estas calizas como paleocenas.

Si bien su aspecto difiere un tanto de las calizas del Paleoceno localizadas in situ en las Hojas de Tarifa y Tahivilla, es muy probable que estén relacionadas entre sí.

2.2.1.3. **Calcarenitas margosas y arcillas rojas** (Bloques de Oligoceno) (10)

Normalmente afloran en forma de láminas unidas o ligeramente despegadas de los bloques de Areniscas del Aljibe, aunque también aparecen constituyendo bloques sueltos. En el primer caso, tal y como se expone en el capítulo dedicado a la Tectónica, se puede suponer que constituyen el nivel principal de ruptura a favor del cual las Areniscas del Aljibe se han

desolidarizado del resto de las series infrayacentes.

Se trata de una alternancia de calizas bioclásticas margosas y arcillas rojas. Las calizas se disponen formando capas de espesor no superior de 1 m. Suelen presentar grano-clasificación positiva y una estratificación plano-paralela.

Su contenido micropaleontológico -*Eulepidica dilatata*, *E. tournieri*, *Turborotalia nana*, *T. opima*, *Catapsidrax dissimilis*, etc- indica una edad oligocena. La nannoflora encontrada -*Helicosphaera compacta*, *Sphenolithus predistentus*, *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*, *Discoaster tanni*, *D. defflandrei*, *D. multirradiatus*, *D. barbadiensis*- pertenece al Eoceno superior-Oligoceno superior.

Estos bloques pertenecen por tanto a las series inmediatamente infrayacentes a las Areniscas del Aljibe en los sectores más occidentales de las Hojas de Tarifa y Tahivilla.

2.2.1.4. **Areniscas del Aljibe** (Bloques de Aquitaniense) (11)

Así denominadas por GAVALA en 1916, constituyen la mayor parte de los bloques incluidos en el Complejo Tectosedimentario. Como en la Hoja de Chiclana, afloran exclusivamente en forma de bloques; es necesario acudir a las Hojas de Tarifa y Tahivilla, donde se encuentran in situ, para poder definir las características de todo este conjunto estratigráfico.

Se trata de una serie de aproximadamente 1500-2000 m de areniscas de color anaranjado-amarillento y aspecto masivo con delgadas intercalaciones pelíticas de color marrón claro. El contenido en cuarzo se estima en un 90%. Los granos son de tamaño grueso, localmente conglomeráticos, bien redondeados, sin apenas matriz y con mala cementación. La serie que aflora en el Pantano del Charco Redondo -dentro de la Hoja de Tahivilla- es perfectamente representativa de estas areniscas.

Las Areniscas del Aljibe desarrollan una variedad de facies muy limitada, no siendo aplicable la secuencia del Buoma. Se han encontrado exclusivamente asociaciones de abanico medio que se organizan, por lo general, en ciclos de facies y ciclos de compensación, correspondientes a lóbulos deposicionales, aunque también se reconocen secuencias canalizadas interpretadas como canales distributarios menores que pueden haberse extendido por toda la longitud del abanico.

Estos caracteres son propios de abanicos submarinos construidos por corrientes de turbidez densas, muy cargadas en arenas y bastante pobres en sedimentos finos, poco eficaces para transportar la arena a grandes distancias. La medida de paleocorrientes indica una procedencia desde el Sur. Las Areniscas del Aljibe presentan además abundancia de estructuras (deslizamientos, diques de arenas, etc.) debidas a inestabilidad tectónica.

Respecto a la edad de las areniscas hay que decir en primer lugar que el hecho de que sean azoicas no permite su datación por medios paleontológicos. Sin embargo, en la Hoja de Tarifa, se ha encontrado microfauna y nannoplacton de edad Aquitaniense, en dos muestras recogidas en los tramos más superiores de una serie que se sitúa a base de las Areniscas del Aljibe.

Por otra parte, en las arcillas marrones con intercalaciones de areniscas cuarzo-micáceas que se sitúan en aparente serie normal a techo de las Areniscas del Aljibe, se ha encontrado nannoplacton de edad Aquitaniense superior-Burdigaliense.

Es decir, la sedimentación de las Areniscas del Aljibe comienza ya entrado el periodo Aquitaniense, sin que se pueda precisar su límite superior más que diciendo que existe un recubrimiento posterior de edad Aquitaniense superior-Burdigaliense.

La génesis e instalación de los bloques es una cuestión que, además de haber sido ya esbozada en apartados anteriores, se trata más a fondo en los capítulos dedicados a Tectónica e Historia Geológica.

2.3. TERRENOS POSTOROGENICOS

2.3.1. Mioceno inferior-medio

2.3.1.1. *Margas silíceas blancas* (Burdigaliense alto-Tortonense inferior) (12)

Inmediatamente al Sur de Chiclana existe un área donde aparece, siempre con escasa calidad de afloramiento, un conjunto de margas blancas con pequeños niveles detríticos y tramos de calizas organógenas con abundantes diatomeas que regionalmente se conocen con el nombre de albarizas o moronitas. Es imposible calcular en esta zona su espesor puesto que nunca se observa la base. En cualquier caso parece superior a los 50 m.

Los estudios de microfauna han determinado restos de radiolarios, *Pullenia bulloides*, *Globigerinita naparimaensis*, *Globigerina venezolana*, *Globorotalia mayeri* y *Globigerinoides trilobus*, así como abundante nannoplacton calcáreo: *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus distentus*, *Discoaster deflandrei* y *D. druggi* que asignan a esta unidad una edad Burdigaliense, con abundantes resedimentaciones del Oligoceno.

2.3.2. Mioceno superior

2.3.2.1. *Margas arenosas azules* (Tortonense) (13)

Se observan en el sector occidental de la Hoja, situándose los mejores afloramientos en la Casa del Puerco y en Cabeza de Vaca, apoyándose discordantemente sobre el Complejo Tectosedimentario que en general constituye su infrayacente.

Consiste en una sucesión monótona de margas azules, localmente limosas o arenosas, con intercalaciones de calizas bioclásticas, más abundantes hacia el techo de esta unidad.

Su estructura aparente es masiva, probablemente debido a la intensa bioturbación, alcanzando una potencia de 200 m en las zonas de máximo desarrollo.

Presenta una gran cantidad de fauna; entre ella, Radiolarios, Diatomeas y *Globorotalia acostais*, *G. humerosa*, *G. incompta*, *G. obesa*, *G. scitula*, *Globigerinoides trilobus*, *G. Ruber*,

Globigerina nepenthes que asignan a esta unidad una edad Tortoniense.

El ambiente de deposición de esta unidad, teniendo en cuenta su contenido faunístico así como sus relaciones laterales y verticales con el tramo superior, permite suponer a estas margas depositadas en un ambiente de plataforma externa-prodelta.

2.3.2.2. **Margas y biocalcarenitas y biocalcarenitas** (Messiniense) (14) (15)

Los mejores afloramientos se encuentran situados en la Mesa de Algar y en el cerro sobre el que se asienta la localidad de Medina Sidonia.

Se trata de una alternancia de margas arenosas y niveles de calcarenitas bioclásticas algunas con la suficiente potencia como para poder ser cartografiadas individualmente, como sucede en el cerro de Medina Sidonia.

Las margas presentan una estratificación masiva con intensa bioturbación mientras que en los niveles calcareníticos se han observado tres tipos de secuencias básicas, que se describen a continuación:

El primer tipo (fig. 1A) se caracteriza por presentar cosets de tendencia tabular con continuidad lateral menor de 200 m, organizados en secuencias negativas y en el que se pueden distinguir tres términos de muro a techo:

- El término basal, formado por margas arenosas azules.
- El término intermedio, formado por areniscas margosas de grano fino.
- El término superior, formado por calcarenitas de grano medio, con estratificación cruzada planar de gran escala en estratos de 10 a 20 cm y laminación cruzada festoon de media escala; localmente pueden presentar ripples y megaripples de ola.

La segunda secuencia- tipo observada (fig. 1B) se caracteriza por presentar cosets tabulares de gran continuidad lateral organizados en secuencias positivas o negativas y constituidas por tres términos.

- El término basal, formado por areniscas margosas de grano muy fino a fino.
- El intermedio, formado por calcarenitas o areniscas margosas de grano fino a medio con estratificación horizontal aparente en estratos de unos 20 cm a veces ondulada y nodulosa. Pueden mostrar ripples y laminación cruzada de pequeña escala.
- El término con el que suele culminar esta secuencia está formado por calcarenitas de grano fino con dos posibles tipos de estructura: estratificación sigmoidal, con ripples de oscilación **linsen**, o bien estratificación cruzada **hummocky**.

