



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



TARIFA

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.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

TARIFA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-10372-1991
NIPO: 232-91-001-4

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

AUTORES Y COLABORADORES

Cartografía y Redacción de Memoria

J. González Lastra

A. García de Domingo

P.P. Hernaiz Huerta

C. Zazo Cardeña

J.L. Goy Goy

} Plioceno superior y Cuaternario

Tectónica

F. Moreno Serrano

Sedimentología

J. González Lastra

A. Maymo Asses

L. Ardevol Oro

Ichnofauna

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 una 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. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja 1.076 (13-48), Tarifa, se encuentra en la provincia de Cádiz, en el extremo occidental de las Cordilleras Béticas y más concretamente dentro del contexto estructural del Arco de Gibraltar.

La región está dominada topográficamente por una serie de sierras, que forman varias alineaciones en la parte NE. de la Hoja (altura máxima 840 m en la Sierra del Ojén), y que se encuentran aisladas en el resto (Sierras de La Plata, Salaviciosa y Enmedio) dentro de una zona de relieves suaves.

La red fluvial es de poca importancia y en su mayor parte de funcionamiento estacional. Los ríos de la Jara y del Valle drenan la Hoja de Norte a Sur.

1.2. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

La zona correspondiente a la Hoja 1:50.000 de Tarifa se encuadra en el extremo suroccidental de la cadena Bética, formando parte de la estructura arqueada del Estrecho de Gibraltar.

Los materiales que en ella afloran han sido considerados por la mayoría de los autores precedentes como pertenecientes a las unidades autóctonas flyschoides de Campo de Gibraltar. En esta Memoria se exponen ideas sensiblemente diferentes de las mantenidas por los mencionados autores.

El depósito de sedimentos de origen turbidítico, principales constituyentes de la zona en cuestión, se vió condicionada por el movimiento, en forma diapírica, de una amplia banda de materiales arcillo-yesíferos del Triásico superior, cubierta en su mayor parte por arcillas rojas y verdes con *Tubotomaculum*, que contienen bloques diversos. Este umbral diapírico, con una orientación NE-SO, paralela a la de la cadena, parte desde la Hoja de Vejer y continúa hacia el NE hasta las Sierras de las Dos Hermanas, del Valle y de las Cabras. Posiblemente esta estructura se prolongue hacia el Subbético.

Hacia el Sur y el Este, los enlaces estratigráficos y estructurales de las distintas series turbidíticas quedan fuera del área de estudio u ocultas bajo las aguas del Estrecho, por lo que, en el estado actual de los conocimientos, es aventurado establecer hipótesis respecto a tales enlaces.

Los estudios tectónicos realizados parecen revelar que, si bien la fase compresiva principal ha producido una estructuración en cabalgamientos y escamas que presentan desplazamientos en sentido ENE-OSO., no existen razones para pensar en aloctonías y desenraizamientos, en el sentido que se han venido utilizando a la hora de referirse, por ejemplo, al manto numídico.

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 al conjunto arenoso **Areniscas del Aljibe**, y de 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 Cádiz y DIDON (1969) 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 realizada por PERCONING (1962) y el estudio geológico a escala 1:25.000, confeccionado por S.E.C.E.G.S.A. (1982).

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. CRETACICO INFERIOR (SERIE DEL TAMBOR)

El Cretácico inferior de la Hoja de Tarifa presenta en toda su extensión características de turbiditas, en facies de lóbulos deposicionales. Se encuentra únicamente en el ángulo suroccidental de la Hoja.

2.1.1. Arcillas y areniscas del Tambor (Hauteriviense) (1)

Son pelitas grises con intercalaciones de areniscas verdosas de uno o dos metros de espesor, organizadas en secuencias de lóbulos deposicionales en sentido lato con un espesor total de 100 m. Entre las arcillas se ha encontrado una asociación de nannofósiles formada por *Watznaueria berneseae*, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Litraphidites carniolensis*, *L. bollii*, *Cornusphaera mexicana*, *Calcialathina oblongata* y *Nannoconus bucheri* que indican una edad Hauteriviense.

2.1.2. Areniscas y arcillas del Tambor (Hauteriviense) (2)

Son similares al tramo anterior (1), variando la proporción arenisca-arcilla. Las areniscas verdes, con granoclasificación, laminación paralela y de ripples, en bancos métricos, son la litología dominante. Aunque la ordenación secuencial es ambigua, puede reconocerse algún ciclo menor probablemente de compensación. El espesor supera los 100 m. Corresponden como en el caso anterior a una facies de lóbulo deposicional de abanico submarino profundo.

Únicamente se ha encontrado nannoplacton calcáreo que da una edad imprecisa dentro del Neocomiense (*Watznaueria berneseae*, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Parhabdololithus embergeri*, *Cyclagelosphaera margerelli*, *Nannoconus steinmanni*).

2.2. CRETACICO SUPERIOR-EOCENO (SERIE DE ALMARCHAL)

2.2.1. Calizas, margas y arcillas de Almarchal (Senoniense-Paleoceno) (3)

Están formadas por una alternancia de calizas bioclásticas y margas. Las calizas se encuentran en capas centimétricas de secuencias turbidíticas con laminación paralela y de ripples intercalados entre margas grises. Presentan una asociación de facies característica formada por pakstones bioclásticas e intraclásticas con pelets y cuarzo tamaño limo. Los fósiles más abundantes, muy frecuentemente removilizados, son: *Pithonella*, *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Stomiosphaera*, *Globigerinelloides*, *Globotruncana*, *Pseudotextularia*, *Inoceramus* y espículas.

Aunque se encuentran fósiles cuyas edades oscilan entre el Cenomaniense-Turonense y el Senoniense más alto, todas las muestras presentan las mismas asociaciones de facies que, cuando están datadas con seguridad, indican una edad Campaniense-Maastrichtiense: *Globotruncana fornicata*, *G. bulloides*, *G. stuartiformis*, *G. lapparenti*, *Pseudotextularia elegans*, *Rugoglobigerina rugosa*. Todas las asociaciones de nannoplacton encontradas corresponden

también a esta edad: *Micula decussata*, *M. murus*, *Quadrum gothicum*, *Q. trifidum*, *Ahmue-llerella octoradiata*, *Broinsonia parca*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Eiffellithus turriseiffelii*.

Es por tanto muy posible que el Cenomaniense-Turonense esté muy escasamente representado si es que se encuentra, aunque las asociaciones senonienses presentan muy frecuentemente resedimentaciones de fósiles de edad más antigua.

Su espesor no se puede calcular debido a la intensidad del plegamiento, a que no se conoce su base y a la erosión de su parte alta, pero puede suponerse superior a los 300 m.

Por encima de la serie senoniense, se encuentra el Paleoceno, Eoceno y quizás el Oligoceno inferior con facies muy similares que, debido a esta similitud y a la complicación tectónica, no han podido separarse cartográficamente. Se estudia únicamente una serie continua formada por calizas y arcillas correspondientes al Paleoceno medio-superior (Serie de Torre de la Peña) en la que se encuentra una buena asociación de nannoflora formada por *Ceratolithoides kamptneri*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Zygoolithus concinnus*, *Z. sygmoides*, *Arkangel-skiella cymbiformis* y *Fasciculithus tympaniformis*, asignable a las zonas NP 5 y NP 8 de Martini.

2.2.2. **Silexitas (Senoniense) (4)**

En los alrededores del Santuario de la Virgen de la Luz, y al SO. de la cortijada del Almarchal, se encuentran, dentro de las calizas y margas del Senoniense, unas capas de silexitas entre margas algo silicificadas. El conjunto tiene un espesor total de unos 20 m y representa uno de los pocos niveles que pueden separarse cartográficamente del monótono conjunto de las alternancias de calizas y margas.

2.2.3. **Margas blancas y calizas (Eoceno Inferior) (5)**

Aparecen únicamente en las proximidades de la Cortijada de Almarchal (Cerros de la Torre y la Tahona). Se trata de una alternancia de calizas claras y margas dominantes que tienen una edad Cuisiense determinada con nannoplacton (*Discoaster barbadiensis*, *D. saipanensis*, *D. lodoensis*, *D. tani*, *Sphenolithus radians*) con numerosas resedimentaciones del Senoniense y Paleoceno. Su asignación a la serie de Almarchal es dudosa.

El espesor visible es de unos 30 m. Este nivel es equivalente a los niveles calcáreos del Eoceno 11 y 12.

2.3. **CRETACICO SUPERIOR-OLIGOCENO SUPERIOR (SERIES ALGECIRAS Y BUJEO)**

En la parte meridional de la Hoja aparecen series correlacionables lateralmente que abarcan del Eoceno al Oligoceno superior (Serie de Algeciras) y del Cretácico superior al Oligoceno superior (Serie de Bujeo, equivalente a la Unidad del Bujo-Cabrito de DIDON). Estas sucesiones se caracterizan por presentar un Oligoceno medio-superior con turbiditas arenosas (*fisch margo-arenoso micáceo*).

2.3.1. Calizas, margas y arcillas (Cretácico Superior) (3)

Bajo la serie de Bujeo, y en continuidad aparente, se encuentra una sucesión de turbiditas calcáreas equivalentes en edad y facies a las definidas en la serie de Almarchal, por lo que no se han distinguido cartográficamente.

2.3.2. Calizas arenosas y arcillas (Montiense-Landeniense) (8)

En la unidad de Bujeo, sobre las calizas y margas del Cretácico superior, se deposita una sucesión de calizas arenosas con *Microcodium*, *Globigerinas* y *Globorotalias* alternándose con arcillas rojas y verdes. La sucesión corresponde a un lóbulo deposicional de espesor muy variable que oscila entre 0 y 50 m en el río de la Vega, y que lateralmente pasa a facies de llanura submarina.

Aunque hay numerosas resedimentaciones de fósiles cretácicos se encuentra una microfauna que caracteriza el Montiense-Landeniense: *Microcodium*, *Globigerina triloculinoides*, *Globorotalia uncinata*, *G. pseudobulloides*, *G. angulata*, *G. pusilla*, *G. ehrenbergi*, *G. abundocamerata*.

Además de los fósiles son frecuentes los intraclastos, pelets y granos de glauconita. La parte distal de este lóbulo está representada por las calizas incluídas en la unidad cartográfica 6 y la serie de la Torre de la Peña incluída en la unidad 3.

