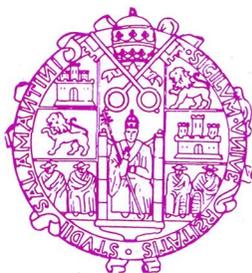


STVDIA  
GEOLOGICA  
SALMANTICENSIA

XXI



EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1985

# **STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA**

*Director:* Prof. Dr. Luis Carlos García de Figuerola.  
Prof. Dr. D. Antonio Arribas Moreno.

*Secretario:* Prof. Dr. D. Emiliano Jiménez Fuentes.

*Consejeros:* Directores de los Departamentos de la Sección  
de Ciencias Geológicas.  
Universidad de Salamanca.

Toda clase de correspondencia científica debe dirigirse a:

## **Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA**

SECCION DE CIENCIAS GEOLOGICAS

Facultad de Ciencias

Apartado 207

**SALAMANCA (ESPAÑA)**

Correspondence concerning scientific and editorial matters should be adressed to:

## **Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA**

SECCION DE CIENCIAS GEOLOGICAS

Facultad de Ciencias

Apartado 207

**SALAMANCA (ESPAÑA)**

SUSCRIPCIONES E INTERCAMBIO:

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES DE LA UNIVERSIDAD

Apartado 325

**SALAMANCA (ESPAÑA)**





STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA  
XXI



STVDIA  
GEOLOGICA  
SALMANTICENSIA

XXI



EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1985

*EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA  
STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA*

© EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA  
Apartado de Correos 325  
Salamanca (España)

ISSN: 0211-8327  
Depósito Legal: S. 355-1981

Fotocomposición, impresión y encuadernación:  
Gráficas VARONA  
Rúa Mayor, 44. Teléf. (923) 25 33 88  
37008 Salamanca, 1985

# ESTUDIO DE LOS FORAMINIFEROS PLANCTONICOS, BIOESTRATIGRAFIA Y CRONOESTRATIGRAFIA DEL MIO-PLIOCENO DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (S.O. DE ESPAÑA) \*\*

F. J. SIERRO \*

**RESUMEN.**— En el presente trabajo se describen las asociaciones de Foraminíferos planctónicos observadas en varias secciones levantadas en el borde occidental de la cuenca del Guadalquivir, proponiéndose una escala bioestratigráfica en la que se definen cuatro biozonas: Biozona de *Turborotalia humerosa*, Biozona de *Globorotalia miotumida*, Biozona de *Globorotalia margaritae* s.s. y Biozona de *Globorotalia puncticulata*. Estas 4 biozonas comprenden un intervalo desde el Tortonense superior hasta el Plioceno inferior.

Se establece además una correlación con otras áreas, tanto del dominio Atlántico como Mediterráneo y se analizan las implicaciones paleoclimáticas.

**SUMMARY:** In the present work a description is made of the planktonic Foraminifera assemblages observed in the sections studied on the West edge of the Guadalquivir basin. A biostratigraphic scale is proposed in which four biozones are defined: the *Turborotalia humerosa* Biozone, the *Globorotalia miotumida* Biozone, the *Globorotalia margaritae* Biozone and the *Globorotalia puncticulata* Biozone. These range from the Upper Tortonian to the Lower Pliocene.

A correlation is established with other areas both of the Atlantic and Mediterranean domains and the paleoclimatic implications are discussed.

**Palabras clave:** Foraminíferos, planctónicos, Bioestratigrafía, paleoecología, Neógeno, Cuenca del Guadalquivir, Atlántico.

**Key words:** Planktonic, Foraminifera, Biostratigraphy, Paleocology, Neogen, Guadalquivir basin, Atlantic.

\* Departamento de Paleontología. Universidad de Salamanca.

\*\* Este trabajo se ha beneficiado de las Ayudas concedidas por el M.E.C. para la Formación de personal investigador.

## 1. INTRODUCCION

El estudio del Neógeno de la Depresión del Guadalquivir ha sido abordado por numerosos autores, tanto desde el punto de vista estratigráfico como micropaleontológico. Estos estudios son especialmente abundantes en la provincia de Sevilla (área de Carmona), a raíz de la proposición del nuevo estratotipo Andaluciense para el Mioceno Superior, hecha por PERCONIG en 1966, estratotipo que pretendía sustituir al Messiniense italiano.

Los estudios micropaleontológicos llevados a cabo en este área han sido muy abundantes desde entonces; estudios que salían en defensa de uno u otro estratotipo, y que, en definitiva, han servido para establecer una correlación, en base a la microfauna, con otras áreas del Atlántico o del Mediterráneo.

La Depresión del Guadalquivir en el S. de España y la Cuenca Sur-Rifeña en el Norte de Marruecos han sido reconocidas, desde antiguo, como los posibles corredores que comunicaron los dominios Atlántico y Mediterráneo durante el Mioceno superior.

En los países de la zona Mediterránea, por su larga tradición histórica en el estudio de la Geología, es donde se encuentran la mayoría de las secciones tipo del Neógeno, por lo que alcanza una importancia de primer orden en las correlaciones mundiales, si bien en los últimos años, algunos investigadores han cuestionado la validez de dichos estratotipos, señalando el carácter discontinuo de la mayoría de las series y la escasez en el contenido micropaleontológico (la mayoría fueron definidas en base a la macrofauna).

Al final del Mioceno tiene lugar en el Mediterráneo una serie de acontecimientos tanto geológicos como paleontológicos, que han sido objeto de numerosos trabajos y proyectos de investigación hasta la actualidad. En el campo de la Micropaleontología, varios autores han puesto de manifiesto cambios microfau-nísticos importantes durante este período. En este sentido, nos planteamos la siguiente pregunta: ¿dichos cambios son exclusivos del dominio Mediterráneo o, por el contrario, reflejan lo que sucedía en el Atlántico?.

La región estudiada, que comprende el Neógeno superior de la provincia de Huelva y parte de Sevilla, constituye una zona idónea, dada su proximidad al Atlántico, para conocer esta sucesión de acontecimientos y para establecer las correlaciones entre ambos dominios.

