

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLÓGICOS

Número 6

1987

MUESTRA

Código 210.0005

Año 1987

SUMARIO

Página

C. LÓPEZ CASADO, A. ESTÉVEZ, J. A. PINA Y G. SANZ DE GALDEANO.	
Alineaciones sismotectónicas en el sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas .	5
FÉLIX PÉREZ-LORENTE.	
Escamas tectónicas alpinas en Lagunilla de Jubera (Cordillera Ibérica, La Rioja)	39
J. GABRIEL PENDÓN.	
Algunos sistemas turbidíticos registrados en las unidades del Campo de Gibraltar (Cordilleras Béticas). Sus implicaciones paleogeográficas	55
J. GABRIEL PENDÓN Y JOSÉ BORREGO.	
El neógeno del extremo occidental de la cuenca del Guadalquivir	97
FRANCESCO PAOLO BONADONNA Y MARÍA TERESA ALBERDI.	
The N/Q boundary at 1.64 MA ?	115
MARTÍNEZ GALLEGO J.	
Geomorfología de los depósitos cuaternarios de Chelva (Valencia)	131
MERCEDES JAÉN, M. ^a TERESA FERNÁNDEZ TAPIA Y RAFAEL ARANA.	
Anfiboles asbestiformes asociados a afloramientos de metabasitas en Santomera y Los Nietos (Murcia) .	139

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLÓGICOS

Número 6

1987

SUMARIO

	Página
C. LÓPEZ CASADO, A. ESTÉVEZ, J.A. PINA Y C. SANZ DE GALDEANO. Alineaciones sismotectónicas en el sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas .	5
FÉLIX PÉREZ-LORENTE. Escamas tectónicas alpinas en Lagunilla de Jubera (Cordillera Ibérica, La Rioja)	39
J. GABRIEL PENDÓN. Algunos sistemas turbidíticos registrados en las unidades del Campo de Gibraltar (Cordilleras Béticas). Sus implicaciones paleogeográficas	55
J. GABRIEL PENDÓN Y JOSÉ BORREGO. El neógeno del extremo occidental de la cuenca del Guadalquivir	97
FRANCESCO PAOLO BONADONNA Y MARÍA TERESA ALBERDI. The N/Q boundary at 1.64 MA ?	115
MARTÍNEZ GALLEGO J. Geomorfología de los depósitos cuaternarios de Chelva (Valencia)	131
MERCEDES JAÉN, M. ^a TERESA FERNÁNDEZ TAPIA Y RAFAEL ARANA. Anfiboles asbestiformes asociados a afloramientos de metabasitas en Santomera y Los Nietos (Murcia) .	139

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA – FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE ALICANTE

SERIE DE ESTUDIOS GEOLÓGICOS

Mediterránea Ser. Geol.

1987

ANEJO DE LOS ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Redacción: A. ESTÉVEZ, C. AURNHEIMER y J.A. PINA
Secretario: J.M. SORIA

EDITA: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alicante

I.S.S.N.: n.º 0210-5004

Depósito Legal: A-927-1983

Composición e Impresión:

Gráficas ESTILO, S. C.

General Elizaicin, 11 - Tel. 520 69 79

ALICANTE

Correspondencia: Departamento de Ciencias Ambientales y

Recursos Naturales. (División de Geología)

Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante

Teléfono 566 11 50. Extensión 1.190

Apartado 99 ALICANTE

PUBLICACIÓN PATROCINADA POR:



Y CAJA DE AHORROS PROVINCIAL
DE ALICANTE

**ALGUNOS SISTEMAS TURBIDÍDICOS REGISTRADOS
EN LAS UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR
(CORDILLERAS BÉTICAS).
SUS IMPLICACIONES PALEO GEOGRÁFICAS**

por
J. GABRIEL PENDÓN*

RESUMEN

Las secuencias turbidíticas distinguidas en las formaciones, que comprenden varias unidades alóctonas del Campo de Gibraltar, representan sistemas turbidíticos tipo I de lóbulos deposicionales (*Oligoceno-Aquitaniense* de la unidad de Algeciras) y tipo II, con fenómenos tractivos de canal y lóbulos deposicionales (*Aquitaniense* de la unidad del Aljibe). El *Oligoceno-Aquitaniense* de la unidad de Bolonia muestra un estado de crecimiento intermedio entre los sistemas anteriores, con mezcla del aporte clástico respectivo.

Las series basales a las areniscas (*Cretácico-Oligoceno*) constituyen un sistema I, cuyos aportes pudieron proceder de la cadena calcárea perimediterránea.

Se propone un modelo paleogeográfico de estas unidades, durante el *Aquitaniense*. Los aportes mauritánicos procedieron de las zonas internas; mientras que el sedimento maduro, que conforma las *Areniscas del Aljibe*, pudo venir de las *Areniscas de Nubia y/o Yesomma*; es decir, del cratón africano-arábigo en último término.

PALABRAS CLAVE: sistemas turbidíticos, aporte, Campo de Gibraltar, Mesozoico-Cenozoico.

ABSTRACT

Various turbidite systems are indicated in formations belonging to some allochthonous units from Campo de Gibraltar area. Oligocene-Aquitanian of Algeciras unit shows depositional lobes and basin facies, C and D, which are diagnostic of system I. Aquitanian of Aljibe unit records traction events, B₂ and E facies, which are interpreted as channel activity (bypassing) and are associated with thin bedded turbidites, D₁ and D₂ facies; all this is similar to system II.

Oligocene-Aquitanian of Bolonia unit represents the interaction of both Algeciras and Aljibe systems, in which clastic provenance is mixed.

The basal series (Cretaceous-Oligocene) records a provenance from the perimediterranean calcareous chain (Mesozoic), being its clasts redeposited in a system I, where the different units can probably be correlated.

* Universidad de Sevilla, Sección de Geología 21819 La Rábida, Palos de la Frontera, Huelva.

A palaeogeographic model about both clastic and palaeotectonic provenance is presented in this paper, focussed on Aquitanian dispositif close to Gibraltar strait. The clastic provenance of mauritanian units is inherited from internal zones; while the Numidian flysch (Aljibe Sandstones) may have indirectly derived from the African-Arabian craton, through Nubian and/or Yesomma Sandstones (Precambrian-Cenozoic).

KEY WORDS: turbidite systems, provenance, Campo de Gibraltar, Mesozoic-Cenozoic.

INTRODUCCIÓN

El complejo del Campo de Gibraltar está constituido por un conjunto de unidades alóctonas, cuya posición cartográfica actual es intermedia entre las de las zonas internas y externas de las cordilleras béticas. Geográficamente enlaza con la cadena mogróbida a lo largo del litoral mediterráneo de Africa, hasta Sicilia y Calabria (Fig. 1).

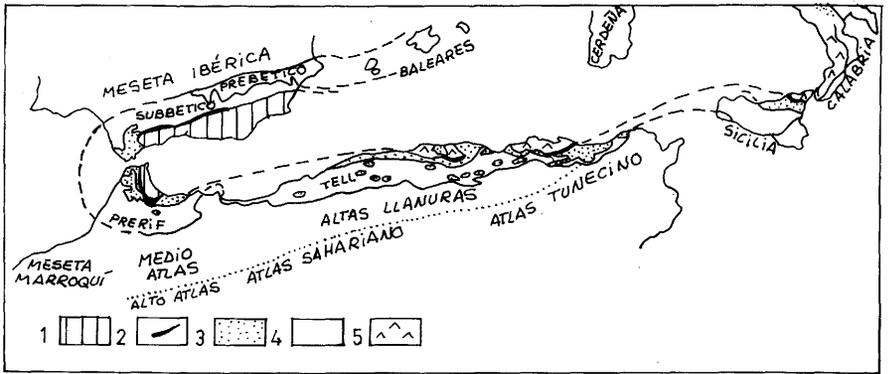


Figura 1.—Orogenia alpina peri-mediterránea (Tomado de Durand-Delga, 1967)

- 1.—Zonas internas. 2.—Cadena calcárea peri-mediterránea. 3.—Unidades flysch. 4.—Zonas externas. 5.—Cablicos y Calábrides

El carácter alóctono de la estructura geológica del Campo de Gibraltar ya fue puesto de manifiesto a inicios de este siglo (GENTIL, 1918). Aunque coexistió con hipótesis autoctonistas (GAVALA, 1924).

No obstante en la actualidad la idea de la aloctonía de esta región es aceptada por todos los autores. Sobre todo desde el trabajo detallado de DIDON (1969), en el que define una nueva unidad, que añade a otras definidas previamente por él mismo (DIDON, 1960/62); e interpretando el conjunto de ellas como apilamiento de mantos gravitatorios, al menos en sus estadios finales.

Posteriormente (DIDON, 1977) reconsidera sus propias hipótesis imaginando un mecanismo tectosedimentario, responsable del emplazamiento de las

distintas unidades, que es similar, en términos generales, al propuesto por BOURGOIS (1973, 1978). Como consecuencia de ello suprime algunas formaciones en las unidades por él definidas, al suponer una formación plástica basal y común a todas ellas, en la que se embalan las formaciones clásticas superiores.

El trabajo de PENDÓN (1978) distingue dos formaciones turbidíticas comunes a todas las unidades: a) Formación de turbiditas calcáreas (Cretácico-Oligoceno) y b) Formación de turbiditas areniscosas (Oligoceno?-Aquitaniense). Identifica secuencias de abanico submarino profundo y llanura submarina, existiendo relaciones laterales entre los miembros de cada una de estas formaciones.

ESTERAS (1982) realiza una cartografía detallada en el sector Algeciras-Tarifa; obteniendo unas conclusiones, en cierto modo interesantes, en cuanto a la bioestratigrafía de las distintas formaciones constituyentes de las unidades, así como a su atribución estructural concreta. Supone que esta región viene afectada por una tectónica polifásica, como opinaban autores anteriores, y que la tectónica de distensión no ha actuado de manera significativa.

BAENA y JEREZ (1982) establecen un dispositivo paleogeográfico, en el que tienen en consideración, además de las unidades del Campo de Gibraltar, los *flyschs* circumbéticos de la zona de El Chorro-Colmenar y otros elementos de la Cordillera.

MARTÍN-SERRANO (1985) imagina una única etapa de emplazamiento para todas las unidades alóctonas de la región. Lo cual implica la reconsideración de la posición estructural de algunas de ellas, así como su propio rango como tal.

Recientemente, coincidiendo con la finalización de este trabajo, MARTÍN-ALGARRA (1987) presenta un estudio exhaustivo sobre la Cordillera Bética; concretamente del área de contacto entre zonas internas y zonas externas. Describe y relaciona todas las unidades *flysch*, interpretando su evolución paleogeográfica en el contexto del Mediterráneo occidental. Y presenta dos dispositivos, uno durante el *Cretácico* medio-superior y el segundo para el *Aquitaniense*. Ambos constituyen una interpretación claramente citrabética.

De otro lado conviene señalar aquí que se ha elaborado diversas hipótesis, con respecto a la posición original que hubo de ocupar el conjunto de estas unidades. Las más significativas son las siguientes:

a) Origen *ultra* (DURAND-DELGA, 1956).

Se supone que proceden de sectores más internos que las propias zonas internas y la Cadena calcárea. Lo que se traduce en que su situación inicial fuese la ocupada en la actualidad por el mar Mediterráneo.

b) Orígenes *citra* o *infra* (DURAND-DELGA, 1963, 1980).

Sitúa la posición inicial de estas unidades entre las zonas internas y las zonas externas (*citra*) y podrían representar la cobertera despegada de su sustrato y arrastrado hacia el exterior (*infra*). Consecuentemente se hubieron de ubicar inicialmente en el margen africano.

Estas hipótesis, relativas a la patria tectónica de las diferentes unidades, se han formulado para el conjunto Béticas-Mogreb. A este respecto los elementos correlacionables en esta amplia cadena (GUERRERA *et al.* 1986) son:

a) Dominio interno (Macizo antiguo y margen meridional de la zona europea).

b) Dominio externo (Muy heterogéneo. Es el margen septentrional de la zona africana).

c) Dominio de los *flyschs* alóctonos (Posiblemente ubicado al S de la Cadena calcárea).

Con respecto a la ubicación paleogeográfica de las distintas cuencas de sedimentación, se han distinguido las siguientes zonas o dominios (DIDON *et al.* 1973), indicados en la fig. 2:

a) unidades mauritánicas (Unidades de Algeciras y Nogales en el Campo de Gibraltar).

Se interpreta que estuvieron ubicadas paleogeográficamente en una zona interna. Y que el aporte clástico procedió de la erosión de los relieves de las zonas internas, incluyendo la Cadena calcárea.

b) unidades massylicas (Unidad de Facinas en Andalucía).

Situadas en una zona externa. El aporte sedimentario procedió del área externa cratónica.

c) *flysch* numídico (Unidad del Aljibe en Andalucía).

Ha sido considerado como un caso aparte. Y se le ha atribuido una posición más externa, con respecto a la cuenca de los *flyschs*.

d) Series mixtas o merídines (Unidad de Bolonia).

Muestran la sincronización de aportes mauritánicos y numídicos. Parecen responder a una posición inicial relativamente interna.

e) unidades predorsales (Unidades de Argüelles, Camarote, Cerro de la Novia y de Estepona).

Agrupar un conjunto de unidades cuyos afloramientos se sitúan rodeando el de la dorsal o cadena calcárea. Y se les atribuyó en un principio una posición paleogeográfica cercana a esta cadena.

El tema del área fuente y roca madre, que proporcionó los aportes clásticos a estas unidades, también ha sido muy discutido. En la actualidad se dispone de varias hipótesis, siendo contradictorias algunas de ellas.

Ante este estado de la cuestión, el objeto del presente trabajo es establecer una distribución paleogeográfica de estas unidades lo más coherente posible, a la luz de los datos recientes de la literatura geológica sobre la cadena Béticas-Mogreb. Con este fin se realizan unas consideraciones previas sobre la Tectónica del Campo de Gibraltar y sobre el significado de las secuencias de facies turbidíticas, que encierran las formaciones constituyentes de las diferentes unidades.

ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES

Las diferentes unidades alóctonas del Campo de Gibraltar se correlacionan, casi exactamente, con sus homólogas rifeñas en Marruecos (Fig. 2); tanto en lo referente a los caracteres de sus formaciones integrantes, como a su respectivo rango de unidad tectónica. Esta correlación se puede extender desde Gibraltar (Cordilleras béticas), a todo lo largo del Mogreb (incluyendo bajo este término las cordilleras del Rif y Tell) hasta Sicilia septentrional y Calabria.

En la región que nos ocupa las distintas unidades alóctonas comportan unas series estratigráficas, que en muchos casos resultan similares, por no decir idénticas. Conviene, pues, referir sintéticamente sus caracteres, cuya representación gráfica viene indicada en la Fig. 3.