El tercer tipo de secuencia viene caracterizada por cosets de geometría y continuidad lateral desconocidas (fig. 1C), organizados en secuencias negativas formadas por tres términos que

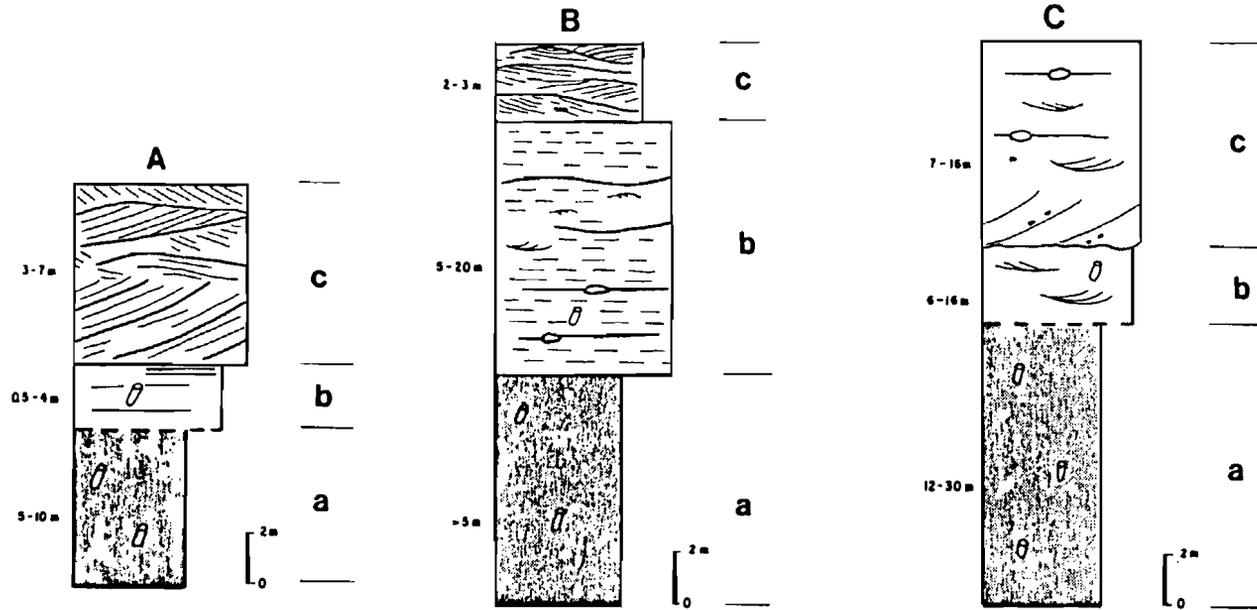


Fig. 1.- Secuencias básicas de los niveles biocalcarenticos intermedios.

que se describen a continuación:

- El tramo inferior, formado por limos y margas arenosas con bioturbación.
- El medio, formado por areniscas lutíticas de grano fino con laminación cruzada **festoon** planar, de media y pequeña escala. En algún caso se han reconocido en la base del término estratos laminares gradados entre 10 y 40 cm.
- El superior, constituido por areniscas lutíticas de grano fino a medio con laminación cruzada **festoon** de gran y muy gran escala, con base erosiva y esporádicos microcantos blandos.

El ambiente deposicional de las facies calcareníticas descritas corresponde a un sistema de barras de plataforma.

Las secuencias de tipo B son de somerización, presentando una evolución desde facies submareal somera a intermareal con modificaciones a techo debido a fenómenos de oleaje.

Las secuencias de tipo C presentan una gran influencia deltaica, situándose en un contexto sedimentario de frente deltaico.

Los estudios micropaleontológicos han detectado la presencia de *Globigerinoides* gr. *trilobus*, *Globorotalia* gr. *menardii*, *G. acostaensis*, *G. humerosa*, *G. scitula* y *G. obesa* que asignan a esta unidad una edad Messiniense.

2.3.2.3. **Brechas calcáreas y biocalcarenititas** (Messiniense) (16) (17)

Discordante sobre los materiales anteriormente descritos, se desarrolla un conjunto detrítico formado por calcarenitas bioclásticas de grano grueso a muy grueso, con abundantes fragmentos de macrofauna, incluyendo esporádicamente en la base niveles, de conglomerados y brechas calcareas con soporte de matriz biocalcarenítica cuya potencia oscila entre 0,5 y 5 m. Los mejores afloramientos se sitúan en el sector de la Mesa de Algar y en el Cerro de Medina Sidonia.

La potencia de esta unidad es muy variable, llegando a alcanzar más de 100 m en la zona de la Mesa de Algar.

Básicamente el tramo está formado por cosets de estratificación cruzada **festoon** o planar, de gran y muy gran escala, esencialmente sin arcilla, entre los que se intercalan niveles más o menos potentes con estratificación cruzada **festoon** de media y pequeña escala. Con frecuencia la estratificación es de tipo sigmoidal (sigmoides amalgamados o con algo de arcilla).

En conjunto constituye una macrosecuencia compleja negativa; la ciclicidad interna es variable debido a la presencia de ciclos de facies y ciclos de compensación (fig. 2).

La fauna es muy abundante, con restos de Briozoos, Lamelibranquios, *Orbulina univversa*, *O. suturalis*, *Globorotalia* gr. *menardii*, *G. gr. scitula*, *Globigerinita* gr. *naparimaensis*, *Globigerina bulloides*, *G. falconensis* y *G. riveroae* que asignan a esta unidad una edad comprendida

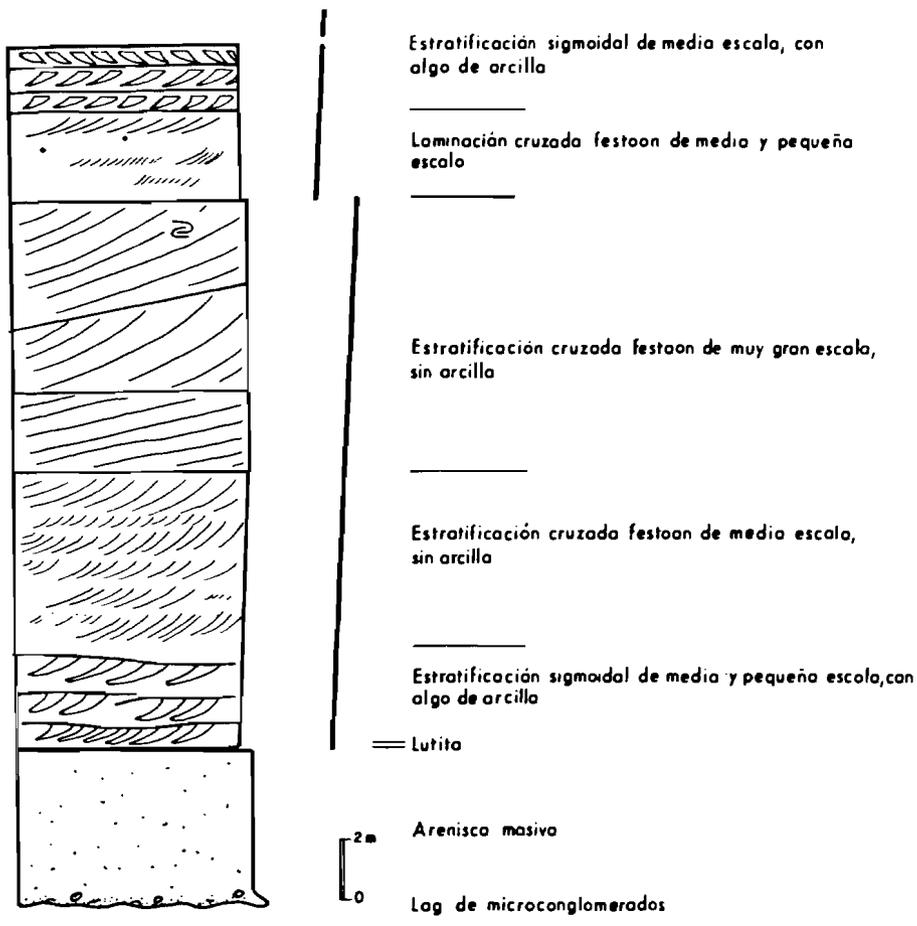


Fig. 2.- Secuencia básica del nivel biocalcarenítico superior.

entre el Messiniense y el Plioceno inferior.