## 2. SINTESIS GEOLOGICA DE LA REGION ESTUDIADA

La sedimentación neógena en la región constituye un ciclo completo que comienza con niveles detríticos, transgresivos sobre el zócalo de la Meseta que he-



Figura 1. Localización del área estudiada.

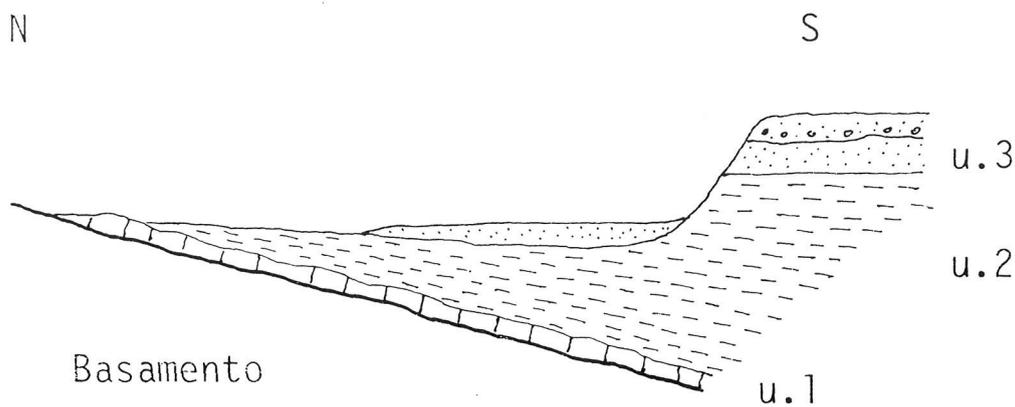


Figura 3. Disposición de las diferentes unidades en la cuenca.

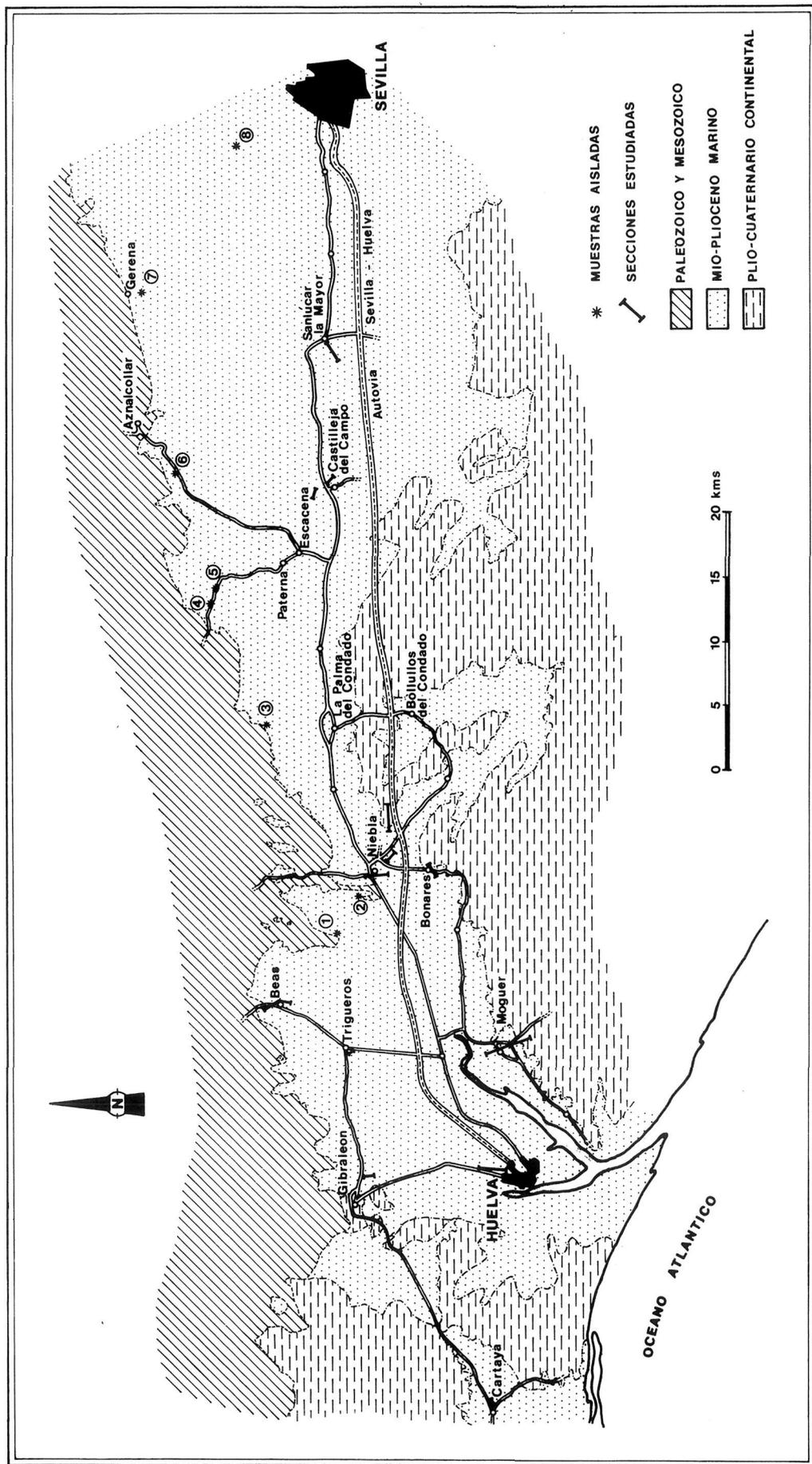


Figura 2. Localización de las secciones estudiadas.

mos descrito como unidad 1. La unidad 2 está constituida por potentes series arcillosas, que afloran en gran parte de la cuenca. Termina la sedimentación marina con una fase regresiva formada por arenas de grano fino que hemos denominado unidad 3.