2.3.3. Arcillas rojas y areniscas micáceas (Paleoceno-Oligoceno Inferior) (10)

Son arcillas rojas y ocasionalmente verdosas con intercalaciones de areniscas ocreas en capas delgadas con estructura turbidítica. Corresponden a un depósito de llanura submarina. Su espesor es de 100 m. Presentan una fauna banal de foraminíferos arenáceos (*Eponides*, *Batisiphon*, *Astrorhiza*, etc.) y de nannoplacton resedimentado del Cretácico superior (*Watznaueria berneseae*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, etc.). En la Unidad tectónica de Tarifa-Algeciras tienen intercalada una sucesión de franja de lóbulo de calcarenitas (12). Equivalen a las arcillas y calizas bioclásticas que se encuentran bajo las Areniscas del Aljibe (9).

2.3.4. Calizas bioclásticas y arcillas rojas (Ypresiense-Luteciense) (12)

El llamado **Flysch calcáreo de la Unidad de Algeciras** está formado por una alternancia de calcarenitas bioclásticas en capas turbidíticas y pelitas rojas en una asociación de facies que corresponde a la franja de abanico (**fan fringe**).

Su espesor es del orden de 70 m. Se encuentran *Globorotalia bullbrookii*, *G. centralis*, *Globigerapsis index* entre otros foraminíferos y *Discoaster barbadensis*, *Sphenolithus radians* y *Chiasmolithus grandis* junto con numerosas formas resedimentadas del Senoniense. La forma más moderna indica edad Luteciense. Sus facies distales son los niveles 5 y 11.

2.3.5. Margas y areniscas micáceas de Algeciras (Oligoceno medio-superior) (14)

En la Unidad de Tarifa-Algeciras y en la sierra de San Bartolomé se encuentra una sucesión

de margas y pelitas margosas blanco azuladas con intercalaciones de areniscas micáceas en capas de dos tipos: capas turbidíticas de hasta 1 m de potencia (normalmente 40 cm), y capas de más de 1 m que pueden llegar a tener 30 m de espesor (megaturbidíticas), que se interpretan como el relleno de una amplia cuenca/llanura submarina, en relación con un sistema turbidítico de alta eficacia de transporte. El espesor total medido es de 380 m aunque hay al menos otros 200 m no accesibles.

Los dos tipos de capas presentan direcciones de corriente opuestas, ya que las megaturbiditas proceden del W., mientras las otras vienen del E. Aunque presentan una fauna banal desde el punto de vista cronoestratigráfico, formada por foraminíferos arenáceos, se encuentra una rica asociación de nannoflora de edad Oligoceno medio-superior (Zonas NP 24, NP 25 de Martini): *Sphenolithus ciperoensis*, *Helicosphaera recta*, *Chiasmolithus grandis*, *Cyclocolitus formosus*, *Discoaster defflandrei*, *Dictyococcites dictyotus*, *D. bissectus*, *Zygrhabdolithus bijugatus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Lantherinus minutus*.

2.3.6. Margas y areniscas micáceas de Algeciras con intercalaciones de areniscas (Oligoceno medio-superior) (15)

En la serie del Bujeo se encuentra una sucesión turbidítica en la que se alternan cuatro tipos de litología: dos de ellas son similares a las de la unidad cartográfica 14 descrita anteriormente aunque las megaturbiditas tienen un espesor menor, y las otras dos son areniscas en facies similares a la de las Areniscas del Aljibe, en bancos métricos aislados o en secuencias decamétricas, e intercalaciones turbidíticas calcáreas con margas blancas asociadas a su techo.

Como ocurría en las areniscas de Algeciras (tramo 14), la fauna de foraminíferos es banal en general (arenáceos), aunque aquí se encuentran algunos ejemplares que indican edad Oligoceno (*Globorotalia nana*, *G. kugleri-mayeri*). La edad ha podido determinarse con precisión por el contenido en nannoplacton que se encuentra en asociaciones muy ricas similares a los del tramo anterior: *Sphenolithus ciperoensis*, *S. distentus*, *S. conicus*, *S. moriformis*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Dictyococcites bisectus*, *Zygrhabdolithus bijugatus*, etc.

El espesor total no puede determinarse con seguridad debido a la tectónica de escamas que lo afecta. En la serie de Cerro Gordo, aparentemente casi completa, se han medido 160 m lo que supone una considerable disminución de espesor respecto a las series de la Unidad tectónica de Tarifa-Algeciras.

2.4. CRETACICO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR (SERIE DEL ALJIBE)

La serie del Aljibe se caracteriza por presentar un Oligoceno medio-superior arcilloso con intercalaciones calcáreas y un Aquitaniense arenoso (Areniscas del Aljibe).

2.4.1. Calizas, margas y arcillas (Cretácico superior) (3)

El Cretácico superior no se ha distinguido cartográficamente de la serie de Almarchal, a la que equivale lateralmente aunque en algunos puntos, como en la base de la Sierra de Ojén

presente características diferentes: intervalos calcáreos mejor definidos, presencia de arcillas rojas y espesor mucho menor (no mayor de 30 metros).

2.4.2. Calizas arenosas y arcillas (Senoniense?-Paleoceno) (6 y 7)

Se trata de calizas arenosas con características estructuras de deformación hidroplástica en bancos gruesos (0,5 a 1 m) alternando con arcillas rojas y verdes. El depósito se ha producido en una llanura submarina en conexión con un sistema de lóbulos. En ocasiones se puede distinguir un nivel intermedio arcilloso (7) con muy escasas intercalaciones calcáreas. El espesor total oscila entre 50 y 100 m.

La fauna encontrada corresponde al Paleoceno: *Microcodium*, *Globorotalia pseudobulloides*, *G. laevigata*, *G. compressa*, *Globigerina triloculinoides*, etc. Junto a los organismos paleocenos se encuentran resedimentaciones de fósiles senonienses que en ocasiones pueden constituir la totalidad de la roca por lo que permanece la duda de la existencia de depósitos del Cretácico superior con estas características.

Estos niveles equivalen a la serie de la Torre de la Peña (incluida cartográficamente con el nivel (3) y representan la parte más distal del lóbulo descrito en la serie del Bujeo (8).

2.4.3. Arcillas rojas y calcarenitas margosas (Paleoceno superior-Aquitaniense) (9)

Es una sucesión de arcillas con calcarenitas intercaladas cerca de la base mientras hacia el techo se encuentran intercalaciones de areniscas de grano fino. Corresponde a un depósito de llanura submarina s.l. Son muy frecuentes las superficies de interrupción (**hard-grounds** incipientes) con *Scolicia*, *Chondrites*, *Megagraption* y *Zoophycus*. El espesor total es de 200 m.

Se sitúan sobre las calizas y arcillas del Paleoceno (7) en tránsito gradual y llegan al Mioceno inferior. Dentro de ellas hay una intercalación más rica en calizas que se ha distinguido cartográficamente (unidad cartográfica 11 del Ypresiense-Luteciense). Sobre este nivel calcáreo la sucesión contiene *Globigerina aff senni*, *Globorotalia cf. aragonensis* y *Globigerapsis*, atribuibles al Eoceno (¿superior?). Hacia el techo empiezan las intercalaciones de areniscas de grano fino y la fauna corresponde al Oligoceno (*Eulepidina tournoueri*). En las Hojas limítrofes (San Roque, Tahivilla), tienen mayor contenido en carbonatos (calizas de Benaiza).

2.4.4. Calizas bioclásticas y margas (Ypresiense-Luteciense) (11)

Se trata de una sucesión predominantemente calcárea de unos 30 a 50 m de espesor en la que alternan margas grises y ocreas con calcarenitas bioclásticas blancas o grises en capas turbidíticas que representan intercalaciones de abanico distal en ambientes de llanura submarina. Son frecuentes los nódulos de sílex.

Junto a numerosos restos resedimentados del Cretácico y Paleoceno, que a veces pueden llegar a formar el total de la roca, se encuentra una abundante fauna formada fundamentalmente por *Globorotalias* (*G. aragonensis*, *G. bullbrookii*, *G. broedermanni*, entre otras) y

Globigerinas (G. linaperta, G. senni, G. soldadoensis).

También se encuentran ricas asociaciones de nannoflora caracterizadas por varias especies de discoastéridos (*Discoaster barbadiensis*, *D. lodoensis*), además de *Sphenolithus radians*, *Tribachiatus orthostylus*, *Coccolithus formosus* y otros.

Las asociaciones de fósiles encontradas corresponden al Eoceno inferior y medio (Ypresiense-Luteciense), aunque hay que destacar su carácter alóctono y la abundancia de formas cretácicas y paleocenas que se encuentran junto a ellas. Equivale lateralmente a los niveles calcáreos 5 y 12.

2.4.5. Calizas brechoides ocre (Oligoceno superior) (13)

En la base de la Sierra de Ojén aparecen aisladamente bajo las Areniscas del Aljibe unas calizas ferruginosas brechoides constituidas por cantos jurásicos, cretácicos, paleocenos y eocenos con abundante glauconita. En la Hoja limítrofe de Tahivilla estas calizas forman un nivel más continuo de características similares en el que se ha podido datar el Oligoceno.

Las calizas corresponden a un **hard ground** o a su removilización, encontrándose erosionadas por las Areniscas del Aljibe.

2.4.6. Margas, areniscas micáceas y calizas (Oligoceno superior-Aquitaniense) (16)

Bajo las Areniscas del Aljibe de la Loma de San Bartolomé y de toda la unidad del Puerto de Bolonia, se encuentra una alternancia de margas ocre, areniscas micáceas marrones y calizas bioclásticas con un espesor total que no sobrepasa los 80 m.

En estas facies, junto a foraminíferos del Oligoceno superior, (*Eulepidina tournoueri*, *Globorotalia obesa*, *G. ouachitaensis*, *Turborotalia nana*, *Globigerina ciperoensis*, etc.) se han encontrado formas que pertenecen al Mioceno inferior como *Globigerinoides* y una rica asociación de nannoflora de la zona NN 1 de Martini (Aquitaniense), junto a resedimentación del Oligoceno: *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Reticulofenestra lockeri*, *Helicosphaera eurphratis*, *Sphenolithus moriformis* etc.

Esta sucesión parece corresponder al menos en parte a las Areniscas del Aljibe que cuando se sitúan encima de ella tiene un espesor muy inferior al normal.

2.4.7. Areniscas del Aljibe (Aquitaniense) (17)

Así denominadas por GAVALA en 1916, constituyen la mayor parte del área situada al NE de la Hoja, además de las Sierras de la Plata, Salaviciosa y Enmedio. Su estructuración en escamas apiladas configura un importante relieve en forma de sierras con una altitud media de 400-500 m.

Se trata de una serie cuyo espesor oscila entre 20 y 1.500 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 la Sierra de Ojén es representativa de estas areniscas.