Sedimentológicamente corresponde a un complejo de barras bioclásticas amalgamadas sedimentadas en un ambiente de alta energía, esencialmente submareal, por encima del límite de acción del oleaje.

Las diferentes barras pueden quedar separadas por intervalos con frecuencia sub/intermareales, que reflejan una menor energía.

Los niveles de cantos, con superficies erosivas planas y continuas, corresponden en su mayoría a episodios de tormentas. No obstante, los niveles de brechas calcáreas inferiores presentan cierta forma canalizada.

2.3.3. Plioceno

2.3.3.1. *Arenas amarillas y biocalcarenitas* (Plioceno inferior-medio) (18)

Discordante sobre el tramo anteriormente descrito, se observa en la zona de la Mesa de Algar, así como en el sector occidental de la Hoja, un conjunto detrítico formado por arenas amarillas algo arcillosas con niveles carbonatados con fragmentos de macrofauna y niveles de biocalcarenitas aumentando en potencia hacia el techo de la unidad.

Dentro de las arenas no es posible observar un determinado tipo de estratificación y las únicas estructuras claramente reconocibles son superficies onduladas de gran escala. En los niveles biocalcareníticos que abundan a techo de esta unidad es frecuente observar cosets de estratificación cruzada *festoon* o planar, de gran a muy gran escala.

Los estudios micropaleontológicos han determinado *Lamelibranchios*, *Lithothamnium*, *Elphidium*, *Lentiluculina*, *Globigerina textularia* y *Globorotalia* gr. *miocenica* que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Plioceno inferior y medio.

La potencia total observada en esta unidad no sobrepasa los 200 m.

2.3.3.2. *Arenas amarillas y biocalcarenitas* (Plioceno superior) (19) (20) (21)

Los depósitos del Plioceno superior presentes en la Hoja corresponden a unas calizas pulverulentas (20) que contienen multitud de tallos de algas y conchas embrionarias correspondientes al género *Valvata*. Se trata de materiales depositados en lagos de poca profundidad, sin comunicación directa con el mar, una vez que éste retrocede hacia la parte más externa de la Bahía, donde aún se mantiene un régimen marino abierto, al que corresponden los conglomerados marinos *facies ostionera*, que se reparten siguiendo una franja estrecha más o menos paralela al litoral actual. Durante esta regresión del Plioceno superior algunos sectores de la costa ya están completamente emergidos área de Torre de Puerco, depositándose materiales fluidos (21), correspondientes a la desembocadura de algún barranco próximo a la costa.

2.3.4. Cuaternario

Durante el paso Neógeno-Cuaternario el régimen marino se sigue manteniendo en el exterior de la Bahía y es en esta época cuando se depositan los siguientes conglomerados, también con facies ostonera (22), mientras que en las zonas próximas al continente, una vez instalado el estuario del Guadalete, tiene lugar la deposición de las arenas rojas (23), formación arenosa rica en cuarzo de aspecto masivo que, según el estudio sedimentológico llevado a cabo en muestras correspondientes al litoral de Huelva, donde son muy abundantes, parece tratarse de materiales depositados en ambientes marinos someros con gran influencia del continente, barras y flechas litorales. Incluso en algunos casos, sector de San José de Malcocinado, su origen parece ser dunar como se deduce de las alineaciones paralelas que se observan en foto aérea, similares a las que presentan las dunas longitudinales costeras de la zona de Barbate.

Posteriormente se desarrolla un suelo rojo (24), tanto sobre los materiales del Plioceno inferior y medio como sobre las arenas rojas que deben su color precisamente a este proceso edáfico. El perfil del suelo cuando se presenta completo, alrededores de El Campano, presenta un horizonte argílico Bt y otro BCa de acumulación de carbonatos.

La mayor parte de las veces este suelo ha sido erosionado por un glacis (25), muy generalizado en toda la zona costera, que contiene industria lítica arcaica, Pebble culture, y sobre el que a su vez se desarrolla otro suelo rojo.

Los ríos que recorren esta zona prelitoral, entre los que cabe destacar el Ay^o Zurraque, que en los llanos de Guerra deja depósitos (27) correspondientes a Terrazas, en los que es posible que se dé más de un nivel pero cuya morfología no está clara, y el río Iro, al que corresponden los retazos escalonados de un sistema de Terrazas (26), (28), (29), (31), (36), que en la actualidad aparecen muy degradadas son los únicos de la Hoja que presentan asociados a su valle una serie de depósitos.

La única transgresión cuaternaria que se observa (fig. 3) se produce de forma discontinua y con máximos transgresivos muy próximos al litoral; se trata del nivel Haronniense, + 8,7m, que aparece al Norte de Torre del Puerco. Está constituido por un conglomerado rico en fauna entre la que cabe destacar: *Pecten maximus*, *Ostrea lamellosa*, *Patella vulgata*, *Chlamys flexuosa*, *Ch. varia* y *Ch. opercularis* que hacia el techo pasa a depósitos dunares correspondientes al ciclo regresivo inmediatamente posterior.

Una ligera oscilación positiva deja como testigo un cordón litoral (38) que aparece bordeando la marisma y que debe corresponder a un nivel, más alto del cero actual, posterior a la época romana.

Del resto de los depósitos cabe destacar los que constituyen la Marisma cuyo relleno se ha producido en su mayor parte durante el Holoceno. Se trata en general de materiales limo-arenosos (39), (40), (41) que encierran una fauna típica de medios restringidos: *Scrobicularia plana*, *Cerastoderma edule*, *Amyclinapfeifferi* e *Hinia reticulata*.

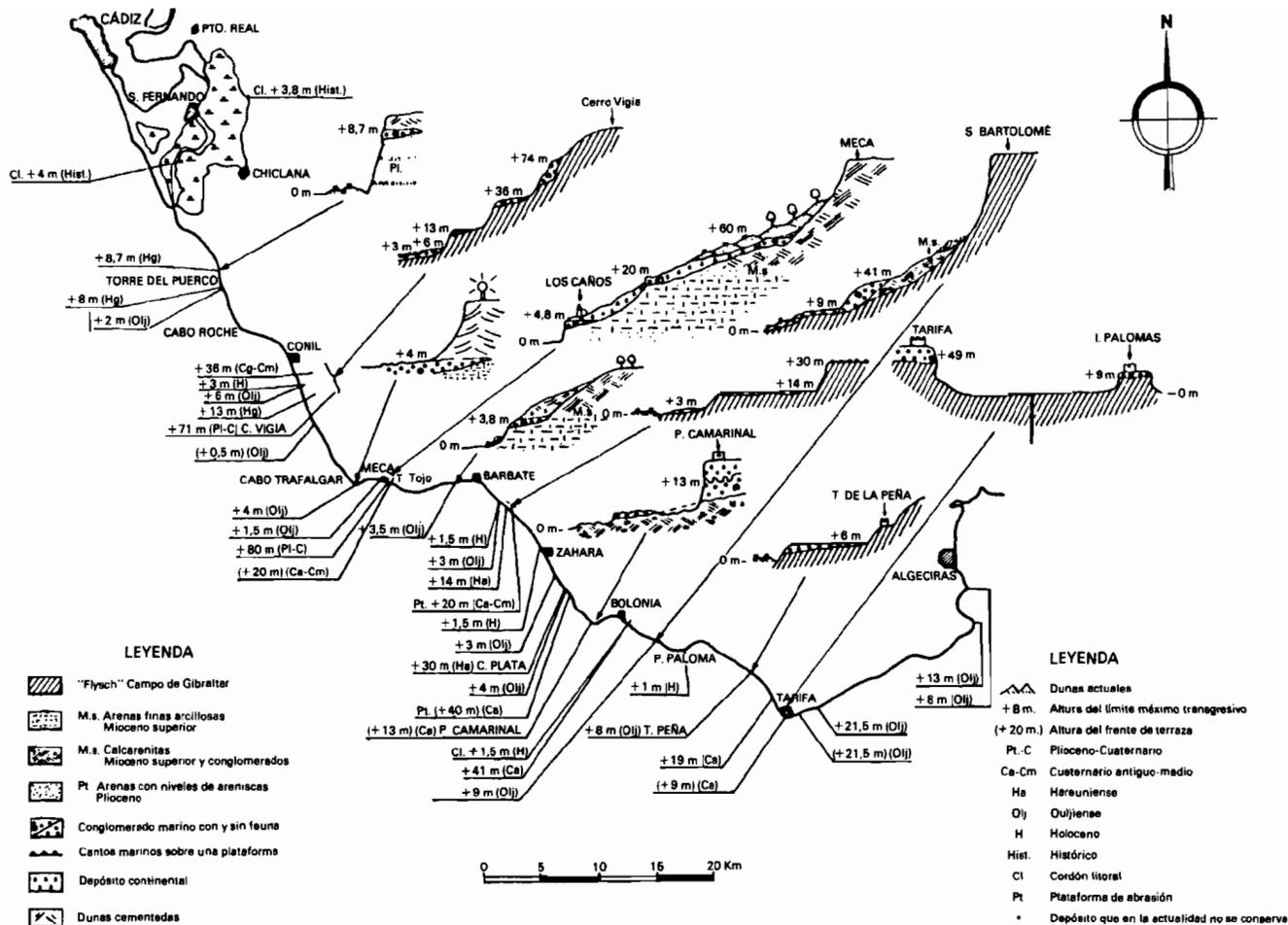


Fig. 3.- Distribución de los niveles marinos cuaternarios del litoral de Cádiz (Cortes más significativos)
Según C. Zazo 1980 y C. Zazo en Menanteau et al., 1983