La unidad 1 está constituida por un conglomerado de base, de aproximadamente 1 m. de potencia, directamente en contacto con el basamento y formado por grandes bloques de hasta 1 m. de diámetro. Sobre este conglomerado se apoyan depósitos calcareníticos de color amarillento con abundante fauna de Pectínidos, Ostreidos, Equinodermos y flora de Algas. Termina la unidad 1 con una capa de arenas muy glauconíticas de 2 a 4 mts. de potencia, que puede ser utilizada como nivel guía en la región. La unidad 1 aflora únicamente en el borde norte de la cuenca puesto que hacia el S. se hunde rápidamente por debajo de la unidad 2.

La unidad 2 presenta una litología muy monótona, constituida por arcillas que difieren únicamente en el color o en el mayor o menor contenido en limo. Aumenta fuertemente de potencia hacia el sur, de tal modo que en pocos kms. se alcanzan más de 1.000 mts. de espesor según sondeos realizados para la prospección de hidrocarburos. En superficie aflora formando extensas llanuras en las que son muy escasos los buenos afloramientos, encontrándose en algunas áreas recubrimientos cuaternarios del río Tinto y sus afluentes. Por este motivo se han estudiado secciones parciales que podemos agrupar en dos grandes bloques; las que se localizan en el sector norte de la cuenca, donde se recoge la parte inferior de la unidad 2 y las localizadas en el sector sur donde se recoge la parte superior de dicha unidad y la unidad 3. El paso de la unidad 2 a la unidad 3 viene marcado en gran parte de la región por una capa de limos o arenas glauconíticas, similar a la encontrada entre la unidad 1 y la unidad 2. La unidad 3 está constituida por arenas de grano fino, limosas, de color amarillento, con abundantes niveles de macrofauna. Esta unidad varía de potencia entre 10 y 40 mts.

Por encima de la unidad 3 aparecen depósitos de carácter continental, si bien en algunos puntos se observan niveles marinos intercalados entre ellos.

### 3. ESTUDIO DE LAS DIFERENTES SECCIONES

En este capítulo iremos describiendo cada una de las secciones estudiadas, señalando las asociaciones que presentan en relación con los Foraminíferos planctónicos y los cambios más importantes en estas asociaciones. Cada sección va acompañada de un diagrama en el que se expresa la abundancia relativa de las diferentes especies a través de la columna. Al mismo tiempo se aportan algunos datos

en cuanto al contenido en carbonato, contenido en limo mas arcilla, abundancia en n.º de individuos, variaciones en el sentido de enrollamiento del grupo de *T. acostaensis*, etc.

Es importante señalar que todos los diagramas de abundancia relativa, si no se expresa lo contrario, han sido calculados, teniendo en cuenta la fracción de 149-500 micras.

La localización de las diferentes secciones aparece en la Fig. 2.

### 3.1. Sección de Gibraleón

Esta sección se ha levantado en una cantera de arcillas situada en la carretera local de Trigueros a Gibraleón, aproximadamente a 0.5 Kms. de esta última localidad.

En dicha sección, aunque en la actualidad no afloran los niveles basales calcareníticos, éstos aparecieron inmediatamente debajo de las arcillas durante las operaciones de explotación de la cantera. En este sector el tramo calcarenítico es bastante arenoso, y puede observarse en superficie a pocos metros de aquí hacia el norte.

En la cantera se encuentran representados unos 17 mts. de serie que comienza con un nivel de arenas muy glauconíticas, que alcanza un metro de potencia, y cuya base no es visible. Estas arenas están muy poco cementadas, presentan un contenido en limo + arcilla que no pasa del 35% y una baja proporción en carbonato (3%). En la fracción arena, los granos de glauconita suponen un porcentaje alto, aunque los terrígenos predominan siempre sobre estos, al menos en la fracción de 62-149 micras.

El contacto entre el nivel de arenas glauconíticas y las arcillas superiores queda oculto bajo unos derrubios.

El tramo arcilloso muestreado en esta sección alcanza unos 15 mts., presentando en toda su potencia una litología tan monótona, que resulta difícil encontrar superficies de estratificación. En todo el paquete hemos diferenciado únicamente 3 pequeños niveles intercalados de unos 20 cms. de espesor, que se diferencian porque presentan una tonalidad ligeramente más oscura que el resto, si bien la litología es muy similar. Hacia el techo aparece también un nivel de unos 30 cms. con un mayor porcentaje de arenas y rico en glauconita, en el que se pueden diferenciar huellas de bioturbación.

Estas arcillas son de color gris amarillento y presentan una proporción de carbonato que varía entre el 10 y el 30%, mientras que el porcentaje de arena oscila alrededor del 5%, excepto en el nivel GB.13, donde se alcanza un 25%.