La definición de estas unidades ha sido realizada por DIDON (1960, 1967 y 1969), y el estudio de las secuencias de facies turbidíticas de algunas de ellas por PENDÓN (1978). En estos trabajos se refieren detalladamente sus características tectónicas, estratigráficas y sedimentológicas.

Se exponen a continuación los rasgos estratigráficos, que vienen recogidos en los trabajos citados, completándolos con datos recientes de ESTERAS (1982) y otros autores, que se citarán oportunamente.

Unidad del Aljibe

Es la más elevada del edificio tectónico de la región. Los términos o formaciones que comprende su serie estratigráfica son los siguientes:

— *Burdigaliense*: margas de colores marrón-rojo-gris en las que se intercalan turbiditas arenosas finas. Aflora en las faldas de las sierras del Niño y de la Plata, con un espesor que no supera los diez metros. La datación de este término la realizaron DIDON *et al.* (1984), en base a nannoplancton y foraminíferos planctónicos.

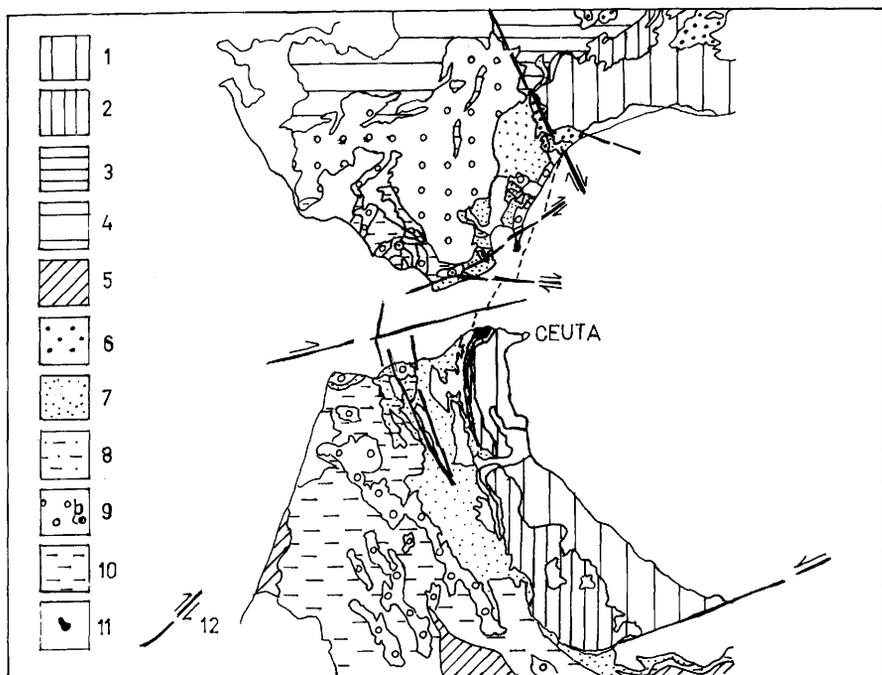


Figura 2.—Esquema estructural del Campo de Gibraltar

1.—Zonas internas. 2.—Cadena calcárea. 3.—Penibético. 4.—Subbético. 5.—Zonas externas del Rif. 6.—Unidades predorsales. 7.—Unidades mauritánicas (Algeciras-Beni Ider). 8.—Unidades masíficas (Facinas-Melloussa). 9.—Numídico o unidad del Aljibe (b: unidad de Bolonia). 10.—Unidades de Almarchal-Tánger. 11.—Afloramientos mesozoicos. 12.—Contactos tectónicos deducidos.

(Modificado de DIDON —1973 y 1981a— y DIDON *et al.* —1973—)

— *Aquitaniense*: alternancia de estratos potentes de cuarzarenitas de grano muy grueso, e incluso microconglomerado, con lutitas arenosas de colores verde-gris. Las areniscas suponen un 60-80% de la alternancia. Y fueron denominadas *Areniscas del Aljibe* por GAVALA (1916, 1924). Esta formación no posee restos fosilíferos, que permitan su datación; no obstante se atribuye al *Aquitaniense* por las dataciones realizadas en las formaciones infra y suprayacentes. Cabe reseñar la presencia frecuente de limonitizaciones en las areniscas y de nódulos ferruginosos en el sedimento fino de la alternancia. El espesor que presenta en la región está comprendido entre 1.000 y 2.000 m.

— *Oligoceno*: lutitas arenosas con *Tubomaculum* y de colores variados, que oscilan entre el rojo-verde-azul-marrón, y una potencia aproximada de 50 m.

— *Eoceno* inferior y medio: alternancia de calcarenitas y margas blanquecinas, con numerosos nummulítidos redepositados y frecuentes nódulos de sílex. Espesor de varias decenas de metros.

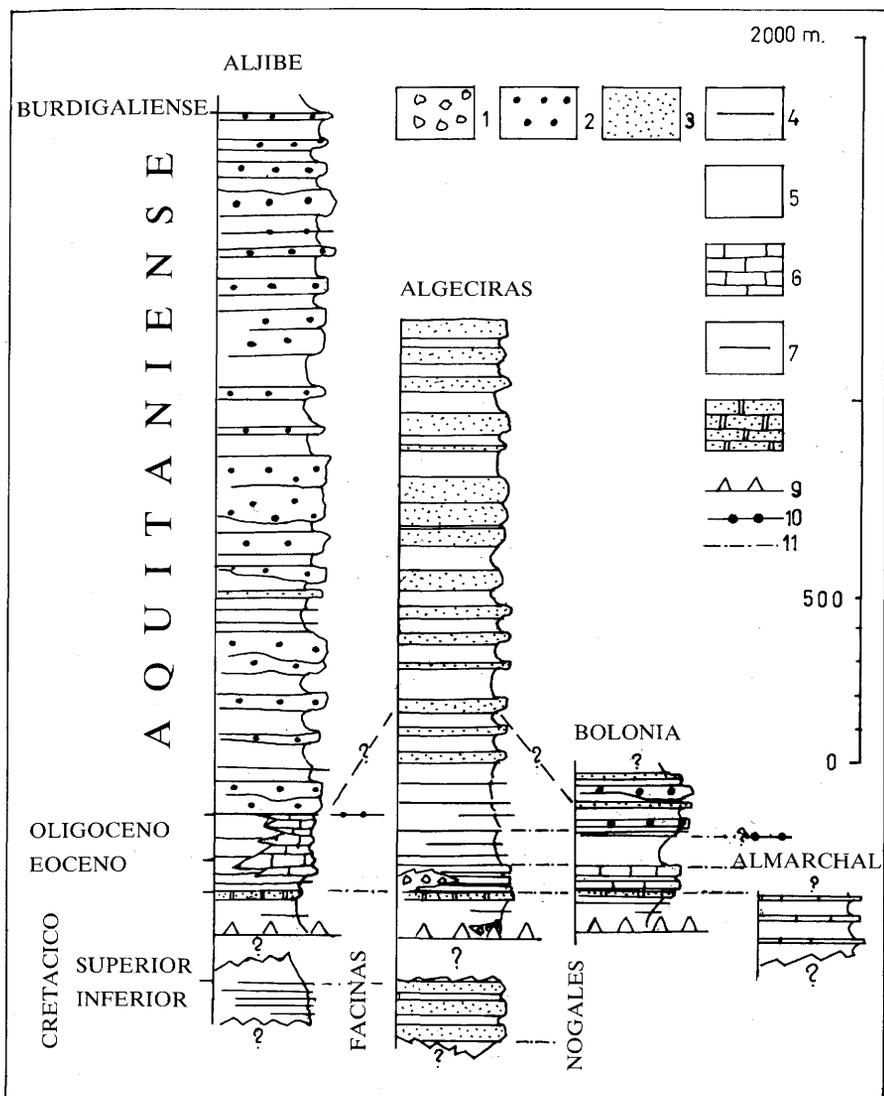


Figura 3.—Series estratigráficas de las unidades

- 1.—Conglomerado. 2.—Arenisca gruesa a muy gruesa. 3 y 4.—Arenisca. 5.—Lutita. 6 y 7.—Turbidita calcárea. 8.—Calcarenita con *microcodium*. 9.—Contacto mecánico. 10.—Contacto mecánico probable. 11.—Paraconformidad.

— *Cretácico superior-Paleoceno*: lutitas rojas y verdes, que alternan con turbiditas calcáreas, a veces microbrélicas. Hacia la base son frecuentes los nódulos de pirita. Su potencia, que supera los 100 e incluso 200 m., viene limitada por las condiciones de observación de los afloramientos.

Los términos de la serie estratigráfica basales a las *Areniscas del Aljibe* varían geográficamente, así como la naturaleza del contacto entre estos y el *Aquitaniense*. Así, en los sectores orientales y nor-orientales de la región, parece existir continuidad sedimentaria entre el *Aquitaniense* y la formación basal de turbiditas calcáreas. Mientras que hacia el Oeste, las *Areniscas del Aljibe* se apoyan sobre una formación arcillosa, con ligeras variaciones en sus alternancias litológicas, y cuyo contacto parece estar algo mecanizado.

ESTERAS (1982) supone que el sustrato despegado de esta unidad esté representado por la unidad de Facinas (*Albense-Cretácico superior*), a la que confiere el rango de unidad tectónica independiente, pero diverticulada de la unidad del Aljibe, a la que inicialmente hubo de pertenecer.

Por esta razón la suprime de la unidad de Almarchal, a la que previamente había sido atribuida (DIDON, 1967).

Esta unidad o serie de Facinas comprende una formación de naturaleza arcilloso-cuarcítica, con dos tramos bien diferenciados: a) Arcillas rojas y verdes con cuarcitas y unos característicos «discos» (*Aptense-Albense*) y b) Arcillas con «discos», «bouses» y pfanitas (*Cretácico superior*). Las observaciones estratigráficas están realizadas a escala del afloramiento, de dimensiones reducidas y rodeando la ciudad que le da nombre; haciendo difícil estimar la potencia total, por causa de las condiciones en que aparece aquél. El espesor mínimo observado es de varias decenas de metros.

Unidad de Algeciras

Se sitúa en posición tectónica inferior a la unidad del Aljibe.

Su serie estratigráfica comprende los términos siguientes:

— *Oligoceno-Aquitaniense*: alternancia de litarenitas y/o grauvacas calcáreas con lutitas margosas. Su espesor total supera los 1.000 m. Es un *flysch margo-areniscoso micáceo* (DIDON, 1960).

— Tránsito *Eoceno superior-Oligoceno*: alternancia de lutitas rojas y verdes, entre las que se intercalan turbiditas calcáreas muy finas. Su espesor oscila entre los 50 y 100 m.

— *Eoceno medio y superior*: lutitas rojas y verdes con turbiditas calcáreas, algo más potentes que en el tramo anterior (escala del dm.); lateralmente existen niveles de conglomerados calcáreos y cantos, algunos poligénicos, con numerosos foraminíferos redepositados. En equivalentes laterales también hay presencia de nódulos de sílex. Espesor cercano a los 100 m.

— *Cretácico superior-Paleoceno*: lutitas rojas y verdes, que alternan con turbiditas areniscosas. La parte alta del término viene representada por turbiditas calcáreas con restos de *Microcodium*. Espesor cercano a los 100 m.

— *Cenomanense*: margas blanquecinas y brechas calcáreas. Aflora puntualmente (Cerro Gordo) y con un espesor de varios metros tan sólo.

Se ha considerado que la parte inferior de esta columna estratigráfica venga representada por la unidad de Nogales (*Neocomiense-Aptense*). Aunque su afloramiento, muy tectonizado, haga difícil su atribución estructural. Pero puede que ocurra lo mismo que con sus respectivos homólogos rifeños (Yebel-Tisirène es una diverticulación de Beni-Ider) (ESTERAS, 1982).

La serie estratigráfica que comporta esta unidad de Nogales, en Arenillas-Tambor, al S de Algeciras, y también al NE de esta ciudad, presenta dos términos: a) Cerca de 200 m. de una alternancia margo-areniscosa, en la que la potencia de los estratos areniscosos es de escala del metro. Esta formación turbidítica no ha librado restos fosilíferos que permitan su datación. Sin embargo se le atribuye una edad *Neocomiense* superior y *Albense*, por correlación con sus homólogos rifeños. Y b) Un tramo lutítico basal, de color marrón, que engloba turbiditas finas y calcáreas con *Nannoconus*. Se desarrollan niveles con *Aptichus*. Su edad es *Neocomiense*.

Unidad de Bolonia

Es tectónicamente suprayacente a las unidades de Algeciras y Almarchal. Y los términos que componen su serie estratigráfica son:

— *Oligoceno-Aquitaniense*: sobre un tramo basal predominantemente lutítico se desarrolla un *flysch margo-areniscoso micáceo* tipo Algeciras, en el que alternan estratos de *Areniscas del Aljibe* (facies numídicas). Su espesor aproximado es del orden de 200 m. Y su atribución se ha realizado por comparación con las dataciones efectuadas en su homóloga rifeña (Tala Lakrah); así como por la sincronización del aporte clástico en los dos tipos de areniscas.

— Tránsito *Eoceno superior-Oligoceno*: lutitas rojas y turbiditas calcáreas finas, con espesor inferior a los 100 m.

— *Eoceno*: calcarenitas con nummulíticos redepositados y margas blancas, con 30-40 m. de potencia.

— Paleoceno: calcarenitas con *Microcodium* y lutitas de colores rojo y/o verde. Espesor del orden de 30 m.

— Cretácico superior: margas de colores rojo y verde con turbiditas calcáreas, que incluyen niveles de microbrechas en la base de los estratos. Presentan restos de *Inoceramus* y nódulos de pirita. El espesor aproximado es del orden de varias decenas de metros.

Unidad de Almachal

Esta unidad fue definida inicialmente con una serie estratigráfica constituida por tres términos litológicos (DIDON, 1967). Sin embargo se ha aludido anteriormente a la inclusión de su formación clásica (Aptense-Albense) en la base de la serie estratigráfica de la unidad del Aljibe, suponiendo una diverticulación de ésta; lo mismo que ocurre con el *Eoceno* margoso.

No obstante, la formación característica de esta unidad presenta una alternancia de margas de color gris-verdoso, con turbiditas calcáreas finas, que contienen prismas de *Inoceramus* y trozos de ostréidos. Las calizas son arcillosas y con muchas diaclasas rellenas de calcita, donde es frecuente la presencia de nódulos de sílex. La edad de esta formación es *Senonense*. La estimación de su espesor total es prácticamente imposible, siendo el mínimo observado de varias decenas de metros.

Aunque algunos autores han cuestionado la existencia de la unidad de Almachal, con el rango de unidad tectónica independiente (por ejemplo, MARTÍN-SERRANO, 1985), consideramos que la existencia de este *flysch senonense* es innegable. Esta realidad se puede constatar, sobre todo, en los afloramientos de la orilla atlántica del Campo de Gibraltar. Aunque, bien es verdad, que en los alrededores de la ciudad de Algeciras las condiciones de afloramiento hagan más dificultosa su atribución estructural, permitiendo plantear dudas al respecto.