3. TECTONICA

3.1. INTRODUCCION

La cartografía del conjunto de las formaciones comprendidas dentro de esta Hoja muestra una desordenada distribución de las mismas. Sólo se manifiestan algunas orientaciones preferentes relacionadas con ciertos afloramientos triásicos de carácter diapírico o con la actuación de diversas fracturas. Dicha configuración es el resultado de una tectónica gravitacional en un sector situado ya en las porciones más externas de la Cadena Bético-Rifeña.

Todas las litologías competentes, Areniscas de Aljibe y calizas triásicas y jurásicas, aparecen como grandes bloques aislados, o en contacto unos con otros, en el seno de dos formaciones arcillosas: Conjunto Tectosedimentario Mioceno y arcillas y yesos del Trías, respectivamente. Por otro lado las series margo-calizas del Eoceno cubren los materiales triásicos manifestándose la desolidarización entre ambos conjuntos.

Las arcillas y calcarenitas miocenas de Medina Sidonia y la Mesa de Algar representan retazos aislados por la erosión cuya sedimentación fue posterior a la tectónica gravitacional.

Los desplazamientos gravitacionales debieron producirse en dos etapas; durante la primera el Complejo Tectosedimentario, englobando grandes bloques de Areniscas del Aljibe, se emplazó sobre los materiales triásicos y sobre los retazos de las series suprayacentes a los mismos, al ser arrastrado hacia el Oeste en el movimiento de imbricación de escamas. Posteriormente nuevos desplazamientos gravitacionales dieron lugar a diverticulaciones en las que dichas arcillas llegaron a ser cubiertas por el Trías, o bien ellas mismas llegaron a cubrir las moronitas existentes al Norte y fuera de la Hoja, generándose por último el Complejo olitostrómico de Guadalquivir.

Este modelo evolutivo presenta cierto paralelismo con el establecido por CHAUVE (1968). La diferencia entre ambos estriba en que dicho autor supone que los primeros desplazamientos corresponden al emplazamiento global del supuesto manto numídico sobre la zona subbética. La serie de base de dicho manto dió lugar posteriormente a la Unidad de Paterna mediante deslizamientos gravitacionales. En el presente trabajo tal como se ha demostrado en el capítulo de Estratigrafía, esta unidad es equiparable al Complejo Tectosedimentario, pero dichas arcillas representan una formación diferente de la serie de base de las Areniscas del Aljibe.

Seguidamente se analizan estas cuestiones según un orden cronológico.

3.2. DIAPIRISMO Y TECTONICA TANGENCIAL

Toda la Hoja de Chiclana de la Frontera queda comprendida dentro de una amplia banda con materiales triásicos, cubiertos en su mayor parte por el Complejo Tectosedimentario Mioceno.

Durante la primera fase de acortamiento (Aquitaniense basal) el Flysch de Almarchal y las

series jurásico-cretácicas del Subbético experimentaron una imbricación mediante cabalgamientos con vergencia Norte (ver Hoja geológica de Algar, 1063). Previa o simultáneamente a esta fase, el Trías actuó ya de forma diapírica, extruyendo en superficie, a la par que la serie subbética suprayacente sufría deslizamientos gravitacionales en el mismo sentido y a favor de fallas lístricas. Dicha cobertera deslizada fue, además, plegada e imbricada en algunos niveles, estructurándose así el conjunto del arco de la Sierra de las Cabras existente en la Hoja de Algar. Paralelamente se produjeron también despegues y deslizamientos gravitacionales de los tramos correspondientes al Cretácico superior-Eoceno, o solamente del Eoceno, los cuales pasaron a cubrir, en forma de láminas discontinuas con extensión variable, los materiales triásicos. Así pues durante esta fase temprana, cuando todavía no se había estructurado el Arco de Gibraltar, debió de configurarse ya la disposición tectónica señalada, según la cual diversos tramos de la serie subbética (Neocomiense, Cretácico y Eoceno) se apoyan directamente sobre el Trías.

Durante la fase tectónica principal, que al final el Burdigaliense estructuró las diferentes escamas imbricadas de las Areniscas del Aljibe en las regiones orientales (ver Hojas geológicas n.ºs. 1070 y 1074, Alcalá de los Gazules y Tahivilla), estas masas triásicas debieron actuar otra vez de forma diapírica, pero ya no sólo en la vertical, sino con una componente horizontal importante inducida por el cizallamiento asociado a ésta fase. De esta manera el Trías habría sido extruido masivamente a partir de dicha zona de umbral, en parte cubierta hacia oriente por el apilamiento de las escamas de Areniscas del Aljibe (ver ventana tectónica del Algarrobo). La sobrecarga tectónica producida en estos sectores debió provocar además reajustes isostáticos que se verían facilitados por el flujo, en profundidad, de las masas triásicas hacia el exterior de la cadena.

Esta movilización tectónica de dichos materiales ha sido invocada también por BAENA y JEREZ (1983) para explicar el origen de las grandes extensiones ocupadas por el Trías en las Zonas Externas de la Cadena Bética.

Una situación análoga a la aquí expuesta se da también en el Norte de Túnez (PERTHUISOT, 1981), donde sedimentos triásicos similares a los de la Cordillera Bética, con una potencia de por los menos 1.000 m (PERTHUISOT, 1978), se han movilizado diapíricamente desde el Cretácico inferior hasta el Terciario terminal. Durante el desplazamiento de los mantos, en el Terciario superior, las estructuras diapíricas fueron giradas y arrastradas bajo aquéllos.

Simultáneamente a los movimientos diapíricos señalados, las series suprayacentes (Jurásico-Terciario), experimentaron diversos deslizamientos gravitacionales sobre el Trías que acentuaron aún más sus desolidarizaciones mutuas, en conjuntos independientes, tal como propone CHAUVE (1968). Los niveles de despegue se situaron en el contacto del Trías con la serie jurásica y al nivel del Cretácico medio (Aptiense-Cenomaniense), condicionando este último, según el citado autor, la dificultad en la localización y datación de niveles aptienses. De esta manera se apoyan sobre los materiales triásicos las series jurásico-cretácicas o bien las margocalizas del Cretácico superior-Terciario. Así, en el borde noroccidental de la Hoja éstas últimas se apoyan directamente sobre el Trías.

3.3. TECTONICA GRAVITACIONAL POSICIONES RELATIVAS ENTRE EL SUBBETICO Y EL COMPLEJO TECTOSEDIMENTARIO MIOCENO.

3.3.1 Datos de observación

El Complejo Tectosedimentario cubre la mayor parte de la superficie de la Hoja (sectores central y suroriental) con la excepción de algunos ojales y bandas de afloramientos triásicos correspondientes a movimientos diapíricos tardíos, lo cual evidencia una posición tectónica inferior de estos últimos materiales en relación con el Complejo mencionado.

Sin embargo en el Arroyo del Cañuelo se da una relación inversa. En este lugar aflora el Complejo Tectosedimentario de forma solidaria con un gran bloque de dolomías y calizas jurásicas en continuidad con el Cretácico inferior. Todo ello parece rodeado por los materiales triásicos. En la porción septentrional de dichos afloramientos el Complejo Tectosedimentario aparece cubierto por las arcillas y yesos del Triás, según pliegues cuya asimetría sugiere una intrusión de este Complejo a través de las masas triásicas suprayacentes.

Hay que resaltar esta situación más por su originalidad que por su representatividad, ya que en el resto de los casos comprendidos dentro de la Hoja de Chiclana es el Complejo Tectosedimentario el que cubre a los materiales triásicos.