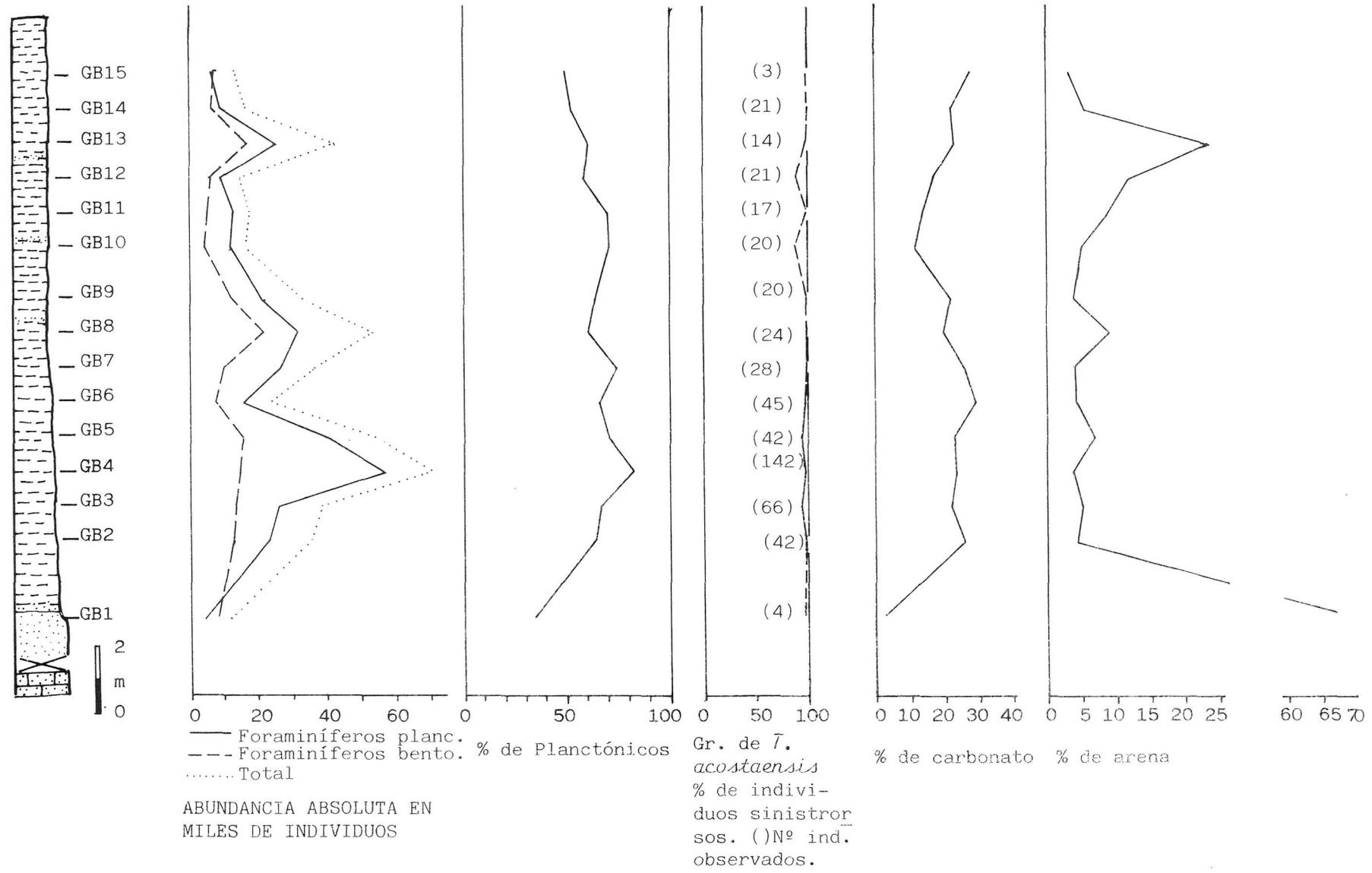


Figura 4. Sección de Gibraltar.

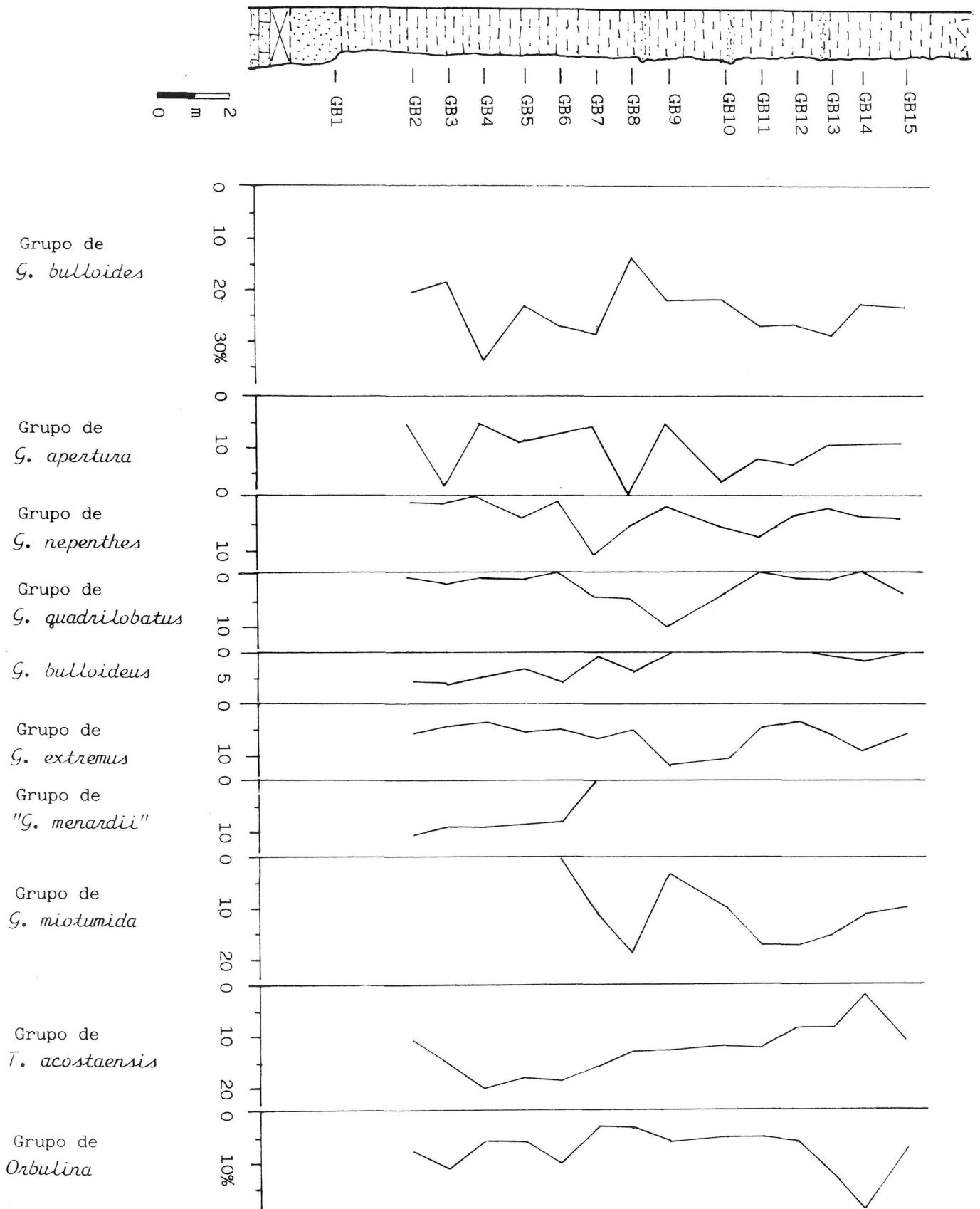


Figura 5. Sección de Gibralfaro. Abundancia relativa de las diferentes especies de Foraminíferos planctónicos.