Las Areniscas del Aljibe desarrollan una variedad de facies muy limitada, no siendo aplicable la secuencia de Bouma. En la Hoja de Tarifa se han encontrado casi exclusivamente asociaciones de abanico medio que se organizan, por lo general, en ciclos de facies y ciclos de compensación, correspondiente 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 contruidos 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 arena, etc.) debidas a inestabilidad tectónica. En la Sierra de Ojén se pone de manifiesto la existencia de deslizamientos gravitacionales a gran escala como consecuencia de inestabilidad tectónica mencionada.

Las Areniscas del Aljibe aparecen también en forma de bloques dentro de la **pasta** del Complejo Tectosedimentario Mioceno, hecho éste mucho más frecuente hacia el Oeste (ver Hojas de Vejer de la Frontera y Chiclana).

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 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 (16).

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, en la Hoja de Tahivilla, al Norte, 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.

2.5. COMPLEJO TECTOSEDIMENTARIO MIOCENO (18) CON BLOQUES DIVERSOS

Los afloramientos se reparten prácticamente por toda la Hoja si bien la calidad de los mismos no es demasiado buena, principalmente en lo que se refiere a sus contactos con el resto de los conjuntos estratigráficos.

Se trata de un conjunto de arcillas rojas y verdes, satinadas y de aspecto esquistoso, con restos de trazas fósiles (Tubotomaculum), nódulos de azufre, yesos, que a veces pueden

formar niveles (gypsiarenitas) y 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 y así DIDON (1967-1972) las asigna unas veces a la **Unidad de Facinas** y otras a la serie de la base de la **Unidad del 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 del Neonomidico otras, y 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. Sin embargo sus microfósiles más frecuentes -*Bathysiphon*, *Haplophragmoides*, *Ammodiscus*, *Rhizammina*- no son característicos de un piso o subpiso concreto. El nannoplacton más moderno encontrado- *Sphenolithus ciperoensis*, *Helicosphaera intermedia*, *Coccolithus neogammation*, *Discoaster deflandrei*- pertenece al Oligoceno medio-superior.

Ahora bien, en la Hoja de Chiclana, limítrofe al NW con la de Tahivilla, se ha encontrado en estas mismas arcillas fauna de Mioceno inferior-alto. Por lo tanto se puede decir que estas arcillas ya existían a comienzos del Oligoceno y que su sedimentación continuó hasta el Mioceno inferior alto.

La característica principal de estas arcillas es la de **englobar** abundantes **bloques** de las más diversas litologías y edades. Este hecho, visible en esta Hoja y sus limítrofes, es si cabe más espectacular en la Hoja de Chiclana. Los **bloques** más frecuentes son de las Areniscas del Aljibe, lo que implica que al menos parte de este conjunto arcilloso se ha generado, de una forma u otra, con posterioridad al depósito de las Areniscas del Aljibe cuya edad más **baja** es Aquitaniense inferior.

Las arcillas con Tubotomaculum parecen haberse depositado en un ambiente de talud o alto fondo. Con posterioridad y sin que se interrumpiera su sedimentación, se han visto involucradas en el proceso tectónico, durante el cual incorporaron los bloques que aparecen por ellas **empastados**.

La procedencia de estas arcillas posiblemente esté relacionada con el desmantelamiento de dos diapiros -uno occidental y otro oriental- de materiales triásicos, fundamentalmente de aquél situado al Este de la Hoja, en una posición actualmente cubierta por el Mar de Alborán. El movimiento de ambos diapiros parece haber condicionado la paleogeografía y sedimentación de los diferentes conjuntos estratigráficos, muy en especial de las Areniscas del Aljibe que se **canalizaron** a favor del surco establecido entre ellos, durante el Aquitaniense.

Respecto a los bloques que estas arcillas engloban, se puede decir que están constituídos por **fragmentos de gran parte de las series hasta ahora descritas**. En esta Hoja aparecen bloques de las calizas y margas de Almarjal (3), calizas arenosas del Paleoceno (6), calizas y margas

blancas (11), margas y areniscas micáceas de Algeciras (14) y Areniscas del Aljibe (17), que son las más frecuentes.

Además aparecen también bloques de fragmentos de series no representadas en esta Hoja y cuya procedencia es difícil de estimar. Se trata de los siguientes:

- Bloques de edad jurásica (19). Se encuentran en la zona de Las Caheruelas y el Chivato. Son varios bloques muy fracturados de calizas con algunas margas que se atribuyen al Malm y al Neocomiense.
- Bloque de edad Cretácico Inferior (29). El más importante es el del Cerro de la Alcachota. En la zona de los alrededores de Facinas son muy abundantes, dispersos entre las arcillas con **Tubotomaculum**. Se les atribuye una edad Albo-Aptiense, con dudas, por semejanza de sus facies con las del lado marroquí del Estrecho.

2.6. SEDIMENTOS POSTECTONICOS

2.6.1. Arenas amarillas (Plioceno inferior) (21)

Se encuentran en la Punta Camarinal, cubiertas en gran parte por el sistema de dunas. Se trata de un conjunto detrítico formado por arenas amarillentas, generalmente de grano medio, que incluyen algunos niveles carbonatados. Su espesor no se puede calcular, pero en las Hojas limítrofes se sitúa por debajo de 200 m. Se observan superficies onduladas de gran escala y laminación cruzada de tipo **festoon** de gran y muy gran escala.

No se han encontrado restos fósiles de utilidad cronoestratigráfica, por lo que se le asigna edad Plioceno inferior por comparación con las arenas de las Hojas adyacentes.

El ambiente de depósito corresponde a un medio costero con probable desarrollo de playas.

2.6.2. Cuaternario

Después de la regresión generalizada que se produce en todo el litoral de Cádiz durante el Plioceno superior, el mar transgrede de nuevo ocupando las zonas deprimidas de la región de Bolonia y las del Oeste de Tarifa, dejando unos conglomerados de **facies ostionera**, (22), depositados en un ambiente sublitoral, foreshore y shoreface, ricos en fauna: *Flabellipecten gentili*, *Clamis flexuosa*, *Pecten jacobaeus*, *P. maximus*, *Patella aspera*, *P. intermedia*, *Lima lima*, *Laevicardium cf. oblongum*.

Durante el Cuaternario antiguo-medio se labran las plataformas marinas que se observan al Norte de Zahara sobre las que en la actualidad quedan tan sólo cantos sueltos, algunos de ellos perforados por litófagos.

En el Pleistoceno superior tiene lugar una nueva oscilación positiva, **Episodio Cabo de la Plata** (27), y posteriormente se crea la costa que con mayor desarrollo se observa en todo el litoral gaditano, es decir el **Episodio de Trafalgar** (28), que en esta Hoja en concreto presenta gran variedad de facies: sublitoral, conglomerados ricos en fauna, algunas de cuyas

especies presentan un cierto carácter templado cálido (*Patella safiana*, *P. depressa*, *P. gomesi*, *Fisurella verna*, *Thais haemastoma*, *Lima lima*, *Macra sp.*), y litoral, conglomerados generalmente azoicos en los que se observan cantos con perforaciones de litófagos y de esponjas. Estas facies se reparten desde Paloma Baja hasta el Estrecho. En el depósito de Torre de la Peña fue encontrado un cráneo bastante completo de pez y dos otolitos lo que permitió clasificarlo (J. BAUZA) como **Dentex filiosus valenciennes**.

Esta línea de costa lleva generalmente asociados depósitos regresivos que consisten bien en dunas (30), o en glaciés de cobertera de tonos rojos, (29).

Por último se conservan restos de la transgresión post-glacial en los alrededores de Zahara (38). Se trata en general de terrazas fluvio-marinas cuyos depósitos contienen fauna similar a la actual: *Glycymeris glycymeris* y *Cantharus assimilis*.

En cuanto a los otros depósitos continentales que aparecen en la Hoja, su situación estratigráfica se establece en base a la relación que guardan con los niveles marinos y, en el caso de las terrazas fluviales (23, 31, 35, 39), según la cronología regional (45), establecida con criterios paleontológicos y morfológicos.

Se supone que la mayor parte de los depósitos correspondientes a los deslizamientos en masa (33, 34), se han debido producir durante una fase pluvial que correspondería aproximadamente con la glaciación Würmiense.

Las tres generaciones de dunas que aparecen en la cartografía corresponden, la más antigua (30), al ciclo regresivo Ouljiense, datado radiométricamente en zonas muy próximas (Barbate) en unos 85.000 años. Posteriormente se formarían las dunas longitudinales (40), que en algunos casos ya están parcialmente fijadas, y por último las dunas móviles (47).

3. TECTONICA

La estructuración tectónica de los diferentes conjuntos estratigráficos comprendidos dentro de la Hoja de Tarifa es el resultado de diversas fases tectónicas deducidas tras el análisis de las macroestructuras cartografiables y de las mesoestructuras observadas en diferentes afloramientos.

Algunas de las conclusiones que se introducen en este capítulo han surgido además tras la observación e integración del conjunto de las Hojas geológicas limítrofes de ésta, así como de algunas conclusiones derivadas de trabajos recientes relativos a las fallas de desgarre del Rif Occidental.

El modelo dinámico que se propone explica todos los datos de observación reunidos, basándose para ello en el significado de diferentes macro y mesoestructuras como indicaciones de movimiento. De esta manera se aporta una cierta ordenación y coherencia en la interpretación tectónica de estos sectores, en los cuales algunos autores habían sugerido un comportamiento **caprichoso** para ciertos conjuntos litológicos, especialmente en el caso de las Areniscas del Aljibe.

A continuación se enumeran los movimientos y etapas tectónicas deducidas, ordenadas cronológicamente:

- Fase inicial de acortamiento N-S.
- Movimientos gravitacionales en las Areniscas del Aljibe de la Sierra de Ojén.
- Fase tectónica principal de imbricación y cabalgamiento de diversas escamas constituidas por las Areniscas del Aljibe y su serie de base, con avance de todo el conjunto hacia el OSO.
- Actuación tardía, en relación con la imbricación, de un accidente cortical paralelo al Estrecho, como desgarre derecho.
- Deslizamiento gravitacional, hacia el OSO, de las escamas más altas, a partir del relieve creado durante la imbricación.
- Fase comprensiva en dirección NNO-SSE.
- Formación del Estrecho de Gibraltar. Basculamiento de la unidad tectónica de Algeciras.

En lo que sigue se analizan las diferentes etapas propuestas consignando las meso y macroestructuras resultantes de cada una de ellas, a excepción de los movimientos gravitacionales tempranos, que se incluyen en el capítulo de Estratigrafía.

3.1. FASE INICIAL

Con anterioridad a la fase tectónica principal, de edad Burdigaliense-Langhiense y antes, también, de la sedimentación de las Areniscas del Aljibe (ver Memoria geológica de Algar), tuvo lugar una fase de acortamiento N-S a NNW-SSW, en la cual el surco turbidítico cretácico-oligoceno cabalgó sobre la plataforma subbética, a la par que ésta misma experimentó plegamiento e imbricación. A tal respecto BOURGOIS (1978) da una edad finio-oligocena para la imbricación y estructuración del Penibético, la cual correspondería por tanto a dicha fase inicial.