Bloques mesozoicos

Conviene señalar aquí la presencia de tales bloques, independientes de las formaciones constituyentes de las distintas unidades tectónicas, que se acaban de describir.

Vienen ubicados en un contexto tectónico ligeramente confuso y/o complicado. Se alinean siguiendo el contacto de las unidades de Aljibe y Algeciras; concretamente en afloramientos que pueden corresponder a la serie basal de las *Areniscas del Aljibe* y/o a los términos superiores y lutíticos de las unidades tectónicamente infrayacentes, en particular las de Algeciras y Bolonia.

Litológicamente son bloques relativamente grandes de calizas y margocalizas jurásico-cretácicas (OLÓRIZ y FERNÁNDEZ-LLÉBREZ, 1979). Y se pueden correlacionar con la roca de Los Pastores, en Algeciras, con la roca de Gibraltar y, también, con el afloramiento del Yebel Moussa en Marruecos.

En cuanto a su atribución tectónica y paleogeográfica, se pueden utilizar argumentos que incidan en el sustrato diverticulado de los *flyschs*, o, también, que sean el testimonio de las etapas de emplazamiento de los distintos elementos de la Cordillera.

ASPECTOS ESTRUCTURALES

Trabajos recientes han simplificado, en cierto modo, el edificio estructural del Campo de Gibraltar. En este sentido se ha aludido, en páginas precedentes, a la reagrupación de ciertas formaciones turbidíticas en otras unidades tectónicas, diferentes a las que inicialmente se habían atribuido. El razonamiento utilizado para ello viene avalado por cuestiones de proximidad cartográfica y, a veces, por dificultades de observación de los afloramientos y contactos respectivos.

En cualquier caso, resulta patente un ordenamiento tectónico de la región en varios niveles o pisos. Conforme se desciende en el edificio estructural, la sucesión resulta de la forma siguiente:

- Unidad del Aljibe (la serie o unidad de Facinas es su elemento basal y diverticulado).
- Unidad o serie de Bolonia.
- Unidad de Algeciras (la unidad de Nogales es su base diverticulada).
- Unidad de Almarchal.

Esta última unidad (Almarchal), aunque tectónicamente inferior en su afloramiento tipo, presenta problemas de atribución paleogeográfica y tectónica exactas; así como, también, en lo concerniente a la estructura del subsuelo de la región.

Así las cosas, se puede poner en entredicho su carácter para-autóctono, concedido inicialmente (DIDON, 1967). Y suponer que represente una diverticulación de su homóloga rifeña, la unidad de Tanger (SECEGSA, 1981); que comporta series estratigráficas más completas (DELTEIL *et al.*, 1975).

En el Rincón de Estepona aflora un conjunto de unidades pequeñas, que se pueden considerar escamas tectónicas (unidades de Argüelles, de Camarote, del Cerro de la Novia, y *Flysch* arenisco de Estepona). Y que fueron denominadas unidades predorsales.

La posición tectónica de estas unidades predorsales es infrayacente a la unidad de Algeciras. Bajo esta última se dispone la unidad de Argüelles que, a su vez, cabalga a la unidad de Camarote.

La alineación que dibuja el contacto entre las unidades de Algeciras y Aljibe (Fig. 2) separa los dominios ocupados por estas unidades; oriental y occidental, respectivamente. Esta distribución presenta una excepción, la de los afloramientos del Aljibe al N de La Línea (Sierras de Carbonera, Almenara y Arca).

Consecuentemente de la observación de este hecho parece constatarse que la unidad del Aljibe cabalga ligeramente hacia el E a la unidad de Algeciras; que estos dos conjuntos parecen, más bien enfrentarse que superponerse.

Se distinguen dos pisos o dominios tectónicos; lo que supone la existencia de una discontinuidad tectónica (MARTÍN-SERRANO, 1985):

a) Dominio superior

Constituido exclusivamente por la unidad del Aljibe. Presenta desarrollo de escamas, pliegues-fallas y pliegues con vergencia general al Oeste y Nor-oeste.

b) Dominio inferior

A él pertenecen las unidades de Algeciras, Bolonia y el numídico del N de La Línea. Es un piso muy fragmentado y complejo, con vergencia general al E y SE y desarrollo de series invertidas y repeticiones producidas por escamas.

Deformaciones posteriores hubieron de ocurrir en etapas finales de comprensión, y como consecuencia de ello se deformarían las escamas, pliegues y contactos.

En lo referente al sustrato de las diferentes unidades alóctonas de la región, cabe indicar que las evidencias sobre el terreno inducen a inferir como sustrato de la unidad de Algeciras el Penibético (BLUMENTHAL, 1934). Los afloramientos mesozoicos cercanos a la ciudad de Algeciras (rocas de Los Pastores y Gibraltar) o más al Oeste (Manilva y Cerro Gordo) atestiguan la presunta correlación de facies con el Penibético.

En el sector nor-oriental de la región las unidades predorsales (unidad de Camarote) parecen disponerse sobre facies equivalentes a las del Subbético medio.

Mientras que hacia el extremo occidental, orilla atlántica, el sustrato parece estar constituido por la unidad de Almarchal. Se expresa esta realidad, con independencia de las peculiaridades tectónicas que encierra esta unidad y a las que se ha aludido en páginas precedentes.

La estructura geológica en los alrededores de Algeciras muestra unos hechos peculiares, que conviene referir a fin de facilitar la comprensión de la tectónica del área.

1) El afloramiento de la unidad de Algeciras en el sector Tarifa-Algeciras desarrolla cuatro escamas tectónicas:

— La primera en el corte de Punta Carnero, cuya estructura es antiformal (charnela y flanco invertido). La serie basal (*Eoceno*) parece dibujar un anticlinal, mediante el que se apoya en otra escama inferior

— Esta segunda escama (Arroyo de Lobo) parece ser intermedia entre la primera y tercera. Las condiciones de afloramiento impiden la observación nítida de su estructura interna

— La tercera escama, más compleja estructuralmente, se sitúa al S de las anteriores. Parece responder a un sinclinal, cuyo eje es complejo. Se ha atribuido el sustrato de esta escama a la unidad de Almarchal

— La cuarta escama de esta unidad se desarrolla al N de Tarifa, con intermedio del afloramiento (¿escama?) de la unidad de Nogales. Cabalga a las unidades de Almarchal y Nogales, presentando su serie estratigráfica (*Eoceno y Oligoceno-Aquitaniense*) en posición monoclinal y con repeticiones tectónicas en sus extremos.

2) El afloramiento de la unidad de Nogales del vértice Tambor podría representar otra escama tectónica, de dimensiones reducidas (3 km. de longitud y 1 km. de ancho). Su estructura interna es compleja, con desarrollo de posibles escamas secundarias.

Cabalga al NE a la unidad de Algeciras, a la unidad de Bolonia hacia el Oeste y es tectónicamente infrayacente a la escama de Tarifa (unidad de Algeciras).

3) La unidad de Bolonia

Se consideran las características de sus dos afloramientos:

— Al N de Tarifa

Muestra una estructura sinforme («encapuchada»), que parece infrayacer a la unidad de Almarchal, según un contacto verticalizado o con inversión secundaria. Según ESTERAS (1982) este afloramiento no es una ventana tectónica, porque la sucesión de pliegues y consecuentes repeticiones parecen demostrar que la unidad de Bolonia suprayace a la unidad de Almarchal.

— San Bartolomé-Ensenada de Bolonia (N.O. de Tarifa)

En este sector dominan las estructuras arqueadas.

La loma de *Areniscas del Aljibe* descansa mediante truncadura sobre un antiformal de la unidad de Bolonia (DIDON, 1981) o un anticlinal volcado hacia el E (ESTERAS, 1982). A su vez este conjunto suprayace tectónicamente a la unidad de Almarchal.

Las interpretaciones son confusas, debido a las condiciones de afloramiento. Así ESTERAS (1982) opina que hacia el N se sitúa un sinclinal de la unidad de Bolonia, bajo la unidad del Aljibe, en claro contacto de base de manto. Y que al E la unidad de Bolonia forma un sinclinal volcado hacia el S. A su vez este conjunto se dispone mecánicamente sobre un anticlinal de base de manto, con varias unidades milonitizadas (Facinas, Bolonia, Almarchal).

4) Las sierras de *Areniscas del Aljibe*

Muestran una gran profusión de replegamientos, fallas y escamas. Individualizando una serie de bloques, cuyas continuidades actuales no son más que aparentes; debido a la cronología de deformaciones tectónicas sufrida.

La unidad del Aljibe muestra varios estilos de deslizamiento tectónico, según distintos sectores distinguidos (DIDON, 1966). La variación de estos estilos depende, en cada sector, de: 1) su composición litológica, 2) la naturaleza del sustrato y 3) sentido del desplazamiento. Mientras que el anticlinal penibético (Los Canutos, Manilva) «frena» el desplazamiento de esta unidad hacia el N, el sustrato arcilloso ha facilitado su movimiento hacia el S.

SISTEMAS TURBIDÍDICOS

Los caracteres detallados de las secuencias de facies turbidíticas que conforman diferentes unidades del Campo de Gibraltar, ya han sido objeto de estudio (PENDÓN, 1978).

Un *sistema deposicional turbidítico* es una asociación de «unidades rocosas cuyos componentes están interrelacionados genéticamente, que varían desde cuerpos pequeños de depósitos groseros y poco organizados, registrando períodos de tiempo geológico muy cortos, a prismas sedimentarios potentes, donde las alternancias regulares de arena/lutita se acumulan durante varios millones de años» (MUTTI, 1985).

Los modelos de sistema turbidíticos, se han elaborado en áreas donde se dispone de análisis de cuencas lo suficientemente elaborados (Pirineo y Apeninos), que han permitido el establecimiento de *secuencias deposicionales* y sus discordancias respectivas (MITCHUM *et al.*, 1977), tanto en la propia cuenca de sedimentación turbidítica, como en su área fuente. En consecuencia, consideramos que aplicar directamente este modelo en la región que nos ocupa de forma rápida, más o menos gratuita, puede resultar extremadamente complicado. Esta afirmación se fundamenta en que los mecanismos de sedimentación, que ocasionaron las distintas formaciones turbidíticas integrantes de las diferentes unidades alóctonas, han de estar exactamente delineados; así como su significado cronológico real. Cuanto más se necesitará conocer sobre la posición paleogeográfica y paleotectónica de las diferentes unidades alóctonas, incluyendo las características geológicas que presentaran sus posibles áreas fuentes y rocas madres, en relación a la situación original de las cuencas.

No obstante, esta salvedad, si se aplica el modelo de sistemas turbidíticos en la región del Campo de Gibraltar, resulta lo expresado en las Figs. 4 a 7. Con lo cual los caracteres distintivos de las cuencas de sedimentación, de las diferentes unidades, podrían concebirse en la forma que se expresa en las páginas siguientes. El esquema de las figuras indicadas resulta, así, excesiva-

mente teórico. Las condiciones de afloramiento, así como la dinámica alóctona, pueden encubrir las equivalencias temporales que toda correlación lleva implícita.

La aplicación del modelo de sistemas turbidíticos, con las limitaciones indicadas y muchas otras, hace, no obstante, más comprensible los mecanismos de redepósito en el contexto paleogeográfico del Mediterráneo occidental.

La denominación y descripción de facies turbidíticas se utilizan en el sentido introducido por MUTTI y RICCI-LUCCHI (1972, 1974 y 1975).

La naturaleza de los contactos entre las diferentes formaciones integrantes de cada unidad viene indicada en la Fig. 3.

Aquitaniense de la unidad del Aljibe

Las *Areniscas del Aljibe* se ordenan en una alternancia margo-areniscosa conformando facies turbidíticas de los tipos B_2 y E , mayoritariamente. También exhiben facies A_2 y, puntualmente, la D_1 y/o D_2 .

La facies B_2 presenta espesores cercanos, e incluso superiores, al metro y con una relación arenisca/lutita elevada, siempre superior a la unidad. El tamaño de sus partículas es arena gruesa a muy gruesa, a veces microconglomerática. Esta facies se identifica, sobre todo, por una geometría de laminación cruzada, que se desarrolla sobre un episodio masivo o con laminación horizontal difusa; lo que da lugar a la presencia de morfologías tipo duna y/o *ripple*. Es de destacar la profusión frecuente de cantos blandos, de gran tamaño, y coladas erosivas de grava (Fig. 4). Esta facies se origina como depósito residual (*lag deposit*) de un flujo muy concentrado, con efecto tractivo; lo que significa que, sólomente, deposita los materiales que en un momento determinado no puede arrastrar en suspensión.

La facies E se distingue por su geometría irregular en estratos más finos, de potencia inferior a 0,5 m., pero donde la relación arenisca/lutita sigue siendo alta. Presentan amalgamación frecuente y una morfología externa característica de duna y/o *ripple* en la superficie superior de los estratos. En relación a su significado genético, hay que considerar que se trata de un depósito residual localizado; que lo origina el paso de una corriente densa, que mantiene la mayor parte de su carga en suspensión. En otros términos, esto quiere decir que se produce un efecto *bypassing*.

La facies A_2 está constituida por *pebbly mudstones*; es decir, conglomerados desorganizados con clastos heterométricos, incluidos en una matriz de lutita muy arenosa. Se puede interpretar como el resultado de un depósito residual, producido por una colada arenosa y/o un *debris flow*.

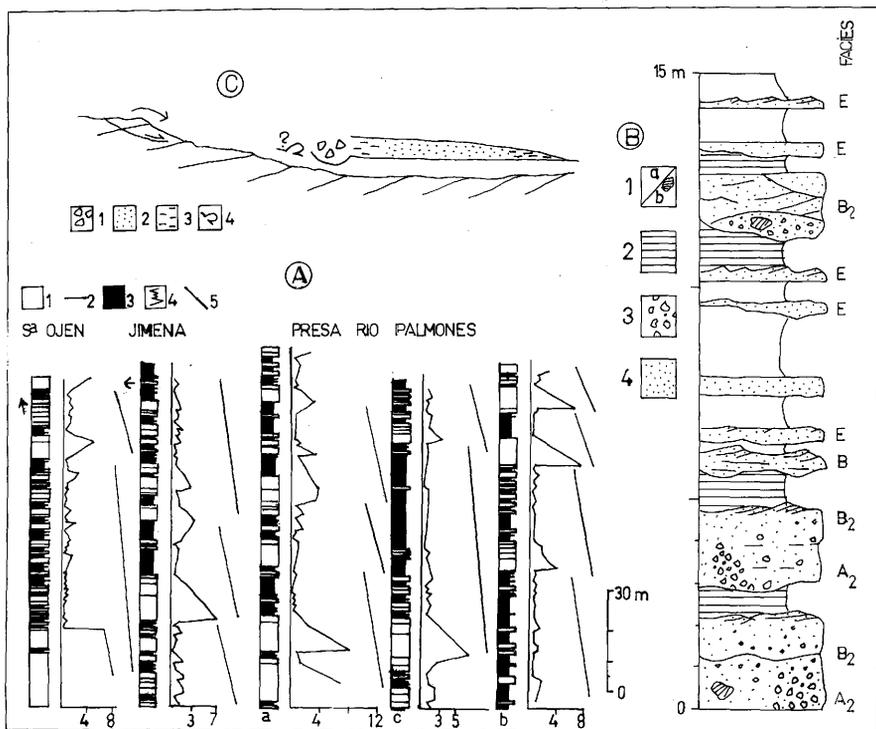


Figura 4.—Las Areniscas del Aljibe

A.—Perfiles litológicos: 1) y 2) Arenisca. 3) Lutita. 4) Evolución vertical de espesores en metros. 5) Secuencias estratigráficas decrecientes.