Dicha formación suprayacente presenta gran cantidad de bloques de Areniscas de Aljibe, los cuales se distribuyen con un gran desorden e independencia entre sí, deducibles de las variaciones aleatorias en la dirección de las capas de unos bloques a otros. Por otro lado se observa una concentración de los mismos hacia el límite nor-occidental de su contacto con la banda de afloramientos triásicos que se extiende desde Chiclana a la Frontera hacia el Noroeste. Dicha concentración podría haber sido el resultado de un apilamiento y reunión de dichos bloques contra lo que pudo ser un umbral diapírico situado en los afloramientos triásicos mencionados.

Los bloques de Areniscas del Aljibe aparecen además sin su serie de base salvo en algunos casos excepcionales (Cerro del Gallinero, Cerro Cantora), en los cuales dicha serie aparece sólo a un lado del bloque, lo que sugiere la formación y desplazamiento de los mismos mediante fallas lítricas. Este proceso fue ya propuesto por CHAUVE (1968), el cual lo denominó como **rebanamiento basal**.

3.3.2. Interpretaciones de trabajos anteriores

CHAUVE (1968), supuso que la Unidad de Paterna, definida por él, constituía el substrato para los materiales triásicos y el resto de las series del Subbético así como para el manto numídico. Extrapoló, incluso, dichas relaciones tectónicas hasta la región de Grazalema y Montecorto, donde fueron mantenidas y desarrolladas por BOURGOIS (1978), para el cual las unidades de origen ultrapenibético de la Sierra del Pinar, así como las series del Subbético Medio de las Sierras de Zafalgar y Margarita, quedarían englobadas dentro de la matriz de la Formación de Bloques de dicho autor, sirviendo ésta de substrato tectónico. Sin embargo, (ver Memoria geológica Hoja nº 1.050, Ubrique) en dichas localidades la Formación de

Bloques aparece en continuidad lateral con las Areniscas del Aljibe, conteniendo además bloques de dicha formación y del resto de las formaciones subbéticas. Su posición tectónica, normalmente elevada, se ve alterada al ser en parte cabalgada, en el corredor de Boyar, durante los últimos desplazamientos del Prebético y de Ultrapenibético y, posteriormente, durante la fase de retrocabalgamientos.

CHAUVE (op. cit), fundamenta las relaciones tectónicas aludidas en base a la supuesta existencia de diversas ventanas tectónicas de la Unidad de Paterna bajo los materiales triásicos o el supuesto manto numídico, según los casos. Dentro de la Hoja de Chiclana dicho autor señaló la existencia de dos ventanas, la de los Naveros y la de Almazán. Sin embargo los reconocimientos realizados en dichas localidades han puesto de manifiesto la inexistencia de dichas relaciones, las cuales han aparecido en el único caso observado, correspondiente al Arroyo del Cañuelo, ya mencionado, y donde, no obstante, no fueron señaladas por el citado autor.

La interpretación de CHAUVE (1969) deriva probablemente de la observación de posibles relaciones tectónicas similares a la del Arroyo del Cañuelo, pero fuera de la Hoja de Chiclana, y de la insuficiente identificación litológica y paleontológica de lo que él definió como Unidad de Paterna.

Sin embargo el mismo autor (op. cit. p. 355) plantea la equivalencia entre los términos arcillosos de la serie de base y la Unidad de Paterna, estableciendo dos etapas tectónicas para la formación de esta última a partir de aquélla. En la primera el supuesto manto numídico habría cabalgado sobre todos los dominios paleogeográficos del Subbético. Durante este desplazamiento su serie de base habría avanzado más lejos que las Areniscas del Aljibe. En una segunda etapa dicha serie de base habría sido cabalgada por las formaciones subbéticas, incluido el Triás, momento a partir del cual podría hablarse de la Unidad de Paterna. En general, todas las unidades se habrían cabalgado mutuamente dándose todas las relaciones tectónicas posibles y generándose así el manto de Carmona (CHAUVE, 1968, fig. 104).

En relación con la estructuración de las Areniscas del Aljibe el mismo autor supone un primer desplazamiento de dichas areniscas como una única lámina sobre la zona subbética; se trataría de lo que hasta la fecha se ha considerado por diversos autores, DIDON (1969) y BOURGOIS (1978) entre otros, como manto numídico, con un desplazamiento de Sur a Norte. Posteriormente suponen la imbricación en escamas y los comportamientos diferentes del mismo manto durante una fase tectónica posterior.

3.3.3. Modelo evolutivo

En relación con el supuesto manto numídico el análisis estructural llevado a cabo en las Hojas nºs 1070; 1074 y 1077, (Alcalá de los Gazules, Tahivilla y Tarifa) evidenció su inexistencia. La Arenisca del Aljibe y sus series basales no han sufrido más movimientos que los correspondientes a su imbricación de Este hacia Oeste. En los últimos estadios y en el frente de dicha imbricación se produjeron derrames gravitacionales que son los que cubren la mayor parte de la Hoja de Chiclana de la Frontera. De esta manera lo que CHAUVE (1968, fig. 94) consideró como manto numídico, fragmentado por rebanamientos basales y deslizamientos

gravitacionales, corresponde, efectivamente, a un proceso gravitacional pero en forma de bloques de Areniscas del Aljibe desolidarizadas, en la mayor parte de los casos, de su serie de base.

La suposición de CHAUVE (opus. cit) según la cual la Unidad de Paterna habría sido cabalgada por todas las formaciones subbéticas, incluido el Trías, implica una aloctonía considerable y plantea problemas pelogeográficos y tectónicos a la escala de la cadena de difícil comprensión.

La situación real parece corresponder a la siguiente. Originalmente los materiales triásicos se encontraban en la base de todo el edificio; posteriormente, en las zonas externas de la cadena, donde se localiza la Hoja de Chiclana, han ido adquiriendo una posición tectónica elevada mediante movimientos diapíricos que se iniciaron quizá con anterioridad a la primera fase tectónica, durante la misma y posteriormente también durante la segunda fase o fase principal, llegando a extruir masivamente incluso de forma ya tangencial, tal como se expone en el primer apartado de este capítulo.

Al final de la fase tectónica principal y mientras los bloques de Arenisca del Aljibe eran arrastradas desde el Este hacia los sectores más occidentales de la Hoja, se producía la extrusión del Trías y su ulterior deslizamiento gravitacional también hacia occidente, llegando a recubrir el Complejo Tectosedimentario, que se encontraba en esa dirección.

En sectores más noroccidentales y fuera ya de la Hoja de Chiclana de la Frontera, los materiales triásicos y las margo-calizas del Cretácico superior-Terciario inferior llegaron a situarse sobre las moronitas.

Dichos deslizamientos gravitacionales afectaron también al Complejo Tectosedimentario que se mezcla en parte con los sedimentos trásicos. De esta manera se encuentran todavía retazos de dicho Complejo, sobre estos últimos, tal como ocurre en las inmediaciones del Arroyo de la Negrita y del Cerro de la Armada.

Resumiendo, los materiales triásicos, en las últimas etapas de su movimiento, han tenido un comportamiento tectónico análogo al del Complejo Tectosedimentario, experimentando una tectónica gravitacional e incrementando su disposición caótica adquirida ya durante su ascenso diapírico y deformación tangencial anteriores. Su situación bajo el Complejo Tectosedimentario en las porciones orientales de la Hoja debió de invertirse en algunos casos, en la zona occidental, mediante diverticulaciones sobre las que la erosión actual ha configurado ventanas tectónicas cuyas relaciones tectónicas no deben ser extrapoladas hacia los sectores orientales.

3.4. EDAD DE LOS MOVIMIENTOS

Para la primera fase se da como edad más probable la del Aquitaniense basal, considerando que las dataciones realizadas sobre los tramos más altos del Subbético y del Flysch de Algeciras existentes en las Hojas de Algar (1063) y Tarifa (1077) respectivamente, no superan nunca la zona NP 24-25, es decir el Oligoceno superior alto.

Durante el Aquitaniense-Burdigaliense tiene lugar el depósito de las Areniscas del Aljibe y de las arcillas marrones suprayacentes las cuales, como es lógico, no presentan ninguna estructura tectónica propia de la fase anterior.

La edad de la segunda fase, o fase tectónica principal, puede situarse en el límite Burdigaliense-Langhiense, dado que la edad de las citadas arcillas marrones es de Burdigaliense alto.