Dicha fase sin embargo presenta pocas evidencias dentro de la Hoja de Tarifa ya que, a pesar

de la gran superficie ocupada por la serie de Almarchal, no se dan afloramientos suficientes que permitan dilucidar la estructuración interna de ésta. Solamente los afloramientos correspondientes a los acantilados de la Torre de la Peña han sido reveladores en este sentido. Así el estudio sedimentológico realizado en este mismo lugar muestra la repetición tectónica (imbricación) de un mismo tramo dentro de la serie de Almarchal. En este mismo lugar aparecen además sendas charnelas (sinclinales antiformales), en el seno de un tramo de serie invertida. Abatiendo hasta la horizontal dichas capas, los pliegues se situarían según una dirección aproximada E-W, indicando además una vergencia al Norte. Por ello es bastante probable que dichos pliegues se hayan originado durante esta fase inicial en la que el surco turbidítico se imbricó y cabalgó hacia el Norte.

3.2. FASE TECTÓNICA PRINCIPAL

Mecanismo de actuación

Las Sierras de Ojén, la Luma y la Palma corresponden a tres grandes escamas de Areniscas del Aljibe, imbricadas según este orden. Suponiendo un mecanismo de **piggy back** (DAHLSTROM, 1975) para el desarrollo de la imbricación, la primera escama sería la más baja tectónicamente y la que habría sufrido un menor desplazamiento (fig. 1).

Dentro de la Hoja de Tarifa no puede llevarse a cabo un análisis completo de la geometría de la imbricación, la cual aparece ampliamente representada en las Hojas geológicas n^{os} 1.070 (Alcalá de los Gazules) y 1.074 (Tahivilla), situadas al Norte.

Es en base a las observaciones realizadas en dichas Hojas por lo que se propone el mecanismo de imbricación mencionado. Este fue el resultado de cabalgamientos a favor de diversas superficies con tramos paralelos a la estratificación (**flats**) y tramos oblicuos a la misma (**ramps**) (DOUGLAS; 1950). Dentro de la Hoja de Tarifa en las Sierras de la Plata y de Enmedio pueden observarse dos superficies de rampa en los momentos iniciales de su desarrollo ya que aparecen asociadas a sendos pliegues-falla.

Con posterioridad a esta fase de cabalgamientos han actuado diversas fracturas de desgarre y una etapa importante de retrocabalgamiento que, junto con la erosión posterior, han alterado profundamente la geometría del edificio original. No obstante, en base a la disposición de algunas escamas en las Hojas geológicas mencionadas (n^{os} 1070 y 1074) y por comparación con casos descritos en otros cinturones de deformación análogos a éste, puede suponerse que algunas de las escamas llegaron a cubrir y cabalgar sobre la propia imbricación formando estructuras anticlinoriales o **duplex** (DAHLSTROM, 1970). Algunas de estas escamas deslizaron gravitatoriamente más allá del frente del cabalgamiento más occidental, tal como se verá más adelante.

Durante esta fase, la imbricación de las escamas y los aportes procedentes probablemente de la decapitación de un diapiro que afloraría al Este hacen que se produzca un depósito sincrónico con el movimiento principal y que se extiende mucho más hacia el Oeste. Serían las arcillas con *Tubotomaculum* que incluyen bloques de diversos orígenes (Jurásico, Cretácico, calizas de la base del Aljibe, Areniscas del Aljibe, etc.) tal como las que están en la zona

de base de la Sierra de Ojén.

Las Areniscas del Aljibe se han desplazado solidariamente con su serie de base, al menos en el caso de la Sierra de Ojén, donde existen afloramientos continuos entre ambos conjuntos. Solamente se han encontrado algunas mesoestructuras resultantes de la deformación producida por cizallamiento. Así, algunos bancos de arenisca presentan un diaclasado o esquistosidad espaciada, oblicua y acorde con dicho cizallamiento. En la serie carbonatada infrayacente se encuentran pliegues asimétricos con eje subhorizontal y amplitud decamétrica (Puerto de los Chaparros). En las inmediaciones del Cortijo de los Grajales aparece una imbricación en segmentos de una misma capa, con estrías en una de las superficies de imbricación que marcan una dirección N60 a 79°E. Dicha dirección, prescindiendo de posibles giros posteriores de todo el conjunto, podría considerarse como la del transporte tectónico, si bien hay que tener en cuenta que la dirección de los pliegues es paralela siempre a las de las rampas, a todas las escalas, aunque en ocasiones, esta dirección no es perpendicular a la del transporte tectónico. La serie de base cretácica u oligocena, que actuó como zapata, desaparece en esta escama hacia el Oeste, hasta que la base del cabalgamiento es la Arenisca del Aljibe.

Hacia muro de la serie de base, en un afluente por el Norte del Arroyo de los Molinos, se encuentran tramos pelíticos y margosos sin deformar y con disyunción esférica, junto con tramos esquistosados en los cuales se ha concentrado la deformación por cizallamiento. En resumen todo el conjunto de la Sierra de Ojén cabalga de esta manera a las Arcillas con Tubotomaculum situadas bajo la misma, en las cuales se encuentra el bloque jurásico del Chivato (DIDON, 1969).

En la garganta del Conejo, situada al Oeste de la anterior, aflora la prolongación del bloque jurásico y las pelitas verdes y rojas de la matriz de las arcillas con Tubotomaculum, con bandas de pliegues asimétricos y zonas pelíticas intensamente esquistosadas como indicadores del cizallamiento debido a esta fase.

En relación con la procedencia de este bloque jurásico DIDON (1969) sugiere un emplazamiento del mismo análogo al del bloque jurásico de los Pastores. Ambos deben tener su origen en zonas más orientales. Sus facies presentan bastantes similitudes con las series ultrapeníbéticas descritas por BOURGOIS (1978) en el corredor del Boyar y habían sido emplazados durante el desplazamiento de las escamas de Areniscas del Aljibe, según el primer autor.

Posteriormente, durante la fase tangencial principal, las arcillas con Tubotomaculum actuaron como nivel de despegue sufriendo ellas mismas un transporte y desorganización tectónicos. En el frente de la imbricación algunos bloques de no gran tamaño deslizaron y fueron incorporados en las arcillas pudiendo llegar a ser cabalgados posteriormente por la misma imbricación. Dicho frente tuvo que ser además el límite paleogeográfico de las Areniscas del Aljibe que en este lugar debió de coincidir aproximadamente con la Sierra de Ojén y con el accidente de la Cruz Negra (ver Hoja geológica nº 1074, Tahivilla) el cual pudo haber sido sobrepasado por el cabalgamiento de la Sierra de Ojén en una cuantía desconocida. Movimientos posteriores en la vertical a lo largo de dicho accidente, combinados con la erosión,

hacen coincidir el frente actual de la escama de esta sierra con el accidente mencionado.

Por último hay que considerar el carácter autóctono o paraautóctono del Flysch del Almarchal, el cual sirve de substrato común a todas las series superiores. A pesar de la gran extensión que ocupa, no presenta afloramientos que permitan estudiar su deformación.

Los más notables se encuentran en los acantilados de la Sierra de Enmedio en cuyo lugar aparece como una serie isoclinal volcada hacia el Oeste, a muro de la cual se encuentra un potente tramo de capas deformadas por **slumps** y que se repite en forma de escamas según se pone de manifiesto en la columna realizada. (Torre de la Peña).

En todos los casos se pone de manifiesto la independencia tectónica durante la 1ª fase entre el Flysch del Almarchal y las formaciones superiores, o bien la deformación conjunta de ambos grupos durante las fases posteriores.

BOURGOIS et al (1971) propusieron una procedencia ultrapeníbética para la Unidad del Algarrobo y, por extensión y correlación con la misma, para el Flysch del Almarchal. Por otro lado su equivalencia con la Unidad de Tánger, estructurada en diversos mantos, puede sugerir una disposición análoga para aquél. Dicho extremo no ha podido ser constatado, pero por supuesto cabe la posibilidad de que dicha formación está estructurada de forma similar y que las superficies de cabalgamiento o no hayan sido detectadas o bien no lleguen a aflorar (cabalgamientos ciegos). Hay que tener en cuenta que el nivel alcanzado por la erosión es más profundo en el lado marroquí que en el lado español del estrecho. Así en el primero las Areniscas del Aljibe han sido desmanteladas en su mayor parte.

3.3. FALLAS DE DESGARRE Y DESLIZAMIENTOS GRAVITACIONALES

Seguidamente, y con posterioridad a la imbricación de las escamas mencionadas en el apartado anterior, se produjo la actuación de un accidente paralelo al estrecho (dirección ENE-WSW a NE-SW), como desgarre derecho. Dicho accidente provocó el giro en sentido horario de los extremos orientales de las escamas que hoy forman las Sierras de la Palma, Bujeo y los Calabozos y actuó simultáneamente a las de las Sierras de la Plata-Estepona y Jebel-Fahamin, ambos con movimientos relativos también derechos. Este último se sitúa ya en la cadena de Rif, donde más al Sur se encuentra la gran fractura de Jebda Chrafate, con movimiento relativo izquierdo. OLIVER (1978) sitúa la actuación de esta fractura en el Burdigaliense, dando un salto para la misma de unos 50 km. De esta manera los tres desgarres derechos mencionados, situados al Norte, habrían compensado el movimiento izquierdo de la falla de Jebda-Chrafate, delimitando entre todos un bloque cortical adelantado hacia el WSW. DIDON (1969 y 1973) atribuye el desplazamiento ligado al accidente, denominado en esta ocasión de Tarifa-La Línea, el desfase de la zona paleogeográfica del Flysch de Algeciras y del límite Zonas Internas -Zonas Externas entre España y Marruecos.

Llama la atención el hecho de que los accidentes de Tarifa-La Línea y de la Sierra de la Plata-Estepona, de los cuales la mayor parte de su recorrido queda fuera de la Hoja de Tarifa, presenten en la actualidad un trazado sinuoso y en ocasiones interrumpido. Así el segundo de ellos aparece interrumpido en la Hoja de Tahivilla por la Sierra del Niño y el primero, por

lo que DIDON (1969) denominó como unidad de Bujo-Cabrito. Esta circunstancia, junto con las consideraciones anteriores, obligan a pensar en la actuación temprana de dichos accidentes en relación a la tectogénesis de este sector de la Bética, habiendo sido cubiertos por algunas traslaciones vinculadas a movimientos posteriores.