B.—Perfil teórico que asocia las facies identificadas: 1) Lutita —facies D₃— (a) y cantos blandos (b). 2) Turbidita finamente estratificada —facies D₂ y/o E—. 3) Rudita. 4) Arenisca gruesa a muy gruesa.

C.—Esquema teórico del sistema turbidítico: 1) Facies de canal (tractivas: A₂, B₂ y E). 2) Facies de lóbulo (deposicionales: D y C-?-). 3) Facies finamente estratificadas (de intercanal, interlóbulo o facies finas de cuenca). 4) Facies F (*slumping*).

Todas estas facies, hasta ahora descritas, representan el resultado de fenómenos tractivos, ocasionados por los flujos densos o muy densos, que transportaron el material clástico en suspensión.

Esta formación también muestra evidencias de facies deposicionales. En puntos localizados se observa, difusamente, la presencia de facies D₁ y D₂, interestratificadas con las otras facies descritas previamente. Estas últimas facies presentan un ordenamiento interno, que se puede referir al de la típica secuencia turbidítica de BOUMA (1962). Dominan las divisiones superiores (T_b y T_{bc}), en el ordenamiento interno de estratos tabulares, con tamaño de partícula arena media-gruesa, y en donde la relación arenisca/lutita es alta (subfacies D₁), o baja (subfacies D₂). El análisis de los afloramientos no ha permitido, hasta el momento, diferenciar claramente las facies C (que son más

proximales, presentando un ordenamiento interno en el que dominan las divisiones basales de la secuencia de Bouma). Por consiguiente, las facies deposicionales descritas han podido ser originadas por el depósito de corrientes de turbidez típicas, más o menos diluidas, y de gran volumen.

Aparecen frecuentemente facies turbidíticas finamente estratificadas (*thin-bedded-turbidites*), que se interestratifican con las areniscas groseras. Estas facies han sido interpretadas como indicativas de intercanal y/o de los diques o márgenes (*levee*) de éstos (PENDÓN, 1978), de acuerdo con las ideas de MUTTI (1977).

Estas turbiditas finas presentan ordenamiento interno referible al de la secuencia de Bouma; y son laminadas (T_1) o con *ripples* (T_2), siendo su forma externa, en uno y otro caso, de estratificación lenticular.

Por cuanto todo lo que antecede, cabría ahora opinar sobre el medio sedimentario donde hubieron de originarse las *Areniscas del Aljibe*.

Su serie estratigráfica registra evidencias de la actuación de fenómenos tractivos (facies A_2 , B_2 y E); lo que argumenta en favor de la dinámica que impera en los canales (ROSELL, 1986 —com. personal—). El único testimonio registrado de la existencia de éstos es el desarrollo de depósitos residuales (materiales que, en un momento determinado, no pueden ser arrastrados por el flujo de transporte). Esto induce a pensar que en los canales se produzca un fenómeno de *bypassing* (MUTTI, 1985), quedando registrado en ello solamente el efecto tractivo, mientras que el resto del flujo denso se depositará después e inmerso en una dinámica típica de lóbulos deposicionales.

Manteniendo coherencia con lo que se acaba de expresar, consideramos que los fenómenos deposicionales responsables del relleno de un canal requieren la existencia de una morfología previa canalizada. O si se quiere que la propia corriente, lo suficientemente densa y voluminosa, ocasionase la incisión del canal. Conviene añadir que abundan las opiniones en contra de esta última idea; que no ven la suficiente competencia en una corriente como para elaborar por su sola acción morfologías canalizadas (DZULYNSKI, 1976 —comunic. personal—, entre otros).

Supuesta la existencia de esta morfología previa canalizada, es justo pensar que, si se rellena posteriormente, correspondería al desarrollo de una dinámica deposicional, con independencia de la geometría del fondo por el que discurren los flujos deposicionales. Queda así patente que el relleno deposicional de los canales puede estar constituido por el desarrollo de: 1) estratificaciones cruzadas de gran escala, 2) granuloclasificación de los clastos y partículas o 3) estratos extensivos sobre las paredes o márgenes del cauce; todo ello englobado en una morfología canalizada de dimensiones apropiadas. Finalmente, si se produce su colmatación, se originaría un relleno caótico.

Esta formación que analizamos registra evidencias de fases tractivas, como se ha indicado anteriormente. Y en algunos puntos afloran morfologías que pueden responder a canales menores; por ejemplo:

a) En el Km. 77 de la carretera de Los Barrios a Alcalá de los Gazules se desarrolla un pebbly mudstone, ordenándose en estratos cruzados. Rellena una morfología canalizada de 3-4 m. de longitud y 1-2 m. de altura.

b) En el Km. 6 al 8 de la carretera de Gaucin a El Colmenar se presentan las *Areniscas del Aljibe*, con irregularidades basales de pequeña escala y ordenamiento interno según facies tractivas. (PENDÓN y VERA, 1975 —sus fots. 3, lám. III y 1 y 2, lám. V; respectivamente a los puntos a) y b).

En este sentido hay que considerar que, si las secuencias positivas (estrato y granodecrecientes), que presentan las *Areniscas del Aljibe* es ya un fenómeno deposicional, se podrían considerar mejor como ciclos de compensación (MUTTI y SONNINO, 1981), que como ciclos de relleno de canales. Ya que en estos, insistimos, sólo quedaría registrada la fase tractiva, con sus facies correspondientes.

El sistema turbidítico que conformarían las *Areniscas del Aljibe* podría responder al Sistema II de MUTTI (1985), con algunas precisiones. O, quizás, a una combinación entre los sistemas I y II, que podría resultar más real, teniendo en cuenta el comentario que antecede (Fig. 4). En esta figura se indica, muy esquemáticamente, los diferentes submedios que podrían significar las asociaciones de facies identificadas en esta formación. Dicho esquema está construido para la dinámica de un único episodio de flujos densos. Los sucesivos episodios turbidíticos irían suprayaciendo el esquema teórico de la figura. Esto quiere decir, en otros términos, que en los 2.000 m. de potencia de esta formación, se van a ir sucediendo secuencias de facies diagnósticas de los submedios señalados: de canal, de dique o margen de canal, de intercanal y facies de lóbulo. Este sistema turbidítico hubo de suponer el dismantelamiento de una plataforma clástica, relativamente coetánea, durante un período de descenso relativo y brusco del nivel del mar.

Por otro lado, el *Burdigaliense* reconocido en esta unidad del Aljibe, puede representar un depósito relativamente sincrónico y/o posterior a las *Areniscas del Aljibe*. Está constituido por turbiditas finas de cuenca, donde se identifican las facies D₁, D₂, D₃ y G. En esta última se encuentran los restos fósiles, testigos de sedimentación autóctona, que se han utilizado para la datación del término.

Oligoceno-Aquitaniense de la unidad de Algeciras

La potencia de este *Flysch margo-areniscoso micáceo* supera los 1.200 m. (Fig. 5).

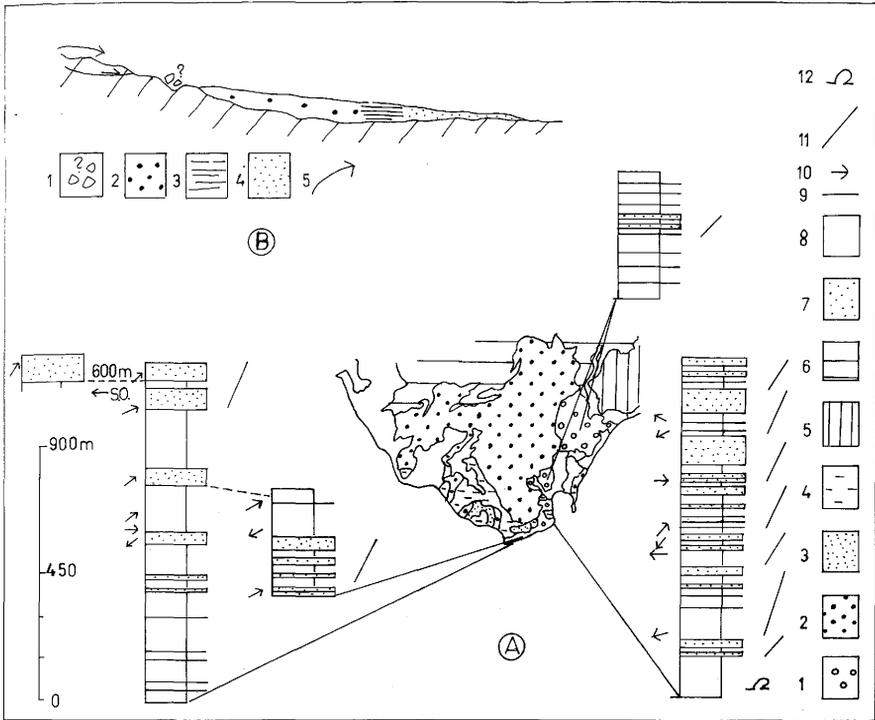


Figura 5.—Oligoceno-Aquitaniense de la unidad de Algeciras.

A.—Mapa de unidades: 1) Algeciras. 2) Aljibe. 3) Bolonia. 4) Almarchal. 5) Zonas internas. 6) Zonas externas. Perfiles: 7) y 9) Secuencias areniscosas. 8) Secuencias lutíticas. 10) Sentido de las paleocorrientes (N situado arriba, en el sentido de lectura). 11) Secuencias estratocrecientes. 12) *slumping*.

B.—Esquema teórico del sistema turbidítico: 1) Depósitos residuales desconocidos - ?-. 2) Facies de lóbulo. 3) Facies de borde de lóbulo. 4) Facies de cuenca. 5) Sentido de aporte.

Esta alternancia litológica se realiza a expensas de estratos tabulares de areniscas ligeramente calcáreas. El ordenamiento interno de las areniscas se puede expresar en los términos de BOUMA (1962).

No obstante, esta tabularidad, se observa en la parte alta de la serie que los estratos potentes varían lateralmente de espesor, de forma rápida (*pinch-out*); ahora bien, continúan manteniendo el carácter plano de su superficie inferior.

En la orilla del Estrecho de Gibraltar, sector Tarifa-Punta Carnero, se desarrollan numerosos ciclos negativos (estrato y granocrecientes) en la mitad superior de la serie estratigráfica. Tales ciclos se inician con facies D_1 y D_2 , culminando con facies C_1 y C_2 , donde es frecuente la amalgamación. En la fa-

cies C dominan las divisiones inferiores de la secuencia de Bouma, siendo la relación arenisca/lutita alta (subfacies C₂), o muy elevada (subfacies C₁).

El ordenamiento secuencial de estos ciclos negativos, en los que el episodio lutítico-margoso está bien desarrollado, consiste en intercalaciones abruptas de facies más potentes (3-4 m.) en el seno de otras más delgadas. Esto quiere decir que los estratos individuales no presentan aumento progresivo y paulatino, tanto de espesor como de tamaño de grano. Son ciclos negativos que no registran claramente el carácter de ciclo o secuencia progradacional.

La parte inferior de esta serie estratigráfica se ordena concorde a estos mismos tipos de turbiditas clásicas, pero con caracteres más distales y perteneciendo ya a niveles lutíticos (*Oligoceno* probablemente). Se mantiene el carácter lutítico en los materiales del tránsito *Eoceno-Oligoceno*, donde se observan casi exclusivamente facies D₂. En este momento se desarrollan fenómenos de *slumping* (facies F).

Los restantes afloramientos de esta formación manifiestan secuencias de facies con caracteres similares a los que se acaban de escribir para el conjunto inferior de la serie en la orilla del Estrecho.

Con todo ésto se entiende que el conjunto de esta formación arenosa sea el producto de corrientes de turbidez clásicas, concentradas y/o diluidas. Y que la desaceleración de estos flujos ocasionase el depósito en una zona de lóbulos deposicionales; alcanzando los sectores más distales de la cuenca, sóloamente, los estadios finales de los flujos más voluminosos.

Todo ésto se traduce en que esta formación constituye un sistema turbidítico similar al tipo I, descrito por MUTTI (1985). En él se distinguen facies de lóbulo, facies de borde de lóbulos y facies de cuenca. Dichas secuencias de facies se ordenan en la vertical, así como también lateralmente.

No se han identificado en esta región materiales coetáneos (*Aquitaniense*) con facies más proximales que la zona de lóbulos deposicionales (depósitos residuales, por ejemplo). Habría que establecer correlación con las áreas relacionadas y geográficamente adyacentes (Marruecos).

El desarrollo de los estadios de crecimiento de este sistema turbidítico hubo de suponer la existencia de un gran volumen de flujos de densidad, que arrasasen materiales previamente formados en una plataforma adyacente. Y esto solamente es concebible durante un período de bajada relativa del nivel del mar.