Seguidamente, y hasta la sedimentación de las calcarenitas postorogénicas del Tortoniense-Messiniense, tuvieron lugar los restantes acontecimientos tectónicos de la región que, en esta Hoja, corresponden a los últimos deslizamientos gravitacionales del Complejo Tectosedimentario Mioceno y de los materiales triásicos, así como el ascenso diapírico de estos últimos en zonas localizadas a lo largo de las fracturas más importantes.

3.5. NEOTECTÓNICA. FRACTURACION Y ÚLTIMOS MOVIMIENTOS DIAPÍRICOS

Con posterioridad a la tectónica gravitacional se produjo la sedimentación de las arcillas y calcarenitas miopliocenas. Dichos materiales presentan una mayor extensión en la Hoja de Vejer de la Frontera, donde su estudio ha permitido establecer algunas conclusiones referentes a su deformación, las cuales no han podido ser verificadas en este caso.

En la Hoja de Chiclana dichos sedimentos postorogénicos aparecen afectados por una familia de fracturas con dirección NW-SE. a N. 150°E. Las mismas fracturas cortan a las Areniscas del Aljibe (Loma del Junco Real, Cerro de la Cueva, etc.) y delimitan el contacto del borde suroccidental de los afloramientos pliocenos.

Al Sur de Medina Sidonia, desde el Cortijo de Poca Sangre al Cortijo del Yeso, se extiende una banda de afloramientos triásicos, la cual parece ser el resultado de movimientos diapíricos a favor de una fractura de la misma familia. Por otra parte dicha fractura puede prolongarse hacia el Sureste hasta las inmediaciones de Tarifa, donde delimitaría dos bloques con comportamiento diferencial frente a la tercera fase tangencial existente en las inmediaciones del estrecho (ver Memoria Hoja nº 1077, Tarifa).

Por otra parte los grandes accidentes de Cotilla y de la Cruz Negra (Hoja nº 1074; Tahivilla) presentan esta misma orientación, así como diversos segmentos escalonados de la costa gaditana comprendida entre la desembocadura del Guadalquivir y Tarifa. Se trata, pues, de una familia de fracturas corticales cuya actuación se ha prolongado a lo largo de las últimas etapas de la evolución de este sector de las Béticas occidentales, condicionando al final el trazado actual de la línea de costa y algunos movimientos diapíricos localizados.

Por último, hay que señalar la existencia de otra dirección estructural (NNE-SSW a N-S) deducible de la orientación de diversos afloramientos triásicos (Cerro de Almazán, Los Naveiros, Cerro de la Cantera y Balneario de Fuente Amarga). Esta dirección resulta ser paralela a la de la cadena y al parecer ha condicionado también los movimientos diapíricos tardíos, tal como se deduce de la inclinación de los materiales del Plioceno superior entre Chiclana de la Frontera y los Llanos de Guerra. Accidentes análogos, con dirección submeridiana, tienen su expresión en la distribución de las formaciones pliocuaternarias, tal como se especifica en el capítulo correspondiente.

4. GEOMORFOLOGIA

Antes de pasar a describir los rasgos geomorfológicos más destacables de la Hoja, se intentará situar los elementos cartografiados dentro de una jerarquía geomorfológica en la que se establecen distintos grados que, de mayor a menor categoría, pasamos a describir: *Dominio morfogenético*: área de morfología variada pero cuyas formas están relacionadas genéticamente; *Sistema morfogenético* que sería el conjunto de acciones que configuran un proceso determinado; *Unidades geomorfológicas*: áreas donde la morfología y el proceso están relacionados, y *Elementos geomorfológicos*: depósitos o formas que presentan una geometría concreta y que están producidos por una acción igualmente concreta; siempre son cartografiables.

Dentro de la Hoja de Chiclana se han distinguido los siguientes grados geomorfológicos.

4.1. DOMINIO MARINO

Todos los materiales corresponden al Sistema Litoral y, dentro de éste, a la Unidad de Postplaya (Backshore) y Stran (Foreshore), cuyo elemento más representativo son las playas arenosas que se extienden a lo largo de todo el litoral, y a la Unidad del Shoreface representada por los conglomerados marinos del Plioceno superior y los del ciclo Harouniense que forman estrechas plataformas próximas a la costa, al Norte de Torre del Puercu.

4.2. DOMINIO MIXTO

Los materiales corresponden al sistema estuarino, en este caso el del Guadalete, que durante el Plio-Cuaternario debió de aportar la mayor parte del material que, retrabajado por el mar, daría origen a las **Arenas rojas** formando flechas y barras litorales que rodeaban la actual Bahía de Cádiz.

Ya durante el Cuaternario este estuario, de tipo mesotidal, con una amplitud de mareas que oscila entre 3,40 en aguas vivas y 2,40 en aguas muertas, comporta como Unidad geomorfológica fundamental **Las Marismas**, en este caso de tipo conforme, con los dos elementos característicos: el slikke y el schorre o marisma salada.

4.3. DOMINIO CONTINENTAL

Está representado por numerosos Sistemas entre los que cabe destacar el Sistema fluvial que comporta como Elementos geomorfológicos fundamentales el glacis de cobertera que contiene industria lítica y las terrazas del Ay^o Zurraque y del río Iro, así como los pequeños conos aluviales que forman estos cauces en su desembocadura en la Marisma.

El Sistema lacustre está representado por el relleno reciente de algunas lagunas, como las de Jely y la de La Paja, así como por los carbonatos y arcillas negras de las zonas pantanosas que se crean por encima de la plataforma harouniense.

Por último, y con gran desarrollo, el Sistema eólico está representado por dunas longitudinales, **Arenas rojas** de San José de Malcocinado, y manto eólico, capa de arena que cubre amplias extensiones y que no sólo se observa próximo a la costa sino que penetra bastante al interior, como en la zona de la Mesa Baja.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La Hoja de Chiclana de la Frontera se encuentra situada dentro del dominio del Subbético (BAENA et al 1982), representado por sedimentos cuya edad oscila desde el Triásico hasta el Oligoceno. Posteriormente, y a partir del Mioceno inferior, se depositaron en este sector el Complejo Tectosedimentario y los materiales post-tectónicos del Mioceno superior-Plioceno.

El sedimento más antiguo reconocido en la zona pertenece al Triásico, que ocupa grandes extensiones en esta Hoja; se trata de una sucesión de arcillas y yesos con intercalaciones de dolomías y areniscas, resultando un conjunto de elevada plasticidad, fácilmente deformable, que se ha movido o se ha disuelto parcialmente, casi sin interrupción desde el Jurásico a la actualidad. Sus movimientos han condicionado en gran medida los rasgos paleogeográficos y los límites de distribución de sedimentos y, durante los momentos de mayor actividad tectónica, la dirección y extensión de los transportes tectónicos y los estilos estructurales de las diversas zonas.

Durante esta época tiene lugar la formación de estos potentes depósitos salinos, bajo unas condiciones climáticas cálidas y de aridez, estableciéndose una sedimentación carbonatada, ya en el Lías, en extensas plataformas que, con pequeñas modificaciones, continuará hasta el Oligoceno superior, NP 24-25 (ver Hoja de Algar 13-45).

De esta plataforma carbonatada sólo se observan pequeños bloques de calizas y dolomías jurásicas, margas y margocalizas blancas del Cretácico superior-Eoceno y calizas y margas blancas del Eoceno-Oligoceno, incluidos dentro de los materiales triásicos.

En el tránsito del Oligoceno al Mioceno se desarrollaron intensos procesos de diapirismo que motivaron la rotura e inclusión, dentro de las arcillas y yesos del Trias, de toda la serie jurásica-oligocena, originando un umbral, actualmente delimitado por la falla de Conil-Sierra de las Cabras, que va a tener una gran influencia sobre los procesos tectónicos y sedimentarios que se desarrollan a continuación.

Es en esta época cuando se emplaza en zonas próximas a éstas (ver Hojas de Vejer, Alcalá de los Gazules, Algar) el manto de la Unidad de Almarchal, cuyos depósitos turbidíticos de calizas, arcillas y margas presentan características de llanura submarina y una edad comprendida entre el Senoniense, Paleoceno y posiblemente parte del Eoceno. Estos sedimentos de depositarían más al Sur y constituirían la base de los flysch del Campo de Gibraltar, como se pone de manifiesto en Hojas próximas a ésta (Tarifa, 1077). Este emplazamiento S-N es el responsable de estructuras que se han denominado, en las Hojas próximas a ésta (Algar, Alcalá de los Gazules), de 1ª fase, con dirección E-O y vergencia Norte.