Durante la actuación de dichas zonas de desgarre se produjo el deslizamiento gravitacional de la escama o las escamas tectónicamente más elevadas en relación con el edificio de la imbricación, las cuales sobrepasaron el frente del mismo, situado en la Sierra de Ojén, deslizándose sobre las arcillas con Tubotomaculum. Dichos deslizamientos dieron lugar a las actuales Sierras de El Picacho, Salaviciosa, Enmedio, Loma de San Bartolomé, La Plata y Retín, ésta última fuera ya de la Hoja de Tarifa. Durante estos movimientos los bloques correspondientes a la Sierra de la Plata y el Picacho, por encontrarse sobre las zonas de desgarre, experimentaron un giro en sentido horario (derecho), hasta orientarse paralelamente a las mismas. La Sierra de Enmedio, al quedar algo más distanciada en relación con el accidente de Tarifa, sufrió un giro también derecho pero de menor cuantía.

DIDON (1966, 1969, 1977) realizó algunas consideraciones de carácter general sobre el papel de la gravedad en el emplazamiento de las Areniscas del Aljibe. En la última publicación mencionada supone que dichas areniscas están englobadas dentro de la matriz de las arcillas con Tubotomaculum. No obstante, en un trabajo reciente (DIDON, 1982), dicho autor parece abandonar esa interpretación.

En el presente trabajo se pone de manifiesto cómo los deslizamientos gravitacionales sólo se han producido en las escamas topográficamente y tectónicamente más elevadas sobre el edificio de la imbricación. La estructuración de este último se produjo por empujes tangenciales procedentes del Oeste y sólo podría pensarse en un deslizamiento de todo el conjunto merced a la pendiente que tras la imbricación pudo crearse en el sustrato autóctono o paraautóctono correspondiente al Flysch de Algeciras y al Flysch de Almarchal. Según GRENETER (1981) dichas pendientes resultan del levantamiento isostático de las zonas más internas de una cadena de esta naturaleza al ser descargadas de los materiales involucrados en la imbricación. Hacia el exterior dicha imbricación equivale a una rápida sobrecarga, condicionando la subsidencia del conjunto. De esta manera, desde el comienzo de la imbricación, ella misma genera una onda de reajuste isostático que puede servir como motor para su avance.

En resumen, la primera secuencia de acontecimientos tectónicos, durante la cual se alcanzó la estructuración principal de este sector del arco de Gibraltar, se inició con la imbricación y cabalgamiento de las Areniscas del Aljibe con su serie de base y las arcillas con Tubotomaculum, según una tectónica del tipo *thin skin* en la cual el sustrato correspondiente al Flysch de Almarchal no se vio involucrado, lo cual no excluye la posible existencia de otras superficies de cabalgamiento en su seno. En los sectores más orientales de dicha imbricación el sustrato correspondiente al Flysch de Algeciras sí llegó a involucrarse en dicha imbricación, desmembrándose posteriormente en bloques y ocupando la posición más occidental en relación al edificio resultante de la imbricación. Simultáneamente dicho edificio fue compartimentado por los accidentes paralelos al estrecho, los cuales en la Hoja de Tarifa, en cierto

modo, pudieron **canalizar** el deslizamiento de los bloques correspondientes a las sierras más occidentales.

3.4. FASE DE RETROCABALGAMIENTOS

Esta fase ha sido puesta de manifiesto por diferentes autores en diversos lugares de las Béticas y del Rif (GARCIA DUEÑAS y NAVARRO VILA, 1976; BOURGOIS, 1978; OLIVIER, 1982; GARCIA DUEÑAS, 1982; BAENA y JEREZ, 1983). Sin embargo en estos sectores todavía no ha sido señalada.

En la Hoja de Tarifa esta fase ha dado lugar a diversas estructuras observables a escala de afloramiento, y a la inversión de algunos conjuntos estratigráficos. Así, todo el borde oriental de las Sierras de Salaviciosa y de Enmedio aparece en posición invertida, retrocabalgado a las arcillas con Tubotomaculum y al Flysch de Almarchal del Santuario de la Virgen de la Luz. Esta disposición resulta coherente con la de diversos pliegues asimétricos y bandas con esquistosidad desarrolladas en las pelitas y niveles detríticos de las arcillas con Tubotomaculum en el puerto de la Torre del Rayo. Algunas de las numerosas charnelas existentes en este lugar presentan además una reorientación, tendiendo a paralelizarse a la dirección del transporte tectónico.

Durante esta misma fase pudieron generarse los diferentes pliegues hectométricos de la Sierra de Fates. La forma curva de los mismos y el conjunto correspondiente a la Sierra de Salaviciosa-Sierra de Fates y Sierra de Enmedio indican un arqueamiento de dichas estructuras durante el desarrollo de esta fase. La zona de fractura del Puerto de Fates puede haberse generado también durante esta fase, actuando como falla mixta, con desplazamientos inverso y derecho simultáneamente.

En los sectores situados al Oeste del Puerto de Bolonia existen diversas imbricaciones y pliegues-falla con charnelas y superficies axiales, posteriormente verticalizadas, generadas durante esta misma fase. La serie de base del Aljibe, en la que se encuentran estas estructuras, ocupaba junto con las Areniscas del Aljibe de la Sierra de la Plata una posición subhorizontal con suaves buzamientos al SW. La asimetría del antiforme y el sinforme de dicha Sierra induce a relacionarlos con esta misma fase, siempre y cuando las charnelas de dichos pliegues fuesen curvas. No obstante, puede aceptarse una deformación dúctil de esta envergadura para las capas competentes de las Areniscas del Aljibe, situadas, tras su emplazamiento gravitacional, en la misma superficie topográfica o, al menos, a poca profundidad. Por esto, la génesis de estas estructuras ha de relacionarse con la primera fase de imbricación, bajo condiciones de una mayor presión confinante.

En los tramos basales carbonatados de la unidad tectónica de Algeciras, en los afloramientos correspondientes a las pequeñas canteras excavadas sobre el mismo y que jalonan la carretera nacional de Cádiz-Algeciras, aparecen algunos pliegues con dirección N140°E., cuyos ejes han sido también verticalizados posteriormente. Un grupo de ellos aparece asociado a una microfalla inversa con la misma dirección. La vergencia del conjunto es al ENE.

Por último, los afloramientos correspondientes a lo que DIDON (1969) denominó como

retazo de la Unidad de Bolonia del Bujo-Cabrero presentan una compleja estructura resultante de la interferencia de esta fase de retrocabalgamientos con otra fase posterior, durante la cual dicha formación se imbricó en sucesivas escamas y se desplazó hacia el NNW. Dentro de ésta aparecen pliegues con dirección NNW formados durante la fase de retrocabalgamiento y plegados posteriormente durante dicha excavación (Cerro Palomino y La Ahumada). La dirección de acortamiento para ambas fases resulta ser perpendicular y la estructura final corresponde a un braquisinclinal o una braquisinforma, abierta en su extremo oriental.

Fuera ya de la Hoja de Tarifa y en el límite de la Hoja nº 1.075 (Algeciras), DIDON (1969) describe, en el Cerro de las Esclarecidas y dentro de las Areniscas del Aljibe, una estructura que puede ser relacionada con esta fase.

La dirección de acortamiento para esta 2ª fase tangencial resulta ser idéntica a la de la primera, en tanto que su vergencia es opuesta.

Algunas estructuras retrocabalgantes de las zonas externas de la Cadena Bética han sido relacionadas con la actuación de los desgarres derechos paralelos a la cadena y el incremento simultáneo de la curvatura del arco de Gibraltar (BOURGOIS; 1978). Por otro lado BAENA y JEREZ (1983) suponen que su actuación es el resultado de la elevación de la Zona Subbética, tras su estructuración durante la primera fase, es decir, que en este caso correspondería a deslizamientos gravitacionales. Sin embargo, en este sector del arco de Gibraltar las meso y macroestructuras existentes atestiguan un régimen claramente compresivo.

El cambio de vergencia entre las dos fases principales podría interpretarse como una inversión en el sentido del cabalgamiento de los bloques corticales, considerando la cadena en su conjunto. Durante la primera fase el bloque de Alborán, correspondiente a las Zonas Internas, (ANDRIEUX et al. 1971), habría cabalgado sobre la margen ibérica y africana, produciendo mantos y cabalgamientos sintéticos. El apilamiento de los mismos habría dado lugar a un hundimiento por compensación isostática de dichos márgenes, de forma que en una segunda etapa de convergencia actuaron como desgarres derechos diversos accidentes paralelos a la cadena, los cuales anteriormente delimitaron diferentes dominios paleogeográficos o actuaron como cabalgamientos durante la primera fase. (Corredor de Boyar, accidente de Barbate, Sierra de Cabras, etc.). (Ver Hojas geológicas nºs. 1.070, 1.073 y 1.074). La inversión en el sentido del cabalgamiento en niveles corticales profundos debió de producirse, en este sector de la cadena, en relación con el accidente de Barbate-Sierra de Cabras, es decir, hacia el exterior de la misma y lejos ya del límite Zonas Internas Zonas Externas. Este accidente corresponde además al límite occidental del área sobre la que se apilaron las diferentes escamas de Areniscas del Aljibe.

3.5. FASE COMPRESIVA CON DIRECCION NNW-SSE

Esta fase se ha identificado solamente en las inmediaciones del Estrecho. Aparece relacionada con el emplazamiento del conjunto Bujo-Cabrero (DIDON, 1969) y de la unidad tectónica de Algeciras que bordea todo el estrecho, entre Tarifa y el meridiano de Algeciras. El emplazamiento de ambos conjuntos es indudablemente posterior a la actuación como desgarre derecho del accidente Tarifa-La Línea, habiendo sido cubierto por aquéllos.

La unidad tectónica de Algeciras parece haber sido poco afectada por la etapa de retrocabalgamientos y la mayor parte de sus pliegues pertenecen a esta fase. Son pliegues en acordeón, algunos de los cuales han evolucionado posteriormente por aplastamiento y resbalamiento en relación con los niveles de despegue. El Flysch calcáreo de la base de este conjunto aparece en posición subvertical y paralelamente todos los planos axiales de sus pliegues presentan un suave buzamiento al Norte, por lo cual dicha posición ha resultado de un basculamiento posterior de dichos niveles asociado a la formación del Estrecho.

En los Arroyos de los Alhelíes y de las Viñas se ha observado la superficie de cabalgamiento de la unidad tectónica de Algeciras sobre el conjunto Bujo-Cabrito. En este lugar los basculamientos han debido ser de poca cuantía y puede observarse una charnela anticlinal en el bloque cabalgante y otra sinclinal en el cabalgado, cuyos ejes resultan ser paralelos a la dirección de la superficie de cabalgamiento. Su amplitud es de unos 40 m y su formación hay que relacionarla con el cizallamiento a lo largo de dicho cabalgamiento.