Oligoceno-Aquitaniense de la unidad de Bolonia

Esta formación se inicia con un episodio predominantemente margoso (50 m. aproximadamente), sobre el que se instala una secuencia de *flysch margo-*

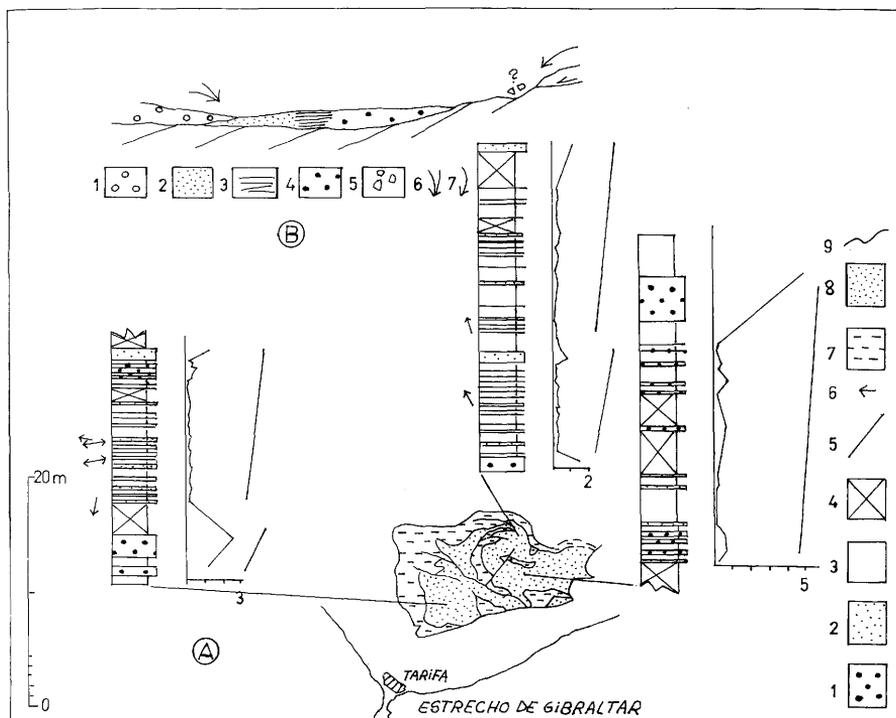


Figura 6.—Oligoceno-Aquitaniense de la unidad de Bolonia

A.—Perfiles sedimentológicos: 1) Areniscas tipo Aljibe. 2) Areniscas tipo Algeciras. 3) Lutita. 4) Cubierto. 5) Secuencias estratocrecientes. 6) Sentido de las paleocorrientes (N situado arriba, en el sentido de lectura).

Mapa: 7) Cretácico superior-Oligoceno. 8) Aquitaniense. 9) Contacto anormal.

B.—Esquema teórico del sistema turbidítico: 1) Areniscas del Aljibe. 2) a 5) Areniscas tipo Algeciras [2) Facies de cuenca. 3) Borde de lóbulos. 4) De lóbulos. 5) Depósitos residuales]. 6) Entrada de aporte tipo Aljibe en la cuenca coetánea de Algeciras. 7) Aporte tipo Algeciras (mauritano).

areniscoso micáceo similar, por no decir idéntica, al tramo coetáneo de la unidad de Algeciras.

Los materiales constituyentes se ordenan según facies turbidíticas deposicionales: D_1 y D_2 . Incluidas en este conjunto alternan areniscas y lutitas tipo Aljibe, con sus facies características y descritas previamente (tamaño de grano grosero, ordenamiento interno masivo, cantos blandos y alabeamientos de las superficies de estratificación). Estos rasgos reflejan caracteres similares a los de las facies E e incluso B_2 (PENDÓN y VERA, 1975; su Fot. 2, lám. II).

Los espesores de estas areniscas tipo Aljibe oscilan entre 2 y 8 m., estando los estratos más finos intercalados; no obstante esto, los de mayor potencia y ordenamiento interno masivo presentan el aspecto de cuerpos deslizados, conformándose de forma algo caótica. En resumen, son facies F .

Aunque el espesor total visible de esta formación sea del orden de 200 m., el perfil sedimentológico medido de mayor potencia alcanza sólomente 50 m. (Fig. 6). En este orden de espesores, las secuencias estratonómicas que se pueden distinguir resultan ser ligeramente estratocrecientes, de pequeña escala.

El significado de esta serie estratigráfica es, por supuesto, el de la sincronización de los aportes tipos Aljibe y Algeciras; lo que además conlleva la existencia de comunicación (PENDÓN, 1977 y 1978) entre estos dos sistemas turbidíticos.

Si esto es así, la ubicación de esta comunicación podría tener carácter distal o proximal, desde un punto de vista sedimentológico. Bien en la parte más distal del sistema; o en sectores próximos a la zona de pendiente, representando un equivalente lateral de los canales distribuidores, en un modelo de abanico abierto según MUTTI (1977).

La interpretación que nos parece más lógica radica en considerar que el depósito de esta serie de Bolonia se inicia en la parte distal del sistema I del *Oligoceno-Aquitaniense* de la unidad de Algeciras. Esta interpretación pasa por considerar el tramo lutítico-margoso basal, de la serie de Bolonia, como los sedimentos finos de cuenca y/o relacionados a los límites de los bordes de lóbulo, de la formación coetánea de la unidad de Algeciras (Fig. 6).

La flecha indicada en esta figura representa la entrada intermitente (?) de aporte tipo Aljibe, en el sistema I y coetáneo de Algeciras. Este aporte pudo llegar: 1) bien como un episodio turbidítico voluminoso, con competencia suficiente para alcanzar las partes distales del sistema turbidítico del Aljibe, e incluso progradar sobre el sistema de Algeciras. Lo que lleva implícito la interpretación de la cercanía original de ambos sistemas (Algeciras y Aljibe). Ó 2) como deslizamientos y/o *slumpings* de los aportes numídicos en la zona límite entre ambas cuencas o sistemas. O, si se quiere, las dos posibilidades pudieron haber ocurrido, entre otras varias.

Los sistemas turbidíticos de estas areniscas aquitanienses s.l. (unidades de Algeciras, Bolonia y Aljibe) presentarían, así, muchas similitudes sedimentológicas con el *flysch de Gorgoglione* en Italia (LOIACONO, 1981 y 1983).

Las formaciones calcáreas basales

Todas las formaciones margo-areniscosas oligoceno-aquitanienses de las diferentes unidades alóctonas presentan una serie de base, de espesores mucho más reducidos (200-300 m. como máximo), y en donde, aparte su significado cronológico diferente, litológicamente son alternancias lutítico-calcáreas o calcáreo-margosas.

El contacto con las areniscas suprayacentes suele estar en aparente continuidad sedimentaria (unidad de Algeciras), o a veces mecanizado (unidades

del Aljibe y Bolonia). También ocurre que las condiciones de afloramiento impidan, algunas veces, la observación nítida del contacto.

Si el conocimiento bioestratigráfico actual es exacto, todas estas formaciones se depositaron desde el *Cretácico* hasta el *Eoceno*, llegando algunas, incluso, al *Oligoceno*. Merece un análisis aparte el *flysch* cretácico de la unidad de Nogales (Cfr. apartados siguientes).

Por otro lado, todas estas formaciones calcáreas presentan facies turbidíticas, que son el resultado del depósito de típicas corrientes de turbidez. Sin embargo, aunque se presentan en formaciones litológicas similares, existen algunos afloramientos con variaciones petrológicas. Lo que puede argumentar que, en esta serie de base, existan procedencias y áreas fuentes diversas. Esto es lo que trataremos de glosar en las páginas que siguen.

No obstante en este apartado incidimos sobre los procesos clásticos de transporte-depósito, analizando la procedencia de los clastos en el apartado siguiente.

Correlaciones entre las series basales de las diferentes unidades ya han sido realizadas (PENDÓN, 1978); estableciéndose el siguiente dispositivo, para todo el intervalo *Cretácico* superior-*Oligoceno*, conforme aumenta la distalidad desde un punto de vista sedimentológico:

— unidad de Bolonia-unidad de Algeciras-unidad de Aljibe-unidad de Al-marchal (aumento de la distalidad).

En cualquier caso, procede ahora reconstruir el significado de las secuencias de facies, que se observan en las distintas formaciones basales (Fig. 7).

Unidad del Aljibe

Las alternancias de calcarenitas y margas blancas, a veces rojas, con nummulíticos y sílex (*Eoceno-Oligoceno*) siempre presentan niveles predominantemente lutíticos. Son facies D_1 y D_2 que no forman ciclos, por causa de que la relación arenisca/lutita siempre es inferior a la unidad. Los afloramientos que presentan mayor abundancia de calcarenita podrían responder a pulsos prográdantes siempre en una cuenca distal.

Los tramos arcillosos, de colores variados, con *Tubomaculum*, turbiditas calcáreas finas y restos de pirita (*Cretácico* superior-*Oligoceno*), encajan en una asociación de facies muy típica de cuenca distal (D_2 , D_3 y G). Se han citado niveles con fauna planctónica autóctona (PENDÓN, 1978), que evidencian la presencia de facies G.

Las *Arcillas de Facinas* (*Aptense-Albense*), ofrecen rasgos que remiten a una acusada distalidad, aparte de sus peculiaridades litológica y textural; plan-

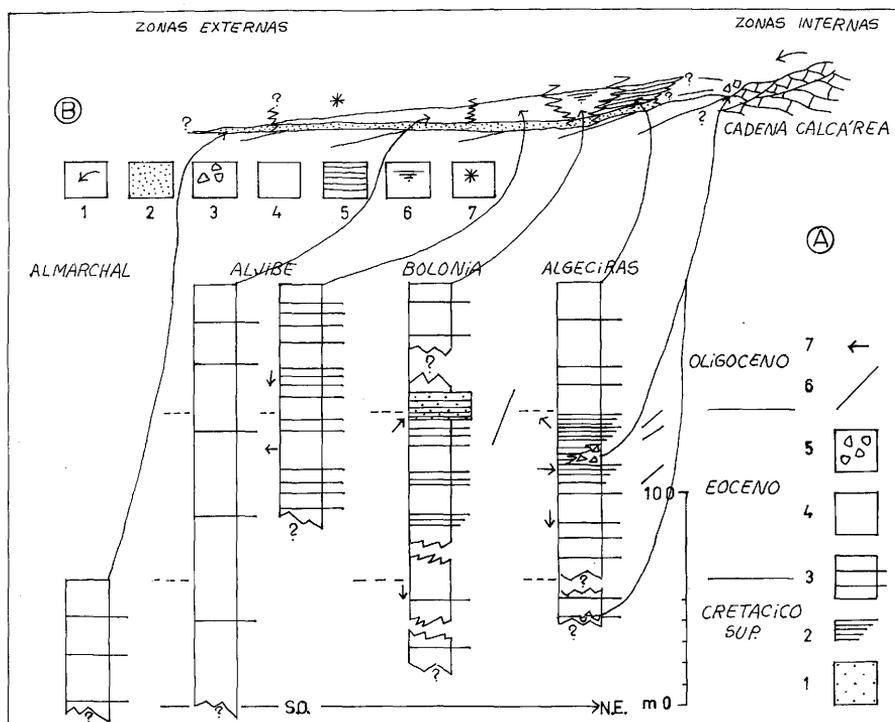


Figura 7.—Las series basales a las areniscas.

A.—Perfiles sedimentológicos: 1), 2) y 3) Calcarenitas. 2) y 6) Secuencias estratocresciente y progradacionales. 4) Lutita. 5) Conglomerado. 7) Sentido de la paleocorrientes (N situado arriba, en el sentido de lectura).

B.—Correlación de las series según un teórico sistema turbidítico: 1) Sentido de aporte. 2) Estadio de crecimiento durante el Cretácico superior y común a todas las series (El Cenomanense de la unidad de Algeciras son los depósitos residuales). 3) a 6) Durante Eoceno-Oligoceno [3) Depósitos residuales —Eoceno de la unidad de Algeciras—. 4) Turbiditas finas de cuenca. 5) Idem. de borde de lóbulo. 6) Secuencia de progradación]. 7) Mezcla hipotética de aportes diferentes.

teando problemas de correlación con facies isócronas y equivalenes. A lo que se añade, también, su problemática atribución tectónica.

Queda claro, pues, la posibilidad de plantear un aporte múltiple o diferente, para las distintas formaciones que integran la serie de base del Aljibe.

Las formaciones subnumídicas, basales a las areniscas, en Argelia se desarrollan hasta el inicio del *Aquitaniense* (BIZÓN y HOYEZ, 1979).

Unidad de Algeciras

Presenta un *Cenomanense* calcáreo a expensas de lutitas y brechas (facies A₂, D₃ y G), que aflora puntualmente (Cerro Gordo) y constituye un depósito residual.

Después se desarrollan turbiditas calcáreas finas, a veces con *Microcodium*, englobadas en una matriz lutítica de color rojo (*Cretácico superior-Paleoceno*); son facies D₂ y D₃.

Continúa con un *Eoceno* medio-superior, que se ordena en secuencias estratocrecientes de pequeña escala, a expensas de turbiditas calcáreas finas con ordenamiento interno en secuencias completas mayoritariamente. Una intensa bioturbación interna suele destruir la estructura primaria. Son facies de borde de lóbulo (*lobe-fringe*) muy típicas.

Lateralmente a esta formación, se desarrollan niveles calcáreos con muchos foraminíferos redepositados (PENDÓN y VERA, 1975 —Fot. 1, lám. VI—). Son depósitos residuales.

Esta serie es coronada, en aparente continuidad sedimentaria, por los materiales del tránsito *Eoceno-Oligoceno*; cuyas turbiditas calcáreas finas representan un gradual aumento de aporte clástico en la cuenca, con notable diferencia en el sentido de aporte, que se deduce de las estructuras sedimentarias direccionales, ubicadas en la base de los estratos. Este episodio puede representar un estadio turbidítico distal que, a veces, también se ordena secuencialmente en facies de borde de lóbulo.

Conviene mencionar aquí que, si la unidad de Nogales representa una diverticulación tectónica de la serie basal de esta unidad de Algeciras, este *flysch* con *Aptichus* del *Cretácico* inferior registra una asociación de facies C y D, en las que se puede reconocer secuencias de lóbulos y borde de lóbulos.

Unidad de Bolonia

Su serie de base está comprendida por un tramo lutítico basal (*Cretácico superior*), en el que se incluyen turbiditas finas. Algunas de ellas son más potentes y con desarrollo de microbrechas en la base de los estratos (PENDÓN y VERA, 1975 —Fot. 2, lám. VI—).

Suprayacente al tramo anterior, mediante correlación lateral de la estratificación y sin observarse nítidamente el contacto, se ordenan ciclos progradacionales de calcarenitas (con *Microcodium* y/o sílex) incluidas en lutitas de colores rojo-verde-blancas (*Paleoceno-Eoceno-Oligoceno*-?-).

El ordenamiento de estos ciclos de progradación se realiza con turbiditas clásicas (facies C y D), en secuencias estrato y granocrecientes.

Unidad de Almarchal

La serie estratigráfica de esta unidad tectónica comprende exclusivamente un *flysch senonense* con turbiditas calcáreas finas, donde la caliza es muy arcillosa. Domina el sedimento fino, que es lutita margosa clástica y de colores gris-verde.

Presenta restos de *Inoceramus*, ostréidos y sílex. Es decir, como en otras series basales coetáneas (ej. unidad de Bolonia).

Los rasgos litológicos y texturales, así como su ordenamiento secuencial, la enmarcan como la formación más distal de todas sus equivalentes isócronas en las distintas unidades tectónicas.

Con todo lo que antecede, se puede opinar ahora sobre el significado de estas formaciones calcáreo-margasas, la mayoría de ellas basales a las areniscas oligoceno-aquitanienses de las diferentes unidades tectónicas.

Todo este conjunto equivale al redepósito de los materiales de una plataforma carbonatada. Y sus diversos componentes litológicos son indicativos de las características de la roca madre, de cuyo área fuente procede el aporte clásico.