## Comentario sobre la microfauna

Si observamos la Fig. 4 se aprecia la buena correlación existente entre el número de individuos de Foraminíferos planctónicos y el de bentónicos, que se manifiesta por el gran paralelismo de ambas curvas. Si prescindimos de la muestra de arenas glauconíticas, se observa una tendencia a la disminución en el número de individuos hacia el techo, más acusada en los Foraminíferos planctónicos que en los bentónicos.

Se observa también cierta correlación, si prescindimos de nuevo del nivel GB.1, entre la abundancia, tanto de Foraminíferos planctónicos como de bentónicos y la proporción de arena en las diferentes muestras, lo cual es explicable puesto que una gran parte de los granos que constituyen la fracción arena corresponden a restos orgánicos. En las arenas glauconíticas, sin embargo, la correlación es anómala, puesto que, en ella, los terrígenos y los granos de glauconita son muy abundantes, mientras que la fracción orgánica es escasa.

El porcentaje de Foraminíferos planctónicos en el nivel basal de arenas glauconíticas (35%) resulta bastante alto, si se compara con el obtenido en los niveles similares del techo de la unidad 2, donde no se supera el 1 ó 2%, lo que parece indicarnos que los niveles inferiores se depositaron a una mayor profundidad que los superiores.

En las arenas glauconíticas, la escasez en Foraminíferos planctónicos no nos ha permitido llevar a cabo análisis cuantitativos, si bien la asociación encontrada es similar a la que aparece en los niveles superiores. Podemos resaltar por su importancia bioestratigráfica la presencia de *Globigerinoides extremus* y *Turborotalia humerosa* desde la base de la columna.

En el tramo arcilloso, que presenta como acabamos de ver una monotonía litológica muy acusada, se observan cambios microfaunísticos muy marcados, especialmente entre los niveles GB.6 y GB.7. Este cambio se pone de manifiesto por la desaparición masiva de los representantes del grupo de "*Globorotalia menardii*" y una rápida sustitución por el grupo de *G. miotumida* (Fig. 5). El grupo de "*Globorotalia menardii*", tal y como ha sido entendido en este trabajo, incluye a *G. merotumida*, *G. plesiotumida* y *G. cultrata* s.l., especies todas ellas características de la zona tropical y subtropical. Concretamente la última de ellas se encuentra en la actualidad únicamente en la zona tropical.

Estas tres especies que son relativamente abundantes en los niveles inferiores, alcanzando en conjunto porcentajes superiores al 10%, desaparecen totalmente en la muestra GB.7, donde aparece súbitamente *G. miotumida*, especie que no se encuentra en los niveles inferiores y que, sin embargo, es una de las especies más abundantes a partir de esta muestra, alcanzando hasta un 20% del total.

Acompañando a este cambio específico en el grupo de las Globorotalias carenadas se produce un cambio en el sentido de enrollamiento, puesto que si el primer grupo es preferentemente dextrorso el segundo lo es sinistrorso.

Esta misma sustitución se ha encontrado en otras áreas tanto del Atlántico como del Mediterráneo, como veremos más adelante en otro capítulo, por lo que dicho reemplazamiento se ha utilizado en este trabajo para definir un horizonte bioestratigráfico, horizonte que, por otra parte, presenta también cambios importantes en la asociación de Nanoplancton calcáreo (FLORES, comunicación personal). Sin embargo no se observa ningún cambio litológico significativo ni en el contenido en carbonato, ni en la proporción de arena (Fig. 4).

Del mismo modo que ocurre con las Globorotalias carenadas podíamos esperar fuertes variaciones en el resto de los grupos, sin embargo estas no son tan manifiestas. Veamos, no obstante, algunos cambios que pueden ser significativos.

El grupo de *Globorotalia scitula*, dominado en los niveles inferiores por *Globorotalia ventriosa*, hacia arriba lo es casi completamente por *G. scitula*. En el área estudiada, este grupo presenta algunas variaciones, cuyo estudio puede ser interesante. Nos referimos concretamente a cambios en cuanto al dominio de una u otra especie dentro del grupo, puesto que si en las secciones de Beas y Gibraltor *G. scitula* y *G. ventriosa* son las especies predominantes, no ocurre lo mismo en Paterna (muestra PT-BR.2) donde *Globorotalia suterae* domina totalmente la asociación. Al mismo tiempo existen cambios en el sentido de enrollamiento que hasta el momento no hemos podido poner de manifiesto debido a la escasez del grupo. No obstante *G. suterae* presenta siempre un enrollamiento sinistrorso.

*Globigerinoides bulloideus* parece sufrir también una importante reducción a partir del nivel GB.7, aunque continúa estando presente en los niveles superiores.

El grupo de *Globigerina apertura* está constituido casi exclusivamente por esta especie en el tramo inferior, sin embargo a partir de la muestra GB.7 *G. decoraperta* y *G. druryi* alcanzan valores representativos.

El grupo de *Globigerinoides quadrilobatus* en líneas generales está pobremente representado, excepto en la muestra GB.9 donde supone un 10% del total.

En el grupo de *Globigerinoides extremus* esta especie es la más significativa, junto con *Globigerinoides obliquus* que es siempre menos abundante. No obstante los ejemplares de *G. extremus* presentan las cámaras poco comprimidas, si se los compara con los encontrados en niveles superiores, por lo que podemos señalar que el grupo está dominado por las formas intermedias entre una y otra especie. *Globigerinoides elongatus* aparece con ejemplares típicos desde la muestra GB.2 y *Globigerinoides conglobatus* lo hace muy esporádicamente hacia el techo de la sección.