En el conjunto Bujo-Cabrito se encuentran igualmente pliegues en acordeón afectando a series invertidas previamente durante la fase de retrocabalgamientos. En la base de alguna de sus escamas, visibles a lo largo de la carretera nacional Cádiz-Algeciras, se encuentran estructuras diversas de las cuales unas presentan vergencias acordes con la fase. Por ello, es muy probable que la imbricación se iniciase durante aquella fase, habiéndose continuado y modificado durante la fase responsable del desplazamiento de todo el conjunto hacia el Norte.

Pese a la continuidad estratigráfica que parece evidente entre el Flysch de Almarchal y el conjunto Bujo-Cabrito al menos en su límite occidental, hay que pensar en alguna superficie de cabalgamiento situada dentro del Flysch de Almarchal, el cual puede incluso presentar diversas imbricaciones análogas a la del conjunto Bujo-Cabrito. A esta fase correspondería la repetición con imbricación que se observa en la serie de la Torre de la Peña.

A esta misma fase debe atribuirse la verticalización de la Sierra de la Plata y de su serie de base en las inmediaciones del Puerto de Bolonia. De esta manera los pliegues e imbricaciones generados durante las dos fases anteriores llegan incluso a invertirse volcándose hacia el NW. Así, en el cabo de Gracia se ha comprobado cómo la charnela del pliegue antiforme (sinclinal de 1ª fase) aparece troceada según diversas fallas inversas de pequeño salto, paralela a la falla original de primera fase. Dichas fracturas presentan una esquistosidad milonítica acorde con movimientos de vergencia al NW. Simultáneamente el Flysch de Almarchal aflorante en el mismo puerto de Bolonia adquirió su posición invertida a la par que la serie de base y las Areniscas del Aljibe de la Loma de San Bartolomé experimentaron un desplazamiento en el mismo sentido.

Dichas estructuras, correlativas de las descritas anteriormente en las inmediaciones del Estrecho, quedan sin embargo a mayor distancia del mismo. Entre ambos sectores (ver esquema tectónico) puede trazarse una fractura con dirección NW-SE, la cual delimita dos bloques correspondientes a ambos sectores. Aunque de momento no existe ninguna evidencia clara de la actuación de movimientos según esta falla, sí que parece delimitar dos bloques o dos sectores con diferente comportamiento tectónico en relación a esta fase. En el bloque

suroccidental, correspondiente a la Loma de San Bartolomé y la Sierra de la Plata, la deformación se habría desarrollado hasta una distancia mayor en relación al Estrecho.

En el bloque nororiental la deformación asociada a esta fase no se manifiesta más allá de la estructura Bujo-Cabrito.

En cualquier caso, puede representar una etapa de acercamiento en dirección N-S y de colisión de las márgenes Ibérica y Africana en su lugar de encuentro con el bloque de Alborán. La porción española del arco de Gibraltar habría sido cabalgada por el borde africano. De esta manera, los cabalgamientos y vergencias correspondientes a esta fase serían sintéticos en relación con dicho movimiento. Paralelamente, hay que señalar que el nivel de erosión ha profundizado en mayor grado en el lado marroquí, donde las Areniscas del Aljibe han sido en gran parte dismanteladas, de forma que la porción española del arco ha debido presentar una mayor tendencia al hundimiento.

Por otro lado el bloque de las Zonas Internas de Ceuta (Gomárides y Sébtides) aparece limitado al NW por el triángulo del Marsa-Benzu (DIDON y DURAND DELGA, 1962), el cual parece estructurado en bandas de desgarre con dirección NNE pero con sentido de movimiento relativo todavía no esclarecido, según los citados autores. Dentro de este triángulo, los bloques jurásicos del Jebel Mohusa y del Jebel Fahamin presentan una dirección aproximadamente paralela al límite de las Zonas Internas (accidente del Jebel Fahamin) y a las estructuras resultantes de la tercera fase ya descritas existentes en el lado español del Estrecho.

Pese al desconocimiento de la estructura detallada del lado marroquí podría aventurarse, al menos como hipótesis para futuras investigaciones, que dicha fase es efectivamente el resultado de una convergencia entre los bloques marroquí y español, que su actuación queda geográficamente limitada a las inmediaciones del estrecho de Gibraltar y que durante ellas algunos accidentes con dirección ENE a NE, los cuales anteriormente actuaron como desgarres derechos, funcionaron en esta ocasión como superficies de cabalgamiento con vergencia al Norte, generando pliegues y cabalgamientos con la misma vergencia y con desplazamientos no muy importantes.

3.6. FASE DISTENSIVA

Por último tuvo lugar una etapa distensiva durante el Mioceno superior (Tortonense-Messiniense) durante la cual se configuraron las diferentes cuencas subsidentes presentes en diversos lugares de la Cordillera Bética y del Rif. La apertura del Estrecho se produjo durante el Messiniense (MULDER y PARRY, 1976) mediante una nueva reactivación de algunas de las fracturas con dirección ENE. En la margen española del Estrecho han debido actuar entre la unidad tectónica de Algeciras y el conjunto Bujo-Cabrito produciendo una flexión y basculamiento hacia el SSE. en algunos sectores de la primera. De esta manera los planos axiales de los pliegues generados durante la fase anterior y que originalmente deberían presentar un buzamiento de unos 60 a 70° al Sur (vergencia al Norte) aparecen ahora con suaves buzamientos de 10 a 20° al Norte. Por tanto el giro producido en algunos casos ha sido de unos 90°.

El Estrecho de Gibraltar corresponde a un **graben**, que interrumpe el arco con el mismo nombre, con una dirección perpendicular a él. Dicho dispositivo resulta similar al conjunto de **grabens** que compartimentan el arco de Calabria-Sicilia (MISSETTI y VEZZANI, 1981) aunque la génesis y significado geotectónico de los mismos puedan ser diferentes en ambos casos.

3.7. NEOTECTONICA

En la zona del Campo de Gibraltar, al igual que sucede en la Béticas, **el límite Neógeno-Cuaternario** viene marcado por un cambio de régimen tectónico de tal forma que de una fase distensiva, Mioceno superior-Plioceno superior, se pasa a una fase comprensiva que según la mayor parte de los autores se mantiene en la actualidad (BENKHELIL y GIRAUD, 1975; BENKHELIL, 1976).

Durante el Cuaternario se produce el acercamiento de la **placa europea y placa africana**, a nivel del Arco de Gibraltar según una tectónica de colisión (BOUSQUET, 1977).

La inestabilidad de este sector durante el Cuaternario se deduce de las deformaciones de gran radio de curvatura que se observan en los niveles marinos, cuyos máximos transgresivos en una misma línea de costa se presentan a alturas muy diferentes.

Un mejor control puede llevarse a cabo utilizando la línea de costa ouljiense debido a su continuidad. La proyección de las alturas de los máximos transgresivos de la misma, tanto en España como en Marruecos, (figura 1), sugiere un levantamiento de un borde y otro del Estrecho al menos desde el Pleistoceno superior.

Las fallas más importantes que afectan a los depósitos cuaternarios son las de dirección E-W, Punto Camarinal, y WSW-ENE a la que se debe la morfología actual al Este de Tarifa, así como la posición altimétrica de la línea de costa ouljiense.

Otros accidentes antiguos como los que bordean las Sierras de la Plata y San Bartolomé quizá se mantengan activos aún durante el Cuaternario, favoreciendo la formación de los coluviones que se extienden al pie de los mismos.

Desde el punto de vista sísmico, aunque no se tienen muchos datos fiables, la intensidad de los sismos históricos registrados es de grado VI para esta región del litoral gaditano.

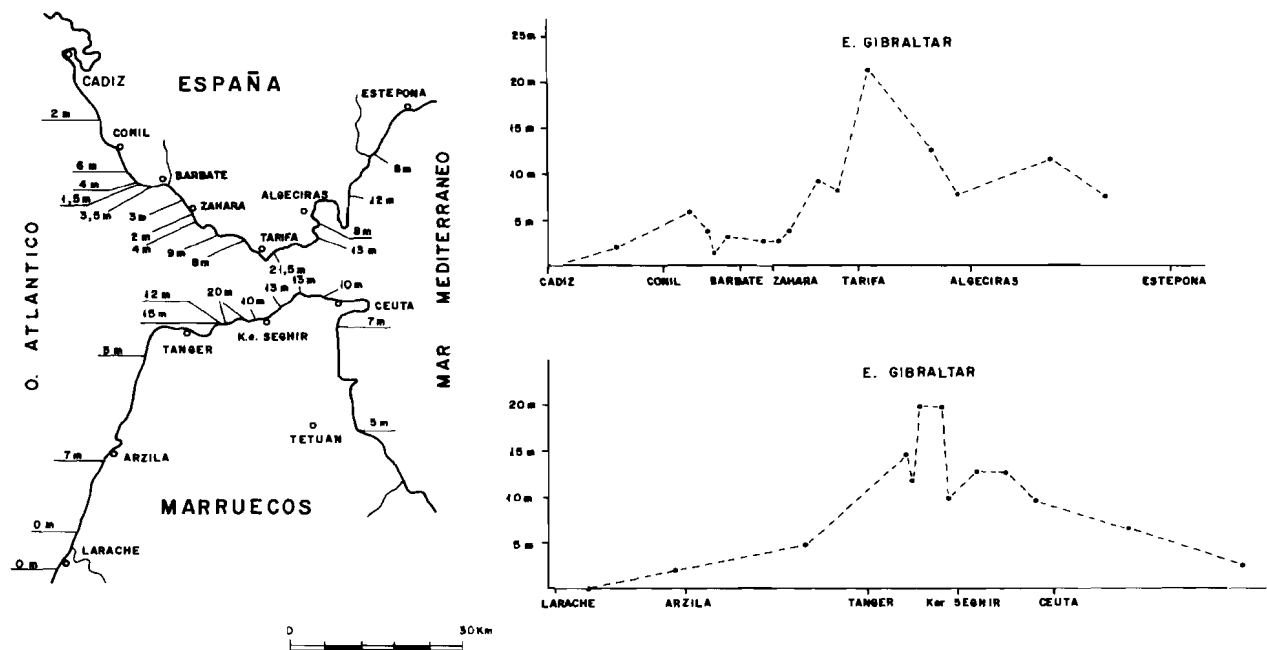


Fig. 1.- Situación de los máximos transgresivos del nivel Ouljiense en el arco de Gibraltar y proyección de las alturas de los mismos. (Los datos correspondientes a Marruecos, según: CADET et al 1978).