Pueden ser ordenadas, con relación a sus caracteres sedimentológicos y conforme aumenta la distalidad, de la manera, indicada en la Fig. 7. Esta equivalencia lateral se hace considerando *a priori* teóricamente isócrono todo el conjunto atribuido al *Cretácico superior-Eoceno-Oligoceno(?)*.

Esta relación lateral se ha establecido en base a los razonamientos siguientes:

1) La evolución de las características de los ordenamientos secuenciales turbidíticos, concorde a consideraciones teóricas del sistema turbidítico y sus estadios de crecimiento.

Y 2) los contenidos litológicos y paleontológicos particulares de cada formación, y comunes a todas ellas. Tales como nódulos de sílex y restos de *Inoceramus*, ostreidos, *Microcodium* y foraminíferos bentónicos.

Según lo indicado en la figura mencionada (Fig. 7), resulta que las facies más proximales de la región, durante el *Eoceno*, son las facies de borde de lóbulo de la unidad de Algeciras: con independencia de los depósitos residuales (*Cenomanense* y *Eoceno* medio-superior), a los que se aludirá posteriormente; así como el sistema turbidítico cretácico.

Las facies más distales son las turbiditas finas de cuenca, registradas en las unidades del Aljibe y Almarchal, respectivamente.

Consideramos que en posición intermedia se situarían los materiales de la unidad de Bolonia. Estos últimos muestran un claro ciclo de progradación sobre depósitos predominantemente lutíticos. Por consiguiente, esta progradación

puede pertenecer a un episodio turbidítico muy voluminoso y con competencia suficiente para alcanzar la cuenca, en la que se estarían formando turbiditas finas de otro(s) sistema(s) o estadio(s) indiferenciado(s).

Así las cosas, los materiales de la unidad de Algeciras serían más proximales, pues en ellos domina el tramo calcarenítico; por lo que se podrían formar en un punto relativamente próximo del aparato sedimentario, que permitiese la llegada de todos los episodios turbidíticos, aunque estos quedasen registrados como de pequeña escala. Y la serie coetánea de Bolonia representa un punto del sistema, al que sólo llegó un episodio turbidítico con caracteres progradales; es fácil entender que este último punto podría ocupar una posición más distal que el anterior.

Los depósitos residuales del *Eoceno* medio-superior son los más proximales del sistema. Como quiera que no se han diferenciado claramente facies de lóbulo en las series basales y durante este intervalo cronológico, cabría establecer las siguientes hipótesis:

1) Que las facies de lóbulo se desarrollen en formaciones coetáneas de otras unidades tectónicas homólogas (Marruecos).

2) O bien, que las condiciones hidrodinámicas del sistema no permitiesen el desarrollo de facies de lóbulo, relativamente potentes; quedando registrado sólo un testimonio de pequeña escala y similar a facies de borde de lóbulo. De manera que estas últimas facies se relacionarían lateralmente con los depósitos residuales, más proximales. Esta interpretación considera, pues, el estadio de crecimiento de un sistema turbidítico, similar al tipo I de MUTTI (1985); pero con ligeras modificaciones, que lo conformasen menos energético y con flujos menos voluminosos.

En cualquier otra interpretación teórica habría que recurrir a episodios turbidíticos, y sus consecuentes estadios de crecimiento, más artificiosos en mi opinión. Por ejemplo, cada sistema y/o estadio de crecimiento turbidíticos habrían quedado registrados en el afloramiento respectivo, mediante interrupciones sedimentarias; y éstas no aparecen claramente registradas, en el actual estado de conocimientos sobre el terreno. Pueden deducirse, sin embargo, algunas paraconformidades (Fig. 3). Pero el estado de la cuestión necesita de un estudio detallado de los contactos. Estas interrupciones, que se acaban de indicar, avalan la idea de que el sistema turbidítico (Fig. 7) ha desarrollado varios estadios de crecimiento; con lo cual su desarrollo habría sido más complejo que el que se indica en el esquema de la figura citada.

PALEOGEOGRAFÍA

En páginas precedentes se ha esbozado los caracteres diagnósticos de las diferentes formaciones turbidíticas integrantes de varias unidades alóctonas de

esta región. Se ha inferido, también, su significado en términos de sistemas turbidíticos, acorde con el estado actual de los conocimientos geológicos sobre el Campo de Gibraltar.

Conviene reiterar que, ante el conocimiento bioestratigráfico disponible actualmente sobre estas formaciones, va a resultar relativamente dificultoso el establecimiento de *secuencias deposicionales* (MITCHUM *et al.*, 1977) y sus conceptos relacionados de oscilaciones relativas del nivel del mar (VAIL *et al.* 1977).

Los resultados podrían ser erróneos, o estar ligeramente oscurecidos. Aunque, sin embargo, podrá hablarse de la secuencia deposicional de un sistema y de los paraciclos y ciclos de facies que afloran. Así podrán compararse las secuencias de lóbulos de la unidad de Algeciras con las secuencias de facies tractivas y deposicionales de las Areniscas del Aljibe, con respecto a los movimientos eustáticos acaecidos en la región. Pero la relación regional de sistemas y estadios de crecimiento, con sus eventos geológicos respectivos en el área fuente, va a resultar extremadamente aproximativa.

Aunque el presente trabajo se centra principalmente en un número limitado de unidades, creemos que se dispone de datos suficientes para matizar el esquema paleogeográfico concerniente a su origen (área fuente) y, también, acerca del mecanismo seguido por el conjunto de todas las unidades alóctonas hasta su emplazamiento final o actual.

Procedencia del aporte clástico

Un razonamiento inicial sobre las características inferidas que hubo de presentar el área fuente y, sobre todo, la roca madre alimentadora de los diferentes sistemas turbidíticos, es necesario para abordar el esquema paleogeográfico ulterior.

En este estudio se analiza la procedencia de los clastos, integrantes de las turbiditas calcáreas y de las areniscosas, por varios caminos:

- a) Contenido mineralógico (análisis de las fracciones de minerales pesados y ligeros de las areniscas).
- b) Contenidos fosilífero y petrológico peculiares (como son los restos de *Microcodium*, *Inoceramus*, ostreoides, foraminíferos, nódulos de sílex, etc.)

Las areniscas

Su contenido mineralógico difiere según la unidad que se considere (PENDÓN y POLO, 1975):

- a) *Numídico (Areniscas del Aljibe)*

Son cuarzenitas de matriz y/o cemento ferruginosos, cuyos granos constituyentes son equidimensionales, con formas subredondeadas esféricas a subesféricas. Algunas partículas de cuarzo, muchas de ellas con extinción ondulante, presentan películas muy finas de óxidos que separan fases sucesivas de recrecimiento (por ej. MATTER y RAMSEYER, 1985). Lo que sugiere que se trata de granos reciclados.

A su vez, los escasos fragmentos de roca, que acompañan a los granos de cuarzo, no muestran foliación.

El contenido de las fracciones, en orden decreciente de abundancia es:

— fracción pesada: fragmentos, opacos, moscovita, turmalina, rutilo, circón, biotita, estaurolita, brookita.

— fracción ligera: cuarzo, fragmentos, moscovita y opacos, rutilo, circón, turmalina.

Todo este contenido informa claramente sobre una roca madre constituida por macizos cristalinos. Y que este sedimento tan maduro, en el que dominan los granos de cuarzo redondeados, ha debido ser reciclado. La opinión contraria haría muy dificultosa la interpretación de una tectofacies *flysch* en este sedimento muy maduro.

b) *Mauritánicas* (Unidad de Algeciras)

La mayoría de los granos de fragmentos de rocas, integrantes de las areniscas, muestran foliación y bandeado. El contenido mineralógico es el siguiente:

— fracción pesada: opacos, fragmentos de micasquitos, moscovita, granate, turmalina, distena, apatito, clorita, cloritoide y rutilo, circón, anfíbol, biotita.

— fracción ligera: fragmentos de micasquitos, cuarzo, moscovita, plagioclasa, biotita, turmalina y rutilo, circón, glauconita, opacos.

Se relacionan, también, conforme disminuye su abundancia.

PENDÓN y POLO (1975) indican los porcentajes de abundancia respectivos de cada especie mineral.

Se entiende fácilmente que, estos argumentos mineralógicos, permitan afirmar que los clastos alimentadores de estas series litareníticas, predominantemente grauváquicas, proceden de áreas metamórficas y sedimentarias de las zonas internas de la Cordillera.

LANCELOT *et al.* (1977) establecen dos poblaciones mineralógicas en estas unidades: a) una procedente de recristalización metamórfica o anatética y b) otra atribuible a granitos corticales profundos; que en el caso de Sicilia procedan del dominio peloritano y del cristalino de Calabria. Lo que está de acuerdo con las edades hercínicas de 284 ± 18 m.a.

c) *Series mixtas* Unidad de Bolonia)

Representan la sincronización de aportes, tanto numídicos como mauritánicos. E informan sobre la margen fluctuante de la cuenca numídica.

En cualquier caso la procedencia de las arenas numídicas apunta a un área fuente constituida por macizos cristalinos. Se han emitido algunas hipótesis acerca de la procedencia europea de estos clastos que, por ejemplo, LANCELOT *et al.* (1976) descartan y consideran que el zócalo cristalino del cratón africano haya actuado como su roca madre. La misma deducción representa el trabajo de REILLE (1976), que analiza los granos de circón de esta formación. Este autor insiste en que no se debe excluir totalmente un aporte directo del cratón africano. GIUGE (1978) establece que los granos de cuarzo hayan procedido del dominio Nor-mogrébido, erosionado y/o hundido bajo el actual Mediterráneo.

Como quiera que las *Areniscas del Aljibe* (Numídico) se tratan de sedimentos muy maduros, reiteramos que su aporte no puede proceder exclusivamente y de forma directa, de su roca madre inicial. Consideramos más viable que esta potente formación clástica proceda de una formación continental y/o de plataforma, en la que el cratón africano haya actuado como roca madre, geográficamente adyacente y de forma directa; con lo cual esos sedimentos someros, así formados, presentarán contenidos elevados (?) en granos de cuarzo.

En este sentido WEZEL (1970 a y b) opina que los aportes numídicos que formaron las series del N de Sicilia procedieron de sedimentos cuarzosos, previamente redondeados; que fueron transportados en tierra y aguas someras durante un tiempo largo, antes de su entrada en el miogeosinclinal numídico. Y que la procedencia del cuarzo es claramente africana (WEZEL, 1974 b). Pudieron derivar, pues, de las *Areniscas de Nubia* (WEISSBROD, 1970). Esta formación comprende una secuencia clástica muy potente, que representa un gran intervalo de tiempo geológico (*Precámbrico-Mesozoico*), y se extiende por Oriente Próximo (Egipto, Sinaí, Israel, Jordania y Arabia Saudí).

Recientemente WEISSBROD y NACHMIAS (1986) estudian detalladamente la minerología de esta formación, en la que distinguen ocho zonas en el contenido en minerales pesados. Las Areniscas de Nubia reciben una enorme profusión de denominaciones locales. Esta formación supuso el depósito en la periferia del cratón ígneo africano-arábigo. Y se divide en dos conjuntos, separados por una discordancia subcámbrica, que también afectó al basamento ígneo.

El conjunto inferior (Precámbrico) es inmaduro (arcosas y conglomerados) e isócrono con el vulcanismo de una cadena, que se interpreta adyacente a la cuenca. Su potente serie (alrededor o superior a 2.000 m.) se sitúa en el subsuelo de Israel y en algunas cuencas relictas (400 m. de espesor).

El término superior, suprayacente a la discordancia y al basamento (*Paleozoico-Mesozoico*), aflora con mayor continuidad. Comprende sedimentos de plataforma con mayor frecuencia de cambios verticales de facies, que laterales. Y presenta una disminución ascendente de la madurez mineralógica de sus sedimentos. Su serie estratigráfica representa varios ciclos de erosión-depósito, que vienen controlados por movimientos epirogénicos. Las discontinuidades más comunes son paraconformidades.

Interesa, para los fines del presente estudio, la cita textual de algunas conclusiones del trabajo de los autores referidos últimamente:

a) Las arcosas precámbricas proceden de la meteorización de rocas metamórficas y sufrieron un transporte y enterramiento rápidos.

b) Las subarcosas (*Paleozoico inferior*) fueron aportadas por rocas ígneas, posiblemente ácidas, que sufrieron meteorización y retrabajo en un área de relieve moderado y sometido a movimientos epirogénicos.

c) Las cuarzarenitas (*Paleozoico superior-Mesozoico*) derivaron de areniscas preexistentes, a través de un reciclaje prolongado, bajo condiciones epirogénicas y aportes ocasionales de afloramientos metamórficos.

Por otro lado, las *Areniscas de Yesomma* (*Cretácico superior-Paleoceno* —GUERRERA y PUGLISI, 1983—) afloran en el NE africano y Asia Menor (Etiopía, Somalia, Libia, Egipto, Suez, Sudán). Son cuarzarenitas potentes y groseras de colores variados, entre las que se intercalan margas, conglomerados, calizas y rocas volcánicas. El espesor total se acerca a los 2.000 m. y experimentan variaciones laterales de potencia y de sus intercalaciones litológicas. Estas formaciones registran depósitos continentales y de transición; donde los clastos proceden de las rocas cristalinas del escudo precámbrico africano, de la península arábiga y, también, de los granitos/migmatitas de Somalia. La llegada del aporte, en los diferentes afloramientos esparcidos geográficamente, se relaciona a movimientos epirogénicos; siendo la regresión paleocena responsable de la extensión lateral de esta formación.

Cualquiera de estas dos formaciones, llámese *Areniscas de Nubia* o *Areniscas de Yesomma* (con independencia de que se pueda ver en ellas una formación única, con variaciones laterales de facies, espesores, sustrato y edad geológica) puede constituir el área fuente y roca madre de los aportes numídicos, en general, o de las *Areniscas del Aljibe*, en particular.

Las direcciones de aporte de las *Areniscas del Aljibe* tienen una componente mayoritaria, que procede del S y del S.O. y S.E.; en la unidad de Boloña estos aportes numídicos vienen del S y N, mientras que las areniscas tipo Algeciras lo hacen desde el Oeste (PENDÓN, 1978).

Las calizas

Bajo este epígrafe se designa el conjunto de series estratigráficas basales a las areniscas. Como, desde un punto de vista litológico, se puede considerar alternancias lutítico-calcáreas, con calizas a veces muy detríticas, por supuesto; resulta patente que su contenido mineralógico no sea representativo. Hay granos de cuarzo, tamaño limo o algo mayor otras veces, incluidos en una matriz micrítica o esparítica. Por esta razón se realiza aquí el estudio de la procedencia de sus extraclastos por la vía de sus «contenidos fosilífero y petrológico peculiares», enunciada más arriba.