Dentro del género *Globigerinoides* queremos destacar también la presencia de *G. seigliei*, especie muy característica en todas estas secciones basales de la unidad 2.

En cuanto a las Globorotalias carenadas podemos citar la presencia, aunque muy esporádica, de *Globorotalia* cf. *margaritae*, con ejemplares intermedios entre *G. scitula* y *G. margaritae* s.s., que difieren de las formas típicas por la ausencia de carena y por presentar un enrollamiento preferentemente dextrorso.

Otra especie que aparece también muy esporádicamente es *G. conomiozea*, que se encuentra ya en los niveles GB.2 y GB.3. En la sección de Gibralfaró los ejemplares típicos de *G. conomiozea* son raros, sin embargo son relativamente abundantes los ejemplares intermedios entre esta especie y *G. miotumida* a partir del nivel GB.7.

El grupo de *Turborotalia acostaensis* está muy bien representado por esta especie y en menor proporción por *Turborotalia humerosa* y *Turborotalia incompta*. Los ejemplares de *T. humerosa* pueden ser incluidos perfectamente en el morfotipo *praehumerosa*. En toda la sección el sentido de enrollamiento del grupo se mantiene sinistrorso con porcentajes que se aproximan al 100% (ver Fig. 4).

El último grupo que merece ser destacado por su abundancia es el constituido por el género *Orbulina*, especialmente *Orbulina universa*, que se mantiene en la mayoría de las muestras con valores que varían entre el 5 y el 10%.

Todos estos resultados han sido obtenidos considerando sólo la fracción de 149-500 micras; en la muestra GB.2 se analizó el contenido microfaunístico de la fracción 62-149 micras, encontrándose una clara dominancia de 2 especies, *Turborotalita quinqueloba* que alcanza el 29% del total y *Globigerinita naparimaensis* con el 26%, representada por el morfotipo *juvenilis*, morfotipo *glutinata* y morfotipo *incrusta*. Otra especie que aparece también en esta fracción y no aparece nunca en las fracciones superiores es *Globigerinita uvula*, considerada por algunos autores como sinónima de *G. glutinata*.

Se encontró también, dentro de la fracción pequeña, *Turborotalita multiloba*, especie que ha sido considerada como característica del Messiniense superior en el dominio Mediterráneo.

Por último quisiera señalar que, aunque no se aporten datos sobre otras muestras de esta sección, en todas ellas se observa que *T. quinqueloba*, en primer lugar y *G. naparimaensis* en segundo, son siempre muy abundantes en la fracción fina. Por otra parte consideramos que puede ser muy interesante estudiar las proporciones que presentan una y otra especie para poner de manifiesto posibles cambios ambientales o climáticos.

### 3.2. Sección de Beas

Esta sección ha sido levantada en la misma localidad de Beas, que constituye el extremo septentrional de los afloramientos neógenos en este área, de tal modo que al norte de la misma, sólo encontramos afloramientos paleozoicos o Pliocuaternarios de carácter continental que se apoyan directamente sobre los anteriores.

La base de la transgresión neógena en este punto es muy similar a la de Gibraleón. En contacto con el Paleozoico aparecen unos niveles calcareníticos de muy poco espesor. Buenos afloramientos de este tramo, en los que se tomó la muestra BE.c, pueden encontrarse al oeste del pueblo en un pequeño arroyo que discurre paralelo al camino de la estación. En este camino aparecen los primeros metros de la serie neógena, representados por la calcarenita sobre la que se apoyan unas arenas muy glauconíticas con las que termina el tramo basal y comienzan los depósitos arcillosos característicos de la unidad 2, representados en este punto por los 2 ó 3 mts. basales.

La segunda parte de la sección se levantó al otro lado del pueblo, al E. del mismo. En dicha zona, aprovechando las excavaciones realizadas para la construcción del campo de fútbol, se pudo observar de nuevo la presencia del nivel de arenas glauconíticas, en el que se tomó la muestra BE-g. y el contacto entre dicho nivel y las arcillas superiores. Este contacto es neto, si bien los primeros 20 cms. de arcillas presentan todavía una pequeña proporción de granos de glauconita. El tramo arcilloso fue muestreado a pocos mts. de aquí, en una cantera de arcillas situada en la entrada sur del pueblo, próxima a la carretera de Trigueros a Beas.

En dicha cantera se pueden medir unos 7 mts. de arcillas que constituyen la parte basal de la unidad 2. Los niveles inferiores de la cantera presentan todavía glauconita por lo que suponemos que son equivalentes a los encontrados inmediatamente encima de la capa de arenas glauconíticas en el campo de fútbol.

La proporción de carbonato que es de un 40% en la calcarenita, disminuye drásticamente en las arenas glauconíticas. Esta disminución en el nivel de carbonato parece peculiar de estos niveles en la región estudiada. Recordemos que la misma capa en la sección de Gibraleón no superaba el 3%, correspondiendo probablemente dicha cantidad a los restos esqueléticos de microfósiles encontrados allí (Foraminíferos, nanoplancton, etc.) y ausentes, sin embargo, en la sección de Beas.

Las arcillas son similares a las de Gibraleón. La proporción de carbonato se mantiene entre el 25 y 30% y la fracción arena es muy pequeña, con valores que oscilan entre el 3 y el 6%, excepto en la muestra Be-1 donde se alcanza el 20%.