Posteriormente, durante el Aquitaniense y en zonas situadas al Este de ésta Hoja, en el surco comprendido entre el manto de la Unidad de Almarchal y las Zonas Internas, se depositarán las Areniscas del Aljibe (ver Hoja de Tarifa, 1077) sobre series turbidíticas comprendidas desde el Cretácico superior al Oligoceno, estando sólo representadas en esta Hoja las calca-renitas y arcillas de la **Formación Benaiza** (Eoceno superior-Oligoceno).

Las Areniscas del Aljibe son un sistema de abanicos ricos en arena que se depositan

rápidamente por procesos de actividad tectónica, procedentes del Sur en líneas generales. Presentan unas características peculiares entre las que cabría destacar el tipo y tamaño del grano, su madurez textural y mineralógica, la abundancia de estructuras debidas a inestabilidad tectónica (tramos slumpizados de gran espesor, diques de arena, etc.), la ausencia de una distribución geográfica definida de las facies proximales y distales e, incluso, aparentes contradicciones en esta distribución.

Este conjunto de características especiales, junto con la extensión de las facies y el hecho de que las Areniscas del Aljibe no constituyen un **manto** en el sentido que se dió al **manto numídico**, obliga a pensar en una serie de hipótesis sobre el mecanismo de formación.

Es posible que procedan de una zona de costa evolucionada bajo condiciones que llevan a una alta madurez textural y mineralógica. Los granos son en su mayor parte redondeados y mates y es frecuente encontrar cantos facetados de origen eólico, por lo que el mecanismo más probable para su **maduración** es una amplia orla costera sometida a la acción de las olas (lavado, clasificación, madurez mineralógica) y del viento (lavado, picoteado, ventifactos).

La acumulación en esta orla costera tuvo que ser bastante rápida, generando un enorme volumen de sedimentos, lo que hace que los mecanismos de deriva litoral resulten insuficientes para explicarla, si no es a partir de una o varias zonas de entrada de sedimentos a partir del continente. Por estas razones no es aventurado pensar en la presencia de deltas destructivos de ola, mecanismo más eficaz de introducir en una zona somera grandes cantidades de sedimentos de tamaño de grano de arena.

La entrada de estos sedimentos en la zona de acumulación se debe producir por **vuelco** desde el **borderland** norteafricano. Esta entrada se originó por causas tectónicas, lo que explica la alta velocidad de acumulación y la presencia de diques de arena, zonas de **slums** y **bloques**.

El **vuelco** probablemente fue acompañado de una **onda tectónica** que avanzó de Sur a Norte, produciendo resedimentación de los materiales en forma de nuevos lóbulos. Esto explicaría las aparentes contradicciones entre la relación proximidad-distalidad y la distribución geográfica, las variaciones bruscas de espesor en pequeñas distancias y la amplia extensión de una facies que, en condiciones normales, tiene pequeña amplitud.

En esta Hoja, los depósitos de edad Mioceno inferior corresponden al denominado Complejo Tectosedimentario, formado por arcillas rojas y verdes con *Tubotomaculum*, acompañadas de una gran variedad, tanto en tamaño como en naturaleza, de bloques.

El origen de estas arcillas estaría posiblemente relacionado con series que comprenderían desde el Paleoceno hasta el Oligoceno, situadas al Este de esta Hoja, en el borde de las Zonas Internas, con clara afinidad predorsaliana y que en el Oligoceno formarían parte de un amplio talud.

Dentro de estas arcillas con *Tubotomaculum* se pueden observar capas turbidíticas, formadas fundamentalmente a expensas de materiales del Cretácico superior, que posiblemente están relacionadas con la erosión, al Oeste de esta Hoja, de la Unidad de Almarchal.

Durante el Burdigaliense superior-Langhiense, (fase tectónica principal) en esta Hoja continúan depositándose arcillas, con estas mismas características, junto con bloques de distinto tamaño y naturaleza, aunque principalmente de Areniscas del Aljibe, producidos más al Este y Sureste (ver Hojas de Tahivilla, 1074 y Tarifa, 1077) por el apilamiento de escamas imbricadas, según un mecanismo **piggy back**.

En esta época la masa triásica debió actuar también en forma diapírica, pero ya no en la vertical, sino con una componente horizontal importante inducida por el cizallamiento asociado a esta fase, debido al apilamiento de escamas de Areniscas del Aljibe. El mismo proceso, pero en sentido inverso, ocurrió durante la fase de retrocabalgamiento.

La sobrecarga tectónica originó una serie de reajustes isostáticos dando lugar a la formación de pequeñas cuencas en donde se depositarían los materiales del Mioceno superior-Plioceno inferior, produciéndose secuencias regresivas interrumpidas por pequeñas oscilaciones positivas.

Durante el Plioceno superior se produce en todo el litoral gaditano una fase regresiva generalizada que lleva asociados depósitos marinos y marino-salobres, de poca profundidad, que se instalan en la actual bahía, mientras que en el interior (continente) se forman grandes lagos, sin conexión directa con el mar, en los que se depositan calizas pulverulentas y oquerosas.

El paso Plioceno/Cuaternario, difícil de determinar dada la ausencia de faunas características necesarias para adaptar a los estratotipos internacionales, debe corresponder con un depósito marino conglomerático, **facies ostionera**, en las zonas de mar abierto y en las áreas más externas de la bahía con una formación arenosa, **Arenas rojas** (23, 24), cuyo origen es difícil de precisar dada la ausencia de estructuras sedimentarias, pero cuya distribución espacial sugiere que se trata de un depósito que cierra un ciclo sedimentario para dar origen a otro nuevo que sería el Cuaternario, ya que en muchos casos están relacionados con los ejes de los grandes valles fluviales actuales.

Una emersión generalizada en los contornos de la bahía y un clima apropiado favorecen la formación de un suelo rojo que en muchos casos se presenta erosionado por un glacis de cobertera, muy generalizado en toda la región, que contiene industria lítica arcaica.

El abra marina, que constituía durante el Pleistoceno la bahía de Cádiz, no tenía un calado superior a los 20 m y los materiales que transportaban los grandes ríos que en ella desembocaban, río Guadalete con sus emisarios, Ayº de San Pedro y Arillo, fueron colmatando la zona Sur de este golfo al abrigo de los islotes que constituían la isla de San Fernando, Cádiz y la Barrosa, dando origen a amplias llanuras mareales que son las que en la actualidad se conocen como Marismas.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

No existen en la Hoja labores mineras importantes; sólo se han observado, en los afloramientos del Triásico superior, pequeñas explotaciones de yeso, la mayoría de ellas actualmente inactivas. Asimismo existen explotaciones de sal, en salinas próximas al litoral, que obtienen este elemento por evaporación del agua del mar.

Respecto a los materiales canterables se han observado explotaciones de áridos, tanto naturales, en las biocalcarenitas del Mioceno superior-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, además de ser fácilmente explotable en canteras, factores que determinan su gran utilidad como relleno y subbase de carreteras, -como de trituración, a partir de las dolomías tableadas del Muschelkalk y de los numerosos bloques calcáreos del Jurásico y Cretácico que afloran mezclados en el Complejo Tectosedimentario.

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

6.2. HIDROGEOLOGIA

Las biocalcarenitas y depósitos arenosos del Mioceno superior-Plioceno que afloran en la Mesa de Algar, en las proximidades de Medina Sidonia y en el sector occidental de la Hoja, constituyen los acuíferos con mayores posibilidades hidrogeológicas observados dentro de esta zona.

Estas unidades originan acuíferos colgados, con alta transmisividad dando lugar a numerosas fuentes en las zonas de contacto con las unidades margosas y arcillosas inferiores.

Dentro del Complejo Tectosedimentario Mioceno se pueden observar bloques de cierto tamaño que dan origen a pequeños acuíferos confinados.