La mayoría de restos fosilíferos contenidos en las formaciones basales, organismos bentónicos redepositados, están en relación con el desmantelamiento, o redepósito, de una plataforma carbonatada adyacente. Estas facies calcáreas neríticas habrían de poseer niveles con sílex, *Microcodium*, *Inoceramus*, y el resto de grupos fosilíferos referido en páginas anteriores. Si no exactamente coetáneas a las formaciones basales, que nos ocupan, si al menos ligeramente anteriores pero conservadas aún en estado de sedimento inconsolidado.

Desde un cierto punto de vista se puede argumentar que la procedencia de estos clastos esté ubicada en las zonas internas de la Cordillera. Afloran series margo-calcáreas con organismos bentónicos, *Microcodium*, sílex... en la Cadena calcárea (por ejemplo, DIDON *et al.*, 1973; DURAND-DELGA, 1977 —comunic. personal—). La existencia de una cadena calcárea perimediterránea avala la existencia de un primitivo bloque siálico único (WEZEL, 1974 c).

Se puede afirmar en otros términos, por lo tanto, que la procedencia clásica de las formaciones basales a las areniscas, y sus coetáneas, es interna. Las recurrencias litológicas de muchas de estas formaciones plantean la posibilidad de existencia de varios tipos de aporte.

Evolución tectónica

Es un hecho sobradamente conocido que, durante la historia geológica de los diferentes elementos de la Cordillera (FONTBOTÉ, 1971) las zonas internas se han trasladado en sentido occidental; sufriendo esfuerzos compresivos longitudinales E-O ó N.E.-S.O. y desarrollándose corrimientos longitudinales dextros, a lo largo del contacto entre zonas internas y zonas externas (DIDON, 1973).

Esto concuerda con el mecanismo introducido por ANDRIEUX *et al.* (1971), en el que suponen una subplaca de Alborán en el límite de las placas europeas y africana (Fig. 8-C). Muchas matizaciones se han propuesto a este modelo (por ej. TRÜMPY, 1976). Pero, de cualquier forma, esta traslación hacia occidente siempre es admitida. Por ello las distintas hipótesis sobre la ubicación tectónica inicial de estas unidades alóctonas (ultra, citra) podrían resultar, a veces, algo confusas.

En relación con un modelo de Tectónica Global, el diacronismo de las unidades *flysch* en la cadena Béticas-Mogreb parece responder a la colisión de los márgenes de las placas y sus deformaciones tectogenéticas derivadas (WEZEL, 1974 a); porque la colisión entre placas es diacrónica (WEZEL, 1975).

Este emplazamiento de la cordillera origina los caracteres distintivos de los dos dominios tectónicos en las unidades del Campo de Gibraltar, referido en páginas precedentes. El más occidental (Aljibe) muestra vergencia de sus pliegues y estructuras hacia el O. y N.O. Mientras que el dominio inferior (mauritanico), más interno, desarrolla escamas y pliegues invertidos, que son vergentes al E. y S.E.

Así las cosas, se ha supuesto que el numídico se situase en el margen de la placa europea (WEZEL y RYAN, 1971). No obstante, el diacronismo de los *flysch* oligo-miocénicos de la cadena mogrebida, se ha calificado al numídico externo de preorogénico y al interno de postorogénico (WEZEL, 1973 a).

Modelo paleogeográfico

Si la unidad del Aljibe no cabalga claramente a la unidad de Algeciras, sino que ambos conjuntos más que superponerse lo que hacen es enfrentarse; parece, pues, lógico atribuirle a la unidad del Aljibe una situación inicial más occidental, externa por lo tanto, que las unidades mauritanicas.

El aporte sedimentario tipo Aljibe fue similar, por no decir idéntico, al que alimentó las diferentes cuencas numídicas del Mogreb, con una longitud del orden de 2.000 km. La fase tectónica sávida (*Oligoceno-Aquitaniense*) pudo ser la desencadenante de sus flujos alimentadores muy densos, que partieron de un área fuente en posición mucho más oriental (Arenas de Nubia y/o de Yesomma), que ya había sido afectada por movimientos tectónicos desde antiguo. Y sin descartar que este redepósito se realizase sobre zonas previamente estructuradas.

Contemporáneamente las formaciones turbidíticas, que estaban originándose en la zona mauritánica, recibían su aporte como producto de la erosión de las zonas internas; en consecuencia éste era más inmaduro. Los clastos integrantes de las unidades mauritanicas argelinas pudieron proceder de los macizos cabílicos (RAOULT *et al.*, 1982).

En la Fig. 8 —A y B— se indica el posible esquema paleogeográfico que pudo existir en el Mediterráneo occidental durante el Oligoceno-Aquitaniense; con especial referencia a las Cordilleras béticas. Esta figura representa la paleogeografía durante el depósito de las areniscas; siendo la relación de las distintas unidades, en términos sedimentológicos de proximalidad decreciente, como sigue:

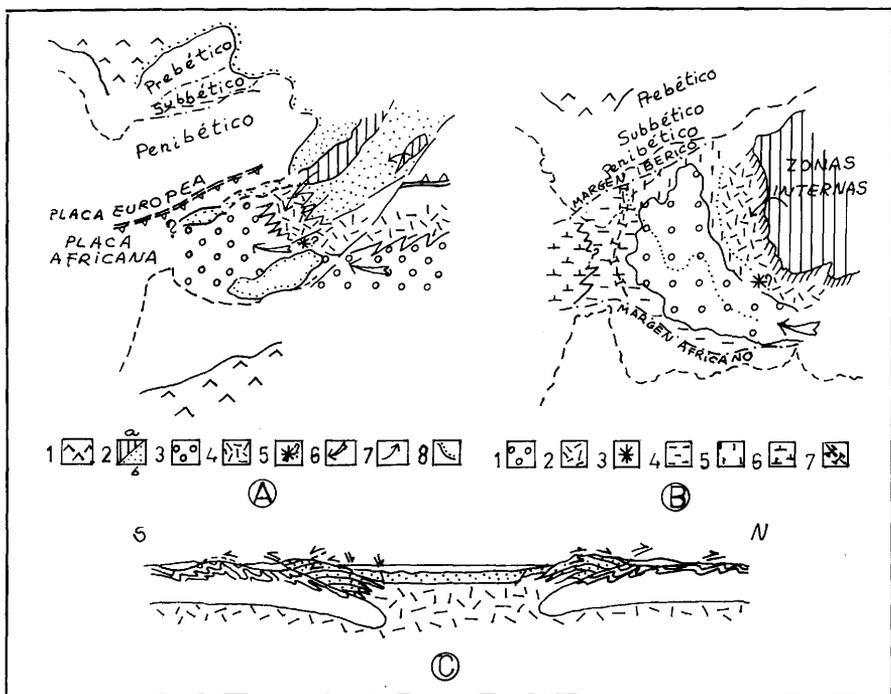


Figura 8.—Paleogeografía del Arco de Gibraltar.

A.—Durante el Aquitaniense: 1) Zócalo cristalino. 2) Zonas internas [a) en afloramiento —incluye la cadena calcárea—, b) en sedimentación]. 3) Sedimentación numídica (Areniscas del Aljibe). 4) Sedimentación mauritánica (Unidad de Algeciras). 5) Series mixtas o merínides. 6) Sentido del aporte numídico. 7) Sentido del aporte mauritánico. 8) Áreas supuestamente emergidas.

(Realizado en base a los datos del presente trabajo, así como a los de LE PICHON *et al.* —1972—, TRÚMPY —1976— y BOURGOIS —1978—).

B.—Sustrato de la cuenca de sedimentación durante el depósito de las areniscas: 1) Numídico. 2) Unidades mauritánicas. 3) Series mixtas. 4) Series arcillosas subnumídicas. 5) Series calcáreo-margosas subnumídicas. 6) Unidad de Almarchal. 7) Depósitos sincronumídicos distales.

Modificado de DIDON y HOYEZ (1978b).

C.—Aloctonía de los mantos *flysch* del Arco de Gibraltar (ANDRIEUX *et al.* 1971).

Aljibe-Bolonia-Algeciras

Esta afirmación contrasta con el orden deducido para sus respectivas series basales, que según estos mismos considerandos sería:

Algeciras-Bolonia-Aljibe-Almarchal (?) —según aumenta la distalidad—

Lo que es explicable fácilmente, con sólo tener en cuenta que responden a dos procedencias distintas; una eminentemente calcárea y, la otra, terrígena.

Se supone que las condiciones estructurales de algunos puntos permitiesen la mezcla de aportes numídicos y mauritánicos, desarrollándose así las se-

ries mixtas o merínides (unidad de Bolonia en el Campo de Gibraltar —PENDÓN, 1977—). Estas series parecen ubicarse en partes internas de la cadena mogróbida; ahora bien, en las Cordilleras Béticas, Campo de Gibraltar, esta posición viene enmascarada por los accidentes de desgarre del Estrecho de Gibraltar (Fig. 2).

Este modelo es concordante y/o complementario con el que propone GUERRERA (1981-82). No obstante, pensamos que los aportes que formaron las *Areniscas del Aljibe* no procedieron directamente del cratón africano, por las causas citadas anteriormente. Idea que comparte Martín-Algarra (1987). Asimismo esta aproximación paleogeográfica presenta muchas similitudes con los resultados de DIDON y HOYEZ (1978 b), que reconstruyen la cuenca numídica del Arco de Gibraltar según tres etapas: a) prenumídica, b) sin-numídica y c) posterior de reestructuración.

El hecho de que el cese de la sedimentación numídica sea ligeramente diacrónico en la cadena Béticas-Mogreb-Apeninos (CIARANFI y LOIACONO, 1983) puede ser atribuido a la acción de la fase tectónica styrica (*Langhiense*, 15 millones de años aproximadamente).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Conviene, sin embargo, plantear algunas precisiones al esquema paleogeográfico que se acaba de proponer:

a) Las unidades calificadas de *predorsales* ocuparían, por lo tanto, una zona paleogeográfica intermedia entre la mauritánica y la correspondiente a la Cadena calcárea; no obstante, esta afirmación puede encerrar un significado solamente cartográfico, de posición actual de sus afloramientos.

En efecto, sus formaciones turbidíticas constituyentes parecen indicar un dominio mauritánico, idéntico al de las otras unidades; por ejemplo, unidad de Argüelles con respecto a la unidad de Algeciras (PENDÓN, 1983). El hecho de existir escamas con formaciones mesozoicas (unidad de Camarote, por ejemplo) atestigua que, éstas, pueden ser posiblemente retazos de la plataforma de la cadena calcárea adyacente.

Consecuentemente el significado de la zona predorsal (DIDON *et al.* 1973) quizás sea, sencillamente, el resultado del emplazamiento de los diferentes elementos de la Cordillera (zonas internas, zonas externas y unidades *flysch*); que pudo oscurecer relativamente las atribuciones de las distintas unidades a su respectivo dominio paleogeográfico.

2) El emplazamiento de la Cordillera, que se tradujo en el acercamiento de sus zonas internas, zonas externas y unidades *flyschs*, hubo de producir una serie de fenómenos un tanto distintos, pero con origen similar.

Por ejemplo, al enfrentarse los dominios del Aljibe y Algeciras, pudieron desarrollarse retrocabalgamientos y/o descuelgues del elemento tectónico superior. En este sentido, consideramos producidos así algunos elementos del Aljibe, que parecen sumidos en las características tectónicas del dominio inferior; éste es el caso de las sierras numídicas del N de La Línea (Carbonera-Almenara-Arca) y, puede que también lo sea el testimonio de la escama del Cerro de la Novia, en Punta Chullera. Aunque no se descarta que su posición paleogeográfica fuese algo distinta, como lo atestiguan las variaciones litológicas de la serie basal a las areniscas. Un hecho similar, pero de escala menor, es el desarrollado en un bloque de Areniscas del Aljibe en el puerto del Bujeo, al S de Algeciras.

A este mismo origen se refiere la presencia de bloques mesozoicos, diseminados a lo largo del contacto de los dominios tectónicos superior e inferior, en el sector Algeciras-Tarifa.

También es éste el caso de muchos afloramientos de *Arcillas con bloques o Neonumídico* (BOURGOIS, 1978). Con independencia de la realidad de este mecanismo, hay que decir que en muchos otros puntos responden al resultado del emplazamiento tectónico (MARTÍN-ALGARRA, 1987). Realizamos esta afirmación sin descartar totalmente la primera posibilidad. En efecto este mecanismo de olistolitos ha sido reconocido en la cordillera mogróbida (por ejemplo, Rif oriental; Leblanc y FEINBERG, 1982). Estos autores suponen una profundización previa del surco numídico para explicar, mediante deslizamientos, la presencia de margas con bloques intercaladas en las series basales subnumídicas.

Sin embargo, ha sido considerado depósito contemporáneo del numídico (síncro en lugar de neonumídico, por lo tanto) por Feinberg y Olivier (1983), en la zona predorsal bético-rifeña. Esta interpretación conlleva la idea de cercanía entre zonas internas y extremidad distal de la cuenca numídica, durante el inicio del *Mioceno*.

3) *Hispanización de los flyschs*

Considerar que estas unidades fuesen ultrabéticas, en posición inicial rifeña y que, sobre todo, la unidad del Aljibe ha sido «expulsada» por encima de las zonas internas (BOURGOIS, 1978) nos parece, en cierto modo, artificioso.

Si se ha indicado que las *Areniscas del Aljibe* se desarrollaron en la parte más occidental de la cuenca, es fácil suponer que el acercamiento de las zonas internas ha podido subdividir este dominio dejando su parte meridional incluida en la estructura rifeña y su sector N como perteneciente a las cordilleras béticas (Unidad del Aljibe). Hay testimonios de rocas numídicas más hacia occidente, en el fondo actual del océano Atlántico (por ej. DIDON, 1981 b).

4) La tectónica que ha efectuado a esta región se considera de naturaleza polifásica, como ha opinado la mayoría de autores precedentes.

El conjunto de mantos inicia su desplazamiento a finales del *Mioceno* inferior; mediante mecanismos gravitacionales, al menos en sus estadios finales. Se han descrito algunos testimonios de estructuración de las zonas internas de la Cordillera durante el *Aquitaniense* terminal (MARTÍN-ALGARRA y ESTÉVEZ, 1984).

Durante el *Mioceno* medio-superior se desarrolla una dinámica compresiva (escamas, fallas de desgarre), que deforma el edificio tectónico inicial. Recientemente (*Plio-Cuaternario*) se han producido retoques en los contactos de las unidades y deformación de pliegues de gran radio.

Las observaciones de los afloramientos atestiguan que el papel de la tectónica distensiva ha sido exiguo, por no decir ausente.