4. GEOMORFOLOGIA

Antes de pasar a describir los rasgos geomorfológicos más destacables de la Hoja se intentará situar los elementos y formas cartografiadas dentro de una jerarquía geomorfológica, en la que se establecen distintos grados que de mayor a menor orden se describen: **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 morfogenéticas**: 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; éstos últimos siempre son cartografiables.

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

Dominio marino

Todos los depósitos pertenecen al Sistema litoral y sublitoral estando representadas la Unidades de Posplaya (Backshore), a la que pertenecen como único Elemento morfológico las playas arenosas que se extienden al Sur de Zahara, Bolonia y costa Oeste de Tarifa.

Dentro de la Unidad de Stran (Foreshore) el Elemento más característico es el bancal de oleaje, ampliamente representado en la zona de Camarinal y Paloma Baja.

Dentro del Sistema sublitoral, la única Unidad representada es la Subtidal (Shoreface) a la que corresponden, en su primitivo origen, las distintas terrazas marinas cuaternarias.

Dominio mixto

De escaso desarrollo, sólo aparece en la desembocadura del río de la Jara, favorecido por el crecimiento de barras arenosas a favor de la deriva litoral. Comporta este Dominio como Unidad morfológica fundamental las **Marismas** con sus dos elementos característicos: el slikke y el schorre.

Dentro de este Dominio se incluirían los depósitos aluvial-coluval que se desarrollan en las cabeceras de los barrancos.

Dominio continental

Representado por numerosos Sistemas entre los que cabe destacar el Sistema fluvial, al que pertenecen los Elementos morfológicos siguientes: cauces y llanuras aluviales que adquieren gran desarrollo en la desembocadura del río de la Jara y de la Vega, los niveles de terraza correspondientes al río Almodóvar y Jara, que siempre se presentan con un dispositivo de escalonamiento, y los conos y abanicos aluviales asociados al río Almodóvar y al arroyo de Bugones.

El sistema eólico comporta como Elemento característico las dunas con tres generaciones; las más antiguas, muy cementadas, están asociadas al ciclo regresivo Ouljiense. La siguiente generación está constituida por dunas longitudinales, producidas fundamentalmente

por vientos del Levante, que en parte están fijadas ya por la vegetación, y por último móviles, entre las que destacan las dunas rampantes de Paloma Baja.

El Sistema de vertiente adquiere gran desarrollo en esta Hoja, debido al acusado relieve de la misma, a la litología y, por supuesto al clima húmedo-templado que reina al menos durante ocho meses al año en esta zona, los procesos que se desarrollan son los movimientos en masa, ya sea deslizamiento de tierras, rocas, solifluxión, etc., lo que da origen a enormes acumulaciones de materiales caóticos, arcillas y bloques al pie de las grandes Sierras de Saladavieja, Ojén, Salaviciosa, etc.

Pequeños glaciares se desarrollan en el pie norte de la Sierra de Salaviciosa, siendo el dispositivo de los mismos el de escalonamiento. Por último, un amplio sistema de coluviones bordea el relieve de la Sierra de la Plata y de San Bartolomé.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La zona del arco de Gibraltar presenta unas características muy especiales que han hecho particularmente difícil su interpretación, por lo que se han desarrollado teorías enfrentadas sobre su historia geológica.

En resumen, las características más destacables son:

- Depósito de sedimentos turbidíticos a lo largo del intervalo Cretácico-Mioceno inferior.
- Frecuente actividad tectónica.
- Abundancia de removilizaciones.

La interpretación que se expone a continuación intenta conjugar los datos obtenidos por estudios precedentes con la información conseguida durante la realización de esta Hoja geológica y las adyacentes.

El sedimento más antiguo reconocido en la zona es el Triásico, no representado en la Hoja de Tarifa, pero ocupando grandes extensiones en las limítrofes. 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 restos 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.

A lo largo de la historia geológica se han desarrollado, en rasgos generales, dos zonas de umbral, situadas al E. y al W. de la Hoja, y una zona deprimida intermedia.

Los bloques jurásicos que aparecen aislados (19) y los cretácicos inferiores de la zona de Tambor y del Cerro de la Alcachota (20), por su poca extensión y su origen alóctono, son de difícil interpretación y no aportan datos para la evolución paleogeográfica.

El primer sedimento ampliamente extendido por la zona son las margas, arcillas y calizas de la denominada **Serie de Almarchal** (3). Se trata de una turbidita en facies de llanura submarina, a la que se le puede atribuir una edad que oscila entre el Senoniense y el Eoceno (?), estando la mayor parte comprendida en el intervalo Campaniense-Maastrichtiense. La alta complejidad tectónica y la ausencia de niveles de referencia hacen imposible reconstruir la distribución de facies tanto en el tiempo como el espacio. Por otra parte, son muy frecuentes los procesos de resedimentación y las mezclas de faunas que hacen aún más compleja su interpretación.

Esta uniformidad aparente es más destacable hacia el Oeste de la Hoja, donde se presentan las mismas facies de turbiditas en llanura submarina durante toda la historia deposicional, siendo únicamente identificable un nivel más calcáreo en el Eoceno (5), aunque su asignación a esta serie permanece dudosa.

Esta zona más occidental fue parcialmente erosionada antes del plegamiento del Mioceno inferior y medio, ya que las unidades que se instalan sobre él, tectónica o sedimentariamente, lo hacen sobre facies de distintas edades.

Hacia la parte oriental y central de la Hoja, el intervalo Cretácico superior-Mioceno presenta unos niveles más definidos que pueden independizarse, aunque hay abundantes variaciones de facies, acentuadas por los desplazamientos tectónicos que aproximan zonas paleogeográficamente distantes. En general, desde el Cretácico superior al Mioceno más bajo, se distinguen tres tramos, todos ellos con carácter turbidítico: el inferior, arenoso, de edad Cretácico superior-Paleoceno; uno intermedio, calcáreo, de edad Paleoceno-Eoceno y otro superior, mixto, con predominio de las facies arenosas de edad Eoceno superior-Mioceno inferior, que es el más variable lateralmente.

Las dataciones de los distintos tramos son siempre problemáticas, debido a los procesos de resedimentación de fauna, abundantísimos, que impiden prácticamente la interpretación de la edad de cada término basándose únicamente en datos paleontológicos. Es frecuente observar dentro de una misma muestra, en condiciones de preservación aparentemente iguales, fósiles del Cretácico, Paleoceno, Eoceno y Oligoceno, acompañados incluso en muchas ocasiones de fragmentos de rocas jurásicas o de yesos de probable origen triásico. Debido a ésto, los límites de edad propuestos son tentativos, basándose en las faunas más jóvenes encontradas en cada tramo, una vez eliminados todos los casos dudosos. Es posible que, en base a una investigación aún más detallada, todas las edades indicadas pudieran cambiarse, asignando a todo el conjunto una edad menor.

El Paleoceno y el Eoceno (tomada su edad con las limitaciones expuestas anteriormente) se caracterizan por el predominio de depósitos carbonatados, entrando en una zona de llanura submarina. En la base de las Areniscas del Aljibe se encuentran de una a tres zonas con mayor contenido en carbonatos. Las dos inferiores, a las que se asigna una edad Paleoceno (6 y 7), desaparecen hacia el Norte. En el del Bujeo se organizan en un lóbulo del que se puede ver la parte distal (8). En el elemento Tarifa-Algeciras, no se han encontrado dentro de la Hoja de Tarifa.

La intercalación más alta, de edad Eoceno (11), varía poco lateralmente dentro de la zona estudiada. Corresponde al denominado **flysch calcáreo** en el elemento Tarifa-Algeciras, donde se encuentra en una facies ligeramente más proximal (franja de lóbulo) (12). Esta unidad está ausente en la serie de Bujeo.

El tramo Eoceno superior-Aquitaniense es el más variable en facies. Los extremos opuestos de esta variación se encuentran en la base del Aljibe donde aparecen unos 100 m de arcillas limosas con intercalaciones de calizas margosas y areniscas (9), seguidas de unas calizas (13), y en el elemento Tarifa-Algeciras, donde se encuentra representado por todo el llamado **flysch margoarenoso-micáceo** con megaturbiditas arenosas. Esta variación corresponde a cambios dentro de la llanura submarina, generados por movimientos neogénicos durante el Eoceno superior-Oligoceno basal, con máxima acumulación hacia el Sur en el Oligoceno medio-superior. (14).

Este incremento en la acumulación, unido a la entrada en estos momentos de las megaturbiditas, indica que la actividad tectónica comienza a ser más intensa, yendo a partir de ahora en un incremento prácticamente ininterrumpido hasta el paroxismo del Burdigaliense

Hay varios indicios sedimentológicos y estratigráficos que indican que la serie de Bujeo tiene un origen más meridional que la de Tarifa-Algeciras, y que durante la instalación en su lugar actual se produjo una inversión, sobrepasando la primera a la segunda. Esta teoría parece confirmarse por la ausencia del lóbulo calcáreo eoceno en el Bujeo, la disminución de espesor de la serie y la menor importancia de las megaturbiditas, que sugieren la situación en un borde de la acumulación principal y, sobre todo, por la presencia de sedimentos que deben proceder de la plataforma, como las megaturbiditas calcáreas y las intercalaciones de areniscas de tipo Aljibe.

En resumen, en el Oligoceno medio-superior se produce el depósito de una turbidita de alta eficacia de transporte (**flysch margo-areniscoso micáceo**) en las partes oriental y meridional, mientras que, hacia el Norte y Este, hay un depósito de llanura submarina (9), seguido de un **hard-ground** de relativa importancia (10). El surco en el que se deposita el **flysch** se acentúa hacia el Sur en un borde de plataforma poco activo y allí recibe megaturbiditas arenosas y sedimentos procedentes de este borde de plataforma (megaturbiditas calcáreas e intercalaciones de areniscas de tipo Aljibe).

Estas variaciones parecen indicar los comienzos de la actividad tectónica durante el Oligoceno superior.

Probablemente en este momento, asociadas a estos primeros movimientos tectónicos, en la parte más oriental de la zona empieza el levantamiento de un diapiro de Triásico y se produce durante el Oligoceno más alto un depósito de talud de arcillas sobre el **flysch margo-areniscoso micáceo**. En la zona occidental el movimiento diapírico ha comenzado ya probablemente antes y se encuentra ahora un umbral que va a ser el límite de extensión de facies durante el Aquitaniense.

Esta actividad tectónica culmina en dos procesos paralelos que suponen un transporte neto de Sur a Norte: el cabalgamiento del surco turbidítico sobre la plataforma subbética y el depósito de las Areniscas del Aljibe.

El cabalgamiento, mal representado en la Hoja de Tarifa, es el causante de la implantación sobre el Subbético de las facies turbidíticas en las Hojas más septentrionales y de las repeticiones de las series de Almarchal, Algeciras y Bujeo (sondeos de Almarchal y Tarifa I y II).