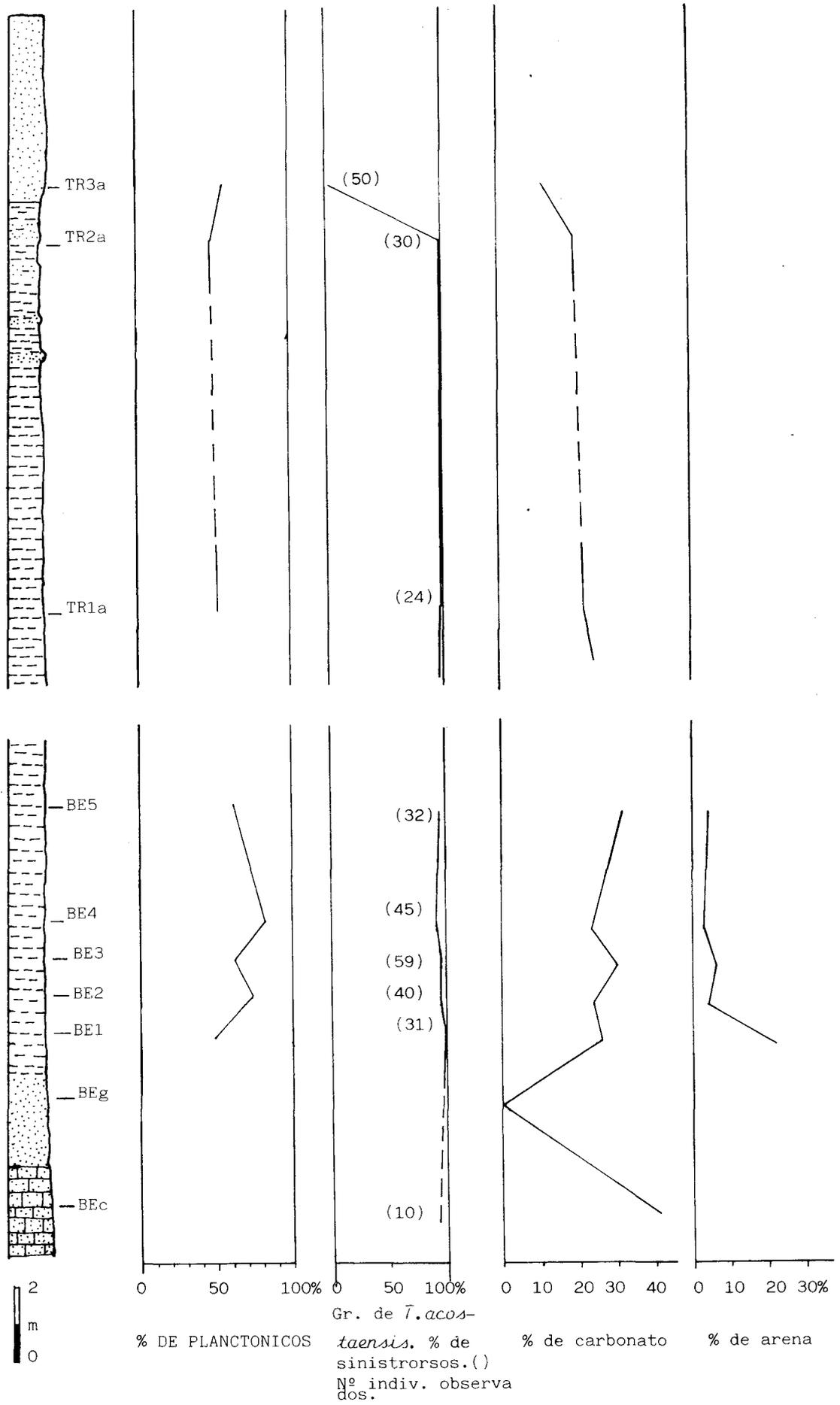


Figura 6. Sección de Beas-Trigueros.

## Comentario sobre la microfauna

En el paquete arcilloso los Foraminíferos planctónicos predominan sobre los bentónicos, variando esta relación entre el 60 y el 80%, excepto en el nivel inferior donde ambos grupos aparecen igualmente representados (Fig. 6). En este sentido parece existir una relación inversa entre el porcentaje de Foraminíferos planctónicos y el contenido en arena de los diferentes niveles.

La asociación de Foraminíferos planctónicos en líneas generales es similar a la de Gibrleón, encontrándose también aquí el mismo cambio en relación con las Globorotalias carenadas, es decir sustitución del grupo de "*G. menardii*" por el de *G. miotumida*. En esta sección, no obstante, la sustitución se produce gradualmente entre los niveles BE-3 y BE-5, de tal forma que en la muestra BE-3 coexisten ambos grupos, siendo el primero más abundante, mientras que en la muestra Be-4 es *G. miotumida* quien predomina y en el techo de la sección (muestra BE-5) el grupo de "*G. menardii*" desaparece totalmente, mientras que *G. miotumida* es muy abundante. Del mismo modo que en Gibrleón, también aquí se ponen de manifiesto cambios importantes en la asociación de Nanoplancton calcáreo (FLORES, comunicación personal).

En la sección de Beas el grupo de *G. bulloides* y el de *T. acostaensis* en general son los más abundantes; el primero representado por *G. bulloides* y en menor proporción por *G. falconensis* y el segundo constituido principalmente por *T. acostaensis*. *T. humerosa*, no obstante, está presente desde el nivel BE-1. Los componentes de este grupo presentan un enrollamiento sinistrorso a través de toda la sección.

El grupo de *G. apertura*, en particular esta especie y *Globigerina druryi*, aparece también con porcentajes altos.

El género *Globigerinoides* está pobremente representado, tanto las especies del grupo de *G. quadrilobatus*, muy esporádicas, como las del grupo de *G. extremus* algo más abundantes, pero que raramente pasan del 5%. *G. elongatus*, especie citada a partir del Messiniense superior en el dominio Mediterráneo se encuentra desde la base de la sección.

*Globigerinoides seigliei* es rara, *G. bulloideus*, sin embargo, es más frecuente, aunque menos que en la sección de Gibrleón.

Otras especies que merecen ser destacadas son *G. conomiozea* que se encuentra a partir del nivel BE-3, coincidiendo con el comienzo en la sustitución de las Globorotalias carenadas. *Globorotalia* cf. *margaritae* es muy rara en la muestra BE-5.

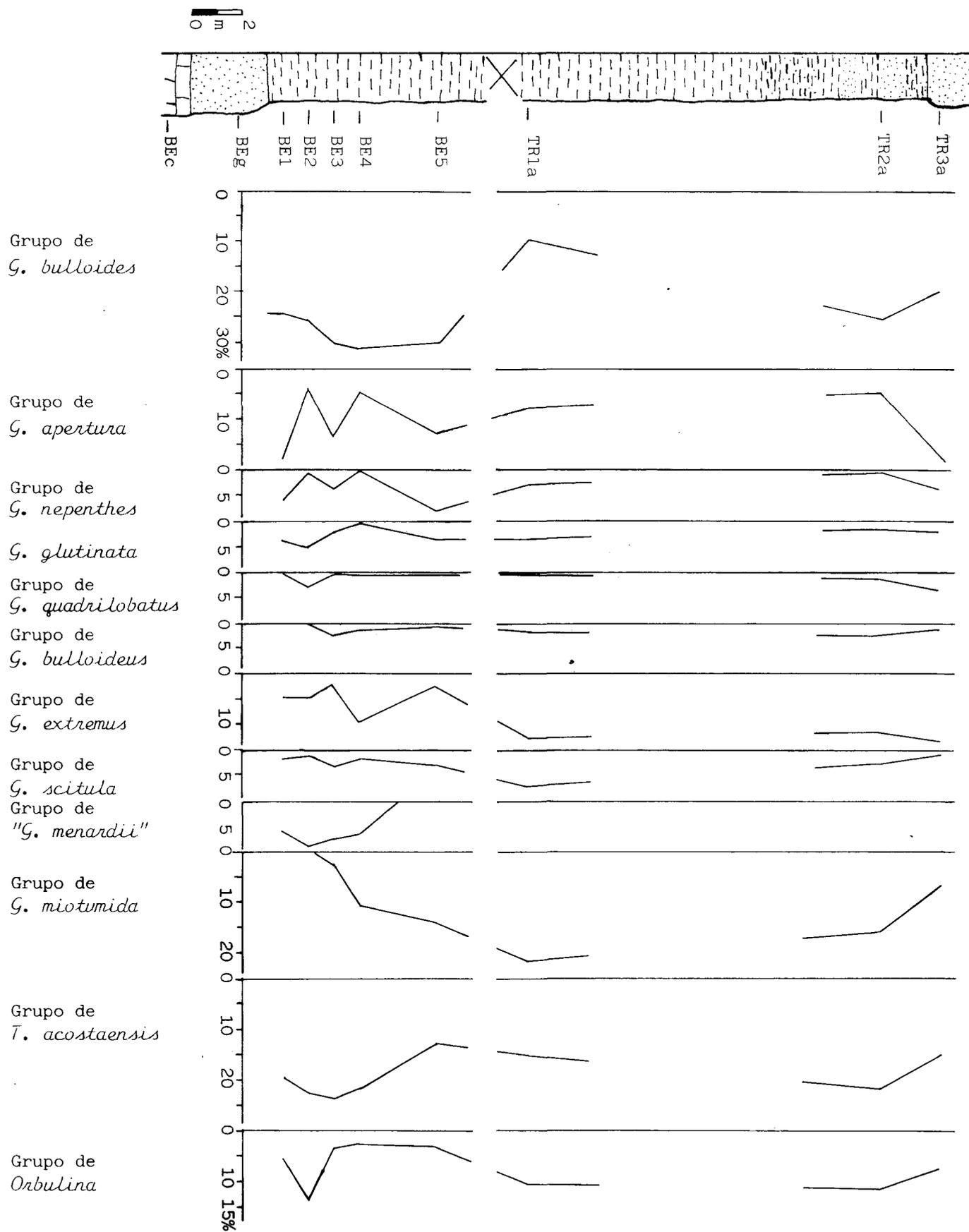


Figura 7. Sección de Beas-Trigueros. Abundancia relativa de las diferentes especies de Foraminíferos planctónicos.

### 3.3. Sección de cartaya

Esta sección se obtuvo en la carretera local de esta localidad a El Rompido, en una cantera de arcillas abierta en las proximidades del pueblo en el lado izquierdo de la carretera.

Según datos de VIGUIER (1974) la base de esta cantera podría estar situada aproximadamente a unos 50 o 60 mts. del zócalo.

En dicha sección se pueden observar en la base unos niveles de limos arenosos de color azul oscuro que superan ligeramente el metro de potencia y que pasan gradualmente a un tramo de arcillas también de color azul oscuro y ligeramente limosas. Este tramo presenta unos 3 mts. de espesor y sobre él se apoya un paquete de arcillas compactas de color amarillento muy similares a las encontradas en las secciones descritas hasta el momento. Estos niveles alcanzan en dicha cantera unos 5 mts. de potencia. El último tramo, de unos 5 mts. de espesor, está constituido de nuevo por unos limos arenosos de color amarillento que se apoyan mediante contacto neto sobre las arcillas inferiores.

Aunque no aparece en esta cantera, encima del último tramo descrito, se apoya un paquete de arenas de color amarillento con muy abundantes concreciones, que puede observarse en las trincheras levantadas a ambos lados de la carretera ya mencionada a poca distancia de aquí. Un corte estratigráfico detallado en esta dirección puede encontrarse en VIGUIER (1974).

El porcentaje en carbonato en tres muestras estudiadas es muy bajo y oscila alrededor del 5%, aunque aumenta ligeramente desde el nivel CT-1 al nivel CT-3.

#### Comentario sobre la microfauna

La relación Foraminíferos planctónicos/Foraminíferos bentónicos aumenta de forma considerable desde el nivel inferior donde no se alcanza más que el 5% hasta el nivel de arcillas amarillentas donde se supera el 46%.

En la muestra CT.1 el contenido en Foraminíferos planctónicos es tan escaso que no hemos podido aportar datos cuantitativos.

La asociación encontrada se caracteriza por la presencia en los tres niveles estudiados del grupo de "*G. menardii*". No obstante las proporciones con que aparecen son más bajas que las encontradas en otras secciones equivalentes. Presentan como siempre un enrollamiento dextrorso.

El grupo de *T. acostaensis* presenta un enrollamiento sinistrorso, aunque en la muestra inferior este aspecto no ha podido ser comprobado puesto que se encontró un solo ejemplar. *T. humerosa* es especialmente significativa en relación con otras áreas.