7. BIBLIOGRAFIA

- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1971). *Sur un modèle explicatif de l' Arc de Gibraltar*. Earth Planet. Sci. Lett. 12, pp 191-198.
- ANDRIEUX, J.; MATTAUER, M. (1973). *Précisions sur un modèle explicatif del l' Arc de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France. (7) 15, pp 115-118
- ARAÑA, V. y VEGAS, R. (1974). *Plate tectonics and Volcanism in the Gibraltar Arc*. Tectonophysics, 24, pp 197-212.
- BAENA, J.; JEREZ, L. (1982). *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la zona Bética*. I.G.M.E. Colección Informe.
- BENKHELIL, J.; GIRAUD, R. (1975). *Les déformations post-nappes de la région de Cadix*. 3 em R. An. de Sciences de la Terre, pp 33.
- BENKHELIL, J. (1976). *Etude néotectonique de la terminaison occidentale dans les Cordillères Bétiques (Espagne)*. Thèse de 3em cycle. Univ. Nive, pp 180.
- BOUILLIN, J.P.; DURAND-DELGA, M.; GERALD, J.P.; LEIKINE, M.; RAOLT, J.F.; RAYMOND, D.; TEFIANI, M.; VILA, J.M. (1970). *Définition d' un flysch Massylien et d' un flysch Mauritanien au sein des flysch allochtones de l' Algérie*. C.R. Acad. Sci. Paris. 270, pp 2249-2252.
- BOURGOIS, J. (1977). *D' une étape géodynamique majeur dans la genèse de l' arc de Gibraltar*. C.R. som. S.G.F.
- BOURGOIS, J. (1978). *La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d' evolution de l' arc de Gibraltar*. Annales Scient. de l' Univ. Geologie 3 em série, fasci. 30, pp 445.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; PEYRE, Y. (1970). *Le domaine des flysch dans l' Ouest des Cordillères Bétiques*. Ann. Soc. Geol. Nord. t. XC, n° 4, pp 384-286.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; PEYRE, Y. (1973). *Trame de l' histoire post aquitaniense des Cordillères Bétiques occidentales*. C.R. Acad. Aci. Paris 276, pp 1393-1396.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. (1974). *Présence de décrochements nordest-sudouest plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne). Extension et signification generales*. C.R. Acad. Sc. Paris. t. 278, Serie D, pp 2717-2620.
- CHAUVE, P (1960-1962). *Structure géologique de la région centrale de la province de Cadix (Espagne)*. Livre Mém. Prof. Fallot. Soc. Geol. France. 1, pp 257-264.
- CHAUVE, P. (1962). *La unidad de Paterna en el Norte de la provincia de Cádiz*. Not y Con. Inst. Geol. y Min. de España, n° 67, pp 103-108.
- CHAUVE, P. (1964). *Sobre el significado de la unidad de Paterna (provincia de Cádiz)*. Not y Con. Inst. Geol. y Min. de España, n° 73, pp 201-203.
- CHAUVE, P. (1968). *Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale)*. Mem. Inst. Geol. Min. España n° 68, pp 337.
- DIDON, J. (1960). *Le fysch gaditan au Nord et au Nord-Est d' Algesiras (Province de Cadix Espagne)*. Bull. Soc. Géol. France (7) 2, pp 352-261.
- DIDON, J. (1964). *Présence de Miogysinidés á la base des Grés de l' Aljibe (Espagne)*. C.R. Somm. Soc. Géol. France 1, pp 32-33.
- DIDON, J. (1966). *Styles tectoniques de l' unité de l' Aljibe au Nord du Detroit de Gibraltar (Espagne meridionale)*. Bull. Soc. Geol. France (7) 7, pp 521-526.

- DIDON, J. (1967). *L'unité parautochtone d' Almarchal dans la zone du flysch du Campo de Gibraltar (Espagne meridionale)*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, pp 201-202.
- DIDON, J. (1969). *Etude geologique du Campo de Gibraltar*. Thèse Doct. Univ. Paris. pp. 539.
- DIDON, J. (1973). *Accidents transverses et coulissages longitudinaux dextres dans la partie Nord de l' Arc de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France. 15, pp 121-127.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. (1959). *Existence d' un flysch margogréseu du Tithonique-Neocomien au Nord de Gibraltar (Espagne meridionales)*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 248, pp 2779-1781.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; KORNPBST, J. (1973). *Homologies geologiques entre les deux rives du Déroit de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France 15, pp 77-105.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. (1973). *Hypothèses sur la genese de la courbure de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France (15), pp 119-120.
- ESTEBAN SANTIESTEBAN, F. (1969). *Aportaciones geofísicas al conocimiento de los acuíferos existentes en las proximidades de Chiclana de la Frontera, Puerto Real y el Puerto de Sta. María (Cádiz)*. Bol. Geol. Min. España, T. LXXX-111, pp 252-261.
- FERNANDEZ-LUANCO, M.C. (1971). *Sedimentología de las unidades del sector meridional del Campo de Gibraltar (Provincia de Cádiz)*. I. Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econom. Secc. 1 (Geol) 1, pp 171-182.
- GAVALA, L. (1924). *Mapa geológico de la provincia de Cádiz*. 1 mapa E. 1:100.000, Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- IGME:
- (En prensa) Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja de La Linea (1078) Segunda serie.
- (En prensa) Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja de S. Roque (1075) Segunda serie.
- (En prensa) Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja de Jimena de la Frontera (1071) Segunda serie.
- (En prensa) Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja de Cortes de la Frontera.
- LEBLANC, D. y FEINBERG, M. (1982). *Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Numidien du Rif oriental (Maroc). Implications geodynamiques*. Bull. Soc. Géol. France T. 24, n° 4, pp. 861-865.
- MARTINEZ DIAZ, C. (1973). *Corte de Vejer de la Frontera*. XIII Coloquio Europeo Micropal. España, E.N.A.D.I.M.S.A, pp. 271-273.
- MOYENS, J. (1973). *Les ostracodes de la coupe de Vejer de la Frontera*. XIII Coloquio Europeo Micropal. España, pp. 258-287.
- MULDER, C.J.; PARRY, G.R. (1977). *Late tertiary evolution of the Alboran Sea at the Eastern entrance of the straits of Gibraltar*. Inter. Symp. Struct. Hist. Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia). Edit. Technin. Paris, pp 401-410.

- PENDON, J.G. (1974). *Rasgos sedimentológicos de las areniscas en las unidades de Algeciras y del Aljibe (Campo de Gibraltar)*. Cuadernos Geol. 5, pp 101-115.
- PENDON, J.G. (1976). *Diferentes tipos de trazas orgánicas existentes en las turbiditas del Campo de Gibraltar*. Estudios Geol. 33.
- PENDON, J.G. (1978). *Sedimentación turbidítica en las Unidades del Campo de Gibraltar*. Secre. Publi. Univ. Granada, pp 249.
- PENDON, J.G.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; POLO, M.D.; VERA, J.A. (1974). *Sobre el flysch de Punta Carnero (Unidad de Algeciras, Campo de Gibraltar)*. III Congr. Grupo Esp. Sedim. Bellaterra Tremp. Sep. 1974, Resumen comunic., pp 79-80.
- PENDON, J.G.; POLO, M.D. (1975). *Estudio mineralógico de las areniscas de la serie de Punta Carnero (Unidad de Algeciras) y de las Areniscas de Aljibe Campo de Gibraltar*. Act. Geol. Hisp. 10, pp. 146-149.
- PENDON, J.G.; VERA, J.A. (1975). *Turbiditas del Campo de Gibraltar. Facies y asociaciones de facies*. Cuadernos Geol. 6, pp. 143-164.
- PERCONING, E. (1960/62). *Sur la constitution géologique de l' Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir*. Livre. Prof. P. Fallot Mem. h serie, S.G.F., t. 1, pp. 229-256.
- PERCONING, E. (1974). *Etat actuel de nos connaissances sur l' etage andalousien*. V Congr. Neog. Mediterranéen. Lion 1971 Mém. B.R.G.M. 11, pp 659-662.
- PERCONING, E.; MARTINEZ DIAZ, C. (1977). *Perspectivas petrolíferas de Andalucía occidental*. Bol. Geol. y Minero, t LXXXVIII, pp 61-77.
- RAFFI, S. (1973). *Macrofossili della sezione de Vejer de la Frontera*. XIII Col. Eur. Micropal. España E.N.A.D.I.M.S.A, pp 288.
- SAAVEDRA, J.L. (1971). *Observaciones micropaleontológicas sobre las unidades de Algeciras y del Aljibe (Provincia de Cádiz)*. I Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Economica. Secc. 1, pp. 421-434.
- SECEGSA (1981). *Estudio monográfico sobre la geología del Estrecho de Gibraltar*. 261 p. 72 fig. Madrid.
- SECEGSA (1982). *Coloquio Internacional sobre la factibilidad de una comunicación fija a través del Estrecho de Gibraltar*. Coloquio de Madrid.
- ZAZO, C. (1980). *El Cuaternario marino continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- ZAZO, C.; OVEJERO, G. (1976). *Niveles marinos cuaternarios en el litoral de la provincia de Cádiz*. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario 5, pp 141-145.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C. (1983). *Medios de transición en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno*. Res. X Congr. Nac. de Sedimentología. Menorca.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España