5) Quedan muchos problemas planteados, aún pendientes de resolución. Sin ánimo de realizar un inventario monótono, cabría citar:

a) El establecimiento de las secuencias deposicionales en cada una de las unidades. Lo que conlleva la exacta delimitación de sus sistemas turbidíticos y estadios de crecimiento respectivos, paraciclos y ciclos de facies, en relación a las oscilaciones relativas del nivel del mar.

b) La dinámica acaecida en esta cuenca durante el *Cretácico* inferior.

c) Un estudio más detallado de las *Areniscas del Aljibe*, con objeto de delimitar sus variaciones de litofacies. Para relacionar, posteriormente, estos dominios litológicos y las características paleogeográficas y paleotectónicas de la cuenca sedimentarias.

d) Un análisis en profundidad de las series basales permitirá, también, clarificar las correlaciones de facies de formaciones tan similares.

AGRADECIMIENTOS

Las valiosas sugerencias del Prof. J. A. Vera (Universidad de Granada) realizadas sobre el manuscrito, han servido para orientar los datos que se interpretan en este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1971).—Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 191-198.
- BAENA, J. y JEREZ, L. (1982).—Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.str.). *Colección-Informe, IGME* 256 p.
- BIZÓN G. y HOYEZ, B. (1979).—Données stratigraphiques sur les formations sous-numidiennes en Algérie. *C.R. Ac. Sci.*, Paris 289, 655-658.
- BLUMENTHAL, M. (1934).—Remarques sur la stratigraphie des abords du Recoin d'Estepona. *C.R. somm. Soc. Géol. France* 15, 226-228.
- BOUMA, A. H. (1962).—*Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation.* Elsevier Publ. Co. (3), 168 p.
- BOURGOIS, J. (1973).—Présence et définition dans la région de Cañete la Real et de Grazalema d'une formation d'argiles à blocs (provinces de Seville, Cadix et Malaga, Espagne). *C.R. Ac. Sci. Paris (D)* 276, 2939-2942.
- (1978).—*La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar.* Thèse Univ. Besançon, Extrait Ann. Sci. Geol. (3) 30, 445 p.
- CIARANFI, N. y LOIACONO, F. (1983).—Il flysch numidico nel quadro dell'—evoluzione tettonico-sedimentaria inframiocenica dell'Apennino meridionale *St. Geol. Geof. Reg. Pgl. e Lucana* 16, 1-43.
- DELTEIL, J., GIUGE, R. y POLVÈCHE, J. (1975).—Réflexions à propos de l'«unité» de Tanger (Marc). *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 2.
- DIDON, J. (1960).—Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algésiras (Province de Cadix, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France* (7) 2, 352-361.
- (1960/62).—Les unités ultra-bétiques de la zone du flysch gaditan au Nord et Nord-est d'Algésiras (Schéma tectonique et interprétation paléogéographique). *Livre Mém. Prof. Fallot, Soc. Géol. France* 1, 265-272.
- (1966).—Styles tectoniques de l'unité de l'Aljibe au Nord du Détroit de Gibraltar (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Geol. France* (7) 7, 521-526.
- (1967).—L'unité parautochtone d'Almarchal dans la zone du flysch du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). *C.R. somm. Soc. Géol. France* 5, 201-202.
- (1969).—*Etude géologique du Campo de Gibraltar.* Thèse Univ. Paris 539 p., 2 vols.
- (1973).—Accidents transverses et coulissages longitudinaux dextres dans la partie Nord de l'Arc de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France* (7) 15, 121-127.
- (1977).—Rôle des phénomènes de glissement et d'écoulement par gravité dans la mise en place du matériel flysch à la périphérie de l'arc de Gibraltar. Conséquences. *Bull. Soc. Géol. France* (7) 19, 765-771.
- (1981 a).—Essai d'établissement d'une coupe au Détroit. *Symp. Géol. Détroit Gibraltar Liaison Fixe Europe Afrique*, p. 218-224 S.N.E.D.
- (1981 b).—Géologie du secteur de Bolonia. *Symp. Géol. Détroit Gib. Liaison Fixe Europe Afrique*, S.N.E.D., Tanger-Algésiras, p. 247-252.

- DIDON, J. y HOYEZ, B. (1978 a).—Les séries à facies mixte, numidien et grés-micacé, dans le Rif occidental (Maroc). *C.R. somm. Soc. Géol. France* 6, 304-307.
- (1978 b).—Le Numidien dans l'arc bético-rifain: hypothèses sur sa mise en place sédimentaire et tectonique. *Ann. Soc. Géol. Nord* 98, 9-24.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. y KORNPROBST, J. (1973).—Homologies géologiques entre les deux rives du Détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France* (7) 15, 77-105.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; ESTERAS, M.; FEINBERG, H.; MAGNÉ, J. y SUTER, G. (1984).—La formation des Grès numidiens de l'arc de Gibraltar s'intercale stratigraphiquement entre des argiles oligocènes et des marnes burdigaliennes. *C.R. Ac. Sci. Paris* (2) 299, 121-128.
- DURAND-DELGA, M. (1956).—*Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale*. In: Enke —ed— *Geol. Symp. Hans. Stille*, Stuttgart, 304-335.
- (1963).—Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rundschau* 53, 534-535.
- (1967).—*Structure and Geology of the Northeast Atlas Mountains*. In: *Guidebook to the geology and history of Tunisia Petrol. Explor. Soc. Libya*, 9th Ann. Field Conf., p. 59-83.
- (1980).—*La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci*. In: *Livre Jubilaire Soc. Géol. Fr.* 10, 203-224.
- ESTERAS, M. (1982).—Geología de la orilla europea del estrecho de Gibraltar *Coloquio de Madrid, SECEGSA* 1, 305-324.
- FEINBERG, H. y OLIVIER, Ph. (1983).—Datation de termes aquitaniens et burdigaliens dans la zone prédorsalienne bético-rifaine et ses conséquences. *C.R. Ac. Sci. Paris* 296, 473-476.
- FONTBOTE, J. M. (1970).—Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol.* 1, 71-78.
- GAVALA, J. (1916).—Regiones petrolíferas de Andalucía. *Bol. IGME* 51, 3-35.
- (1924).—Mapa geológico de la provincia de Cádiz E. 1:100.000 IGME, Madrid.
- GENTIL, L. (1918).—Sur l'existence de grandes nappes de recouvrement dans la province de Cadix (Espagne méridionale). *C.R. Ac. Sci. Paris* 166, 1003-1005.
- GUIGE, R. (1978).—*La Thermoluminescence naturelle des quartz et son analyse statistique appliquée à l'étude de formations détritiques de la chaîne alpine du Maghreb occidental: le problème du Numidien. Conséquences paléogéographiques*. Thèse Univ. Nice, 177 p.
- GUERRERA, F. (1981/82).—Successions turbiditiques dans les flyschs maurétanien et numidien du Rif (Maroc). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 23, 85-96.
- GUERRERA, F. y PUGLISI, D. (1983).—Le Arenarie di Yesomma in Somalia: un possibile equivalente meridionale delle più note «Nubian Sandstones» *Rend. Soc. Geol. It.* 6, 43-47.
- GUERRERA, F.; LOIACONO, F. y GRASSO, M. (1986). Dati preliminari sulle successioni oligomioceniche «miste» affioranti lungo la Catena Betica-Maghrebide-Appennino meridionale: una famiglia di flysch con evidenti implicazioni paleogeografiche e paleotettoniche. *Bol. Soc. Geol. It.* 105, 12 p.
- HOYEZ, B. (1974).—Cadre et évolution du bassin numidien sicilien. *C.R. Ac. Sci. Paris* 278, 1007-1010.
- LANCELOT, J. R.; REILLE, J. L.; BROQUET, P. y MATTAUER, M. (1976).—Datation U-Pb des zircons détritiques du flysch numidien d'Espagne et de Sicile. Conséquences paléogéographiques. 4.^a *Reun. Ann. Sci. Terre Paris*, p. 250.
- LANCELOT, J. R., REILLE, J. L. y WEZEL, F. C. (1977).—Etude morphologique et radiochronologique des zircons détritiques des flyschs «numidien» et «grés-micacé». Conséquences paléogéographiques à l'échelle de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France* (7) 19, 773-780.
- LEBLANC, D. y FEINBERG, H. (1982).—Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Numidien du Rif oriental (Maroc). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France* (7) 24, 861-865.

- LE PICHON, X.; PAUTOT, G. y WEILL, J.P. (1972).—Opening of the Alboran Sea. *Nature Phys. Sci.* 236, 83-85.
- LOIACONO, F. (1983).—Nuovi dati sui caratteri deposizionali del flysch di Gorgoglione. Considerazioni sulla paleomorfologia del bacino. *Studi Geol. Geof. Reg. Pugl. e Lucana* 23, 1-37.
- (1981).—Contributo alla ricostruzione paleogeografica del bacino di sedimentazione del flysch di Gorgoglione (Lucania). *Boll. Soc. Geol. It.* 100, 193-211.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987).—Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética. Tesis Doct. Univ. Granada, 1250 p. (Mem. inédita).
- MARTÍN-ALGARRA, A. y ESTÉVEZ A. (1984).—La Brèche de la Nava: dépôt continental synchrone de la structuration pendant le Miocène inférieur des zones internes à l'Ouest des Cordillères bétiques. *C.R. Ac. Sci. Paris* (2) 299, 463-466.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1985).—La estructura de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar. Consecuencias tectónicas y paleogeográficas. *Bol. Geol. Min.* 96, 117-140.
- MATTER, A. y RAMSEYER, K. (1985).—Cathodoluminescence Microscopy as a Tool for Provenance Studies of Sandstones. In G.G. Zuffa —ed— *Provenance of Arenites*, Reidel Publ. Co. p. 191-211.
- MITCHUM, R.M. Jr.; VAIL, P. R. y THOMPSON, S. (1977).—The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In C.E. PAYTON —ed— *Seismic Stratigraphy. Application to Hydrocarbon Exploration* AAPG Mem. 26, 53-62.
- MUTTI, E. (1977).—Distinctive Thin-Bedded Turbidites Facies and Related Depositional Environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology* 24, 107-131.
- (1985).—Turbidite Systems and their Relations to Depositional Systems. In G.G. Zuffa —ed— *Provenance of Arenites*, Reidel Publ. Co. p. 65-93.
- MUTTI, E. y RICCI-LUCCHI, F. (1972).—Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione al análisis di facies. *Mem. Soc. Geol. It.* 11, 161-199.
- (1974).—La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. *Bull. Soc. Geol. France* (7) 16, 577-582.
- (1975).—Turbidites Facies and Facies Associations. In E. Mutti et al. —eds— *Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines*, IX Congr. Int. Sedim., Nice, Guía excursión A-11, 21-36.
- MUTTI, E. y SONNINO, M. (1981).—Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. 2nd Europ. Reg. Meet., Bolonia, 120-123.
- OLORIZ F. y FERNÁNDEZ-LLEBREZ, C.J. (1979).—El Kimmeridgense y Tithónico en el arroyo de los Molinos. Un avance al conocimiento del Jurásico superior en el Campo de Gibraltar (Provincia de Cádiz, España meridional). *II Coloq. Estrat. Paleog. Jurásico Esp.*, Granada, *Cuad. Geol.* 10, 295-298.
- PENDÓN, J. G. (1977).—Comunicación entre la cuenca de las unidades del Campo de Gibraltar y la Cuenca Numídica: las turbiditas oligocénicas de la Serie de Bolonia. *VIII Congr. Nac. Sedim.*, Oviedo-León, *Resum. Com.* 2 p.
- (1978).—Sedimentación turbidítica en las unidades del Campo de Gibraltar. *Tesis Doct. Univ. Granada*, 260 p.
- (1983).—Sedimentology of Argüelles unit, Predorsalian Flysch, Campo de Gibraltar Complex, Southern Spain. *4th. Europ. Reg. Meet. IAS, Split, Abstracts* p. 140-141.
- PENDÓN, J. G. y POLO, M.^a D. (1975).—Estudio mineralógico de las areniscas de la serie de Punta Carnero (Unidad de Algeciras) y de las Areniscas del Aljibe (Unidad del Aljibe). Campo de Gibraltar. *Acta Geol. Hisp.* 10, 146-149.
- PENDÓN, J. G. y VERA, J. A. (1975).—Turbiditas del Campo de Gibraltar. Facies y asociaciones de facies. *Cuad. Geol.* 6, 143-164.
- RAOULT, J. F.; RENARD, M. y MELIERES, F. (1982).—Le flysch maurétanien de Guerrouch: cadre structural, données sédimentologiques et géochimiques (Petite Kabylie, Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7) 24, 611-626.

- REILLE, J. L. (1976).—Caractères des populations des zircons des grès numidiens d'Andalousie et de Sicile. Consequences géologiques. *Géodynam. Méditerran. Occid. et ses abords*, INAG, Montpellier.
- SECEGSA (1981).—*Geología del Estrecho de Gibraltar* (varios autores) 69 p.
- TRUMPY, R. (1976).—Du Pèlerin aux Pyrénées. *Ecl. Geol. Helv.* 69, 249-264.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. y THOMPSON, S. (1977).—Relative changes of Sea Level from Coastal Onlap. In C.E. Payton —ed— *Seismic Stratigraphy Application to Hydrocarbon Exploration*. *AAPG Mem.* 26, 63-81.
- WEISSBROD, T. (1970).—«Nubian Sandstone»: Discussion. *Bull AAPG*, 54, 526-529.
- WEISSBROD, T. y MACHMIAS, J. (1986).—Stratigraphic significance of heavy minerals in the Late Precambrian-Mesozoic clastic sequence («Nubian Sandstone») in the Near East. *Sedim. Geol.* 47, 263-291.
- WEZEL, F. C. (1970 a).—Numidian Flysch: An Oligocene-Early Miocene Continental Rise Deposit off the African Platform. *Nature* 228, 275-276.
- (1970 b).—Prossimalità, distalità e analisi dei bacini dei flyschs: un punto di vista attualistico. *Mem. Soc. Natur.*, Napoli 78, 481-488.
- (1973).—Diacronismo degli eventi geologici oligo-miocenini nelle Maghrebidi. *Riv. Min. Sic.* 142-144, 219-232.
- (1974 a).—«Diachronisme» des dépôts et des phases orogéniques. 2.ª Réunion. *Ann. Sci. Terre*, Nancy, 1 p.
- (1974 b).—Flysch successions and the tectonic evolution of Sicily during the Oligocene and Early Miocene. In C. Squyres —ed— *Geology of Italy, Petr. Expl. Soc. Libia*, 1-23.
- (1974 c).—La microzolla dei massici interni tra Europa e Africa durante el Terziario. *Riassunto. Paleogeogr. Terz. sardo nell'ambito del Mediterr. occide.*, 353-354.
- (1975).—Diachronism of depositional and diastrophic events. *Nature* 253, 255-257.
- WEZEL, F. C. y RYAN, W. B. F. (1971).—Flysch, margini continentali e zolle litosferiche. *Bol. Soc. Geol. It.* 90, 249-270.