Las Areniscas del Aljibe (17) son un sistema de abanicos ricos en arenas que se depositan rápidamente por procesos de actividad tectónica, procedentes del Sur en líneas generales.

Las Areniscas del Aljibe 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 (deslizamientos, 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 como se demuestra en el apartado de Tectónica las Areniscas del Aljibe no constituyen

un **manto numídico**, obliga a pensar en una serie de hipótesis sobre el mecanismo de formación.

Las Areniscas del Aljibe proceden de una zona de costa evolucionada durante largo tiempo bajo condiciones que llevan a una alta madurez textural y mineralógica. Los granos del Aljibe son en su mayor parte redondeados y mates y es frecuente encontrar entre los cantos facetados de origen eólico, por lo que el mecanismo más posible 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 tiene que haber sido bastante rápida, acumulándose 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 procedentes del continente. Por estas razones, no es aventurado pensar en la presencia de deltas destructivos de ola, el mecanismo más eficaz de introducir en una zona somera grandes cantidades de sedimento de tamaño de grano de arena. Toda esta zona está desarrollándose en lo que en este momento es la costa norafricana.

La entrada de estos sedimentos en la zona de acumulación se produce por **vuelco** desde el **borderland** norafricano. Esta entrada se produce por causas tectónicas, lo que explica la alta velocidad de acumulación y la presencia de diques de arena, zonas de **slump** y **bloques**, descritos en el apartado de Estratigrafía. El resultado son lóbulos de turbiditas ricas en arena.

El **vuelco** probablemente va acompañado de una **onda tectónica** que avanza 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 unas facies que en condiciones normales tienen muy pequeña amplitud.

El depósito de Aljibe representa una gran acumulación de masa, lo que hace que se produzcan reacciones de equilibrio de presiones, fundamentalmente a partir del movimiento de las arcillas del Triásico. La implantación de los abanicos de areniscas va acompañada de un movimiento hacia el exterior de estas arcillas que forman un umbral en la zona occidental (Hojas de Vejer y Chiclana) y probablemente una reactivación de los procesos de diápirismo hacia el Norte.

Los movimientos de compensación isostática producidos por la implantación de las Areniscas del Aljibe, unidos a los procesos diápiricos, hacen que se produzcan deslizamientos gravitatorios, que son visibles particularmente en la Sierra de Ojén, en forma de **slump folds** dirigidos de Oeste a Este y fallas gravitacionales lítricas que engrosan dicha Sierra hacia su extremo suroriental mientras se acuña el noroccidental.

Aunque durante la fase de depósito del Aljibe no quedan excluidos los movimientos de transporte de bloques consolidados, no es hasta el Burdigaliense cuando éstos se generalizan. En este momento, la dirección de transporte es **ENE-WSW**

Como resultado se produce un apilamiento de escamas imbricadas según un mecanismo de **piggy back** . Este apilamiento va acompañado del depósito de parte de las arcillas con Tubotomaculum en el que se incluyen bloques de origen diverso. El depósito de estas arcillas y sus bloques se producen no solamente en la zona de imbricación (al NE. de la Sierra de Ojén), sino que sobrepasa ampliamente su límite, probablemente durante la instalación de las últimas escamas que deben llegar a cubrir el conjunto de la imbricación. Este origen tienen las Sierras de La Plata, Salaviciosa, Enmedio, El Retín y El Picacho. El conjunto de bloques del arco de Bolonia y Sierra de San Bartolomé que presentan un Aljibe adelgazado, en parte sustituido por arcillas, areniscas y calizas (16), debe corresponder sin embargo a la zona de borde paleogeográfico del depósito del Aljibe.

Después de la etapa principal de imbricación y generación de bloques se produce la actuación de los accidentes Tarifa-La Línea y Sierra de La Plata-Estepona como desgarres derechos deslizándose gravitacionalmente al mismo tiempo las Sierras descritas anteriormente, produciéndose un giro de las que se encuentran sobre las zonas de fractura.

La fase de retrocabalgamiento, de sentido opuesto a la principal, produce la inversión de gran número de estructuras (en general todo el conjunto del arco de Bolonia, las escamas de la estructura del Bujeo y en menor grado la unidad tectónica de Tarifa-Algeciras). Las estructuras asociadas a esta fase atestiguan un régimen claramente compresivo y no gravitacional como ocurre en otros puntos de la Cordillera. La situación actual del paraautóctono de Almarchal debe haberse producido durante esta fase de movimiento.

La serie del Bujeo y la unidad tectónica de Tarifa-Algeciras se instalan posteriormente durante una fase compresiva de dirección NNW-SSE., que produce al mismo tiempo la verticalización de estructuras anteriores como la Sierra de La Plata o el interior del arco de Bolonia. Durante esta fase de movimiento se producen fracturas de dirección NW-SE que separan bloques con distintos comportamientos tectónicos.

Por último tuvo lugar una fase distensiva durante el Mioceno superior (Tortonense-Messiniense) en la que se crean varias cuencas subsidentes. En el Messiniense se produce la apertura del Estrecho en forma de **graben** por reactivación de fracturas con dirección ENE.

Durante el Plioceno superior el mar, en franca regresión, se mantiene en algunos puntos del litoral de Cádiz ocupando amplios golfos que coinciden generalmente con los grandes valles que se observan en la actualidad en la zona costera. Hacia el interior, se forman lagos sin comunicación directa con el mar, en los que se depositan calizas pulverulentas y oquerosas.

En la zona de Tarifa, debido a que el relieve está muy próximo a la costa, el mar plioceno no ha podido penetrar demasiado excepto en algunas ensenadas donde muy posiblemente ha sido erosionado con posterioridad por las siguientes trasgresiones cuaternarias.

Varios niveles marinos han sido reconocidos a lo largo del litoral gaditano, de los cuales cuatro aparecen en la Hoja de Tarifa. Estas terrazas que quedan como testigos de las oscilaciones eustáticas cuaternarias presentan sus máximos transgresivos a cotas muy diferentes observándose un levantamiento generalizado a lo largo del Estrecho, tanto en el lado europeo como en el africano, al menos durante el Pleistoceno superior.

Durante el Würm y posiblemente el comienzo del Holoceno, el régimen pluvial que debe reinar en estas áreas, dada su situación geográfica, favorece el desarrollo de movimientos en masa que dan origen a grandes deslizamientos que llegan a tapizar la mayor parte de las vertientes de los grandes relieves.

Desde el punto de vista tectónico desde el comienzo del Cuaternario reina un régimen compresivo, que parece continuarse en la actualidad, según una dirección de acortamiento N-S.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

No existen en esta Hoja indicios mineros importantes que permitan el desarrollo de esta actividad.

Respecto a los materiales canterables se han observado varias explotaciones de áridos de trituración, la mayoría de ellas actualmente inactivas, que explotan las calizas del Paleoceno, Eoceno, y Oligoceno en sus diferentes facies. Como áridos naturales se han explotado ocasionalmente los depósitos cuaternarios (aluviales, terrazas, coluviones, dunas, etc.). Sería posible explotar las Areniscas del Aljibe en los sectores donde existe una cementación escasa.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Las Areniscas del Aljibe constituyen, dentro de los límites de esta Hoja, el único acuífero con posibilidades de explotación. No obstante hay que tener en cuenta las discontinuidades producidas por la desigual intensidad en los procesos de cementación que sufren estas areniscas y que dan lugar a que los caudales que se obtienen de ellas sean escasos.

Es posible destacar la notable tectonización que presentan estos materiales, que permite que exista una circulación de agua importante en estas zonas mecánicamente degradadas, originando numerosos manantiales en sus proximidades.

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 palogeográfico 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*. 3em R. An. de Sciences de la Terre pp 33.
- BENKHELIL, J. (1976). *Etude néotectonique de la terminaison occidentales dens Cordillères Bétiques (Espagne)*. Thèse de 3em Cycle. Univ. Nice pp 180.
- BOUILLIN, J.P.; DURAND-DELGA, M.; GERALD, J.P.; LEIKINE, M.; RAOULT, J.F.; RAYMOND, D.; TEFIANI, M.; VILA, J.M. (1970). *Définition d' un flysch massy lien et d' un flysch Mauritanien au sein des flyschs allochtones de l' Algérie* C. R. Acad. Sci. Paris. 270, pp 2249-2252.
- BOURGOIS, J. (1977). *D' une étape geodynamique majeur dans la genése de l' arc de Gibraltar* C. R. somm. 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 3e série, fasci. 30, pp-445.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; PEYRE, Y. (1970). *Le domaine des flyschs dans l' Cvest des Cordillères Bétiques*. Ann Soc. Geol. Nord. t. XC, n° 4, pp 384-386.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; PEYRE, Y. (1973). *Trame de l' histoire post. aquitanienne des Cordillères Bétiques occidentales* C. R. Acad. Sci. Paris 276, pp 1393-1396.
- BOUSQUETS, J. C.; MONTENAT, C. (1974). *Présence de décrochements nord-est-sud-ouest plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne). Extension et signification generale*. C. R. Acad. Sci. Paris. t. 278, Serie D, pp 2617-2620.
- 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. Com. 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 flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d' Algesiras (Province de Cadix Espagne)*. Bull. Soc. Géol. France (7) 2, pp 352-361.
- DIDON, J. (1964). *Présence de Miogysinidés á la base des Grés de l' Algibe (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 Détroit de Gibraltar (Espagne meridionales)*. Bull. Soc. Geol. France (7) 7, pp 521-526.
- DIDON, J. (1967). *L'unité parautochtone d'Almarchal dans la zona du flysch du Campo de Gibraltar (Espagne meridionale)*. C. R. Somm. Soc. Geol. 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. Geol. France. 15, pp 121-127.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. (1959). *Existence d'un flysch margo-gréseux du tithonique-neocomien au Nord de Gibraltar (Espagne meridionale)*. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 248, pp. 2779-2781.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; KORNPROBST, J. (1973). *Homologies geologiques entre les deux rives du Détroit 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. Geol. France (15) pp 119-120.
- ESTEBAN SANTISTEBAN, 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. Maria (Cadiz)*. Bol. Geol. Min. España, T. LXX-111 pp. 252-261.
- FERNANDEZ-LUANCO, M.C. (1971). *Sedimentología de las unidades del sector meridional del Campo de Gibraltar (Provincia de Cadiz)*. 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 Gibraltar* Inter. Symp. Struct. Histo. 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 turbídica 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 del 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.
- PERCONIG, E. (1960/62). *Sur la constitution geologique 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.
- PERCONIG, E. (1974). *Etat actuel de nos connaissances sur l' etage andalousien*. V Congre. 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- Ameri. Geol. Economico. 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 Neogeno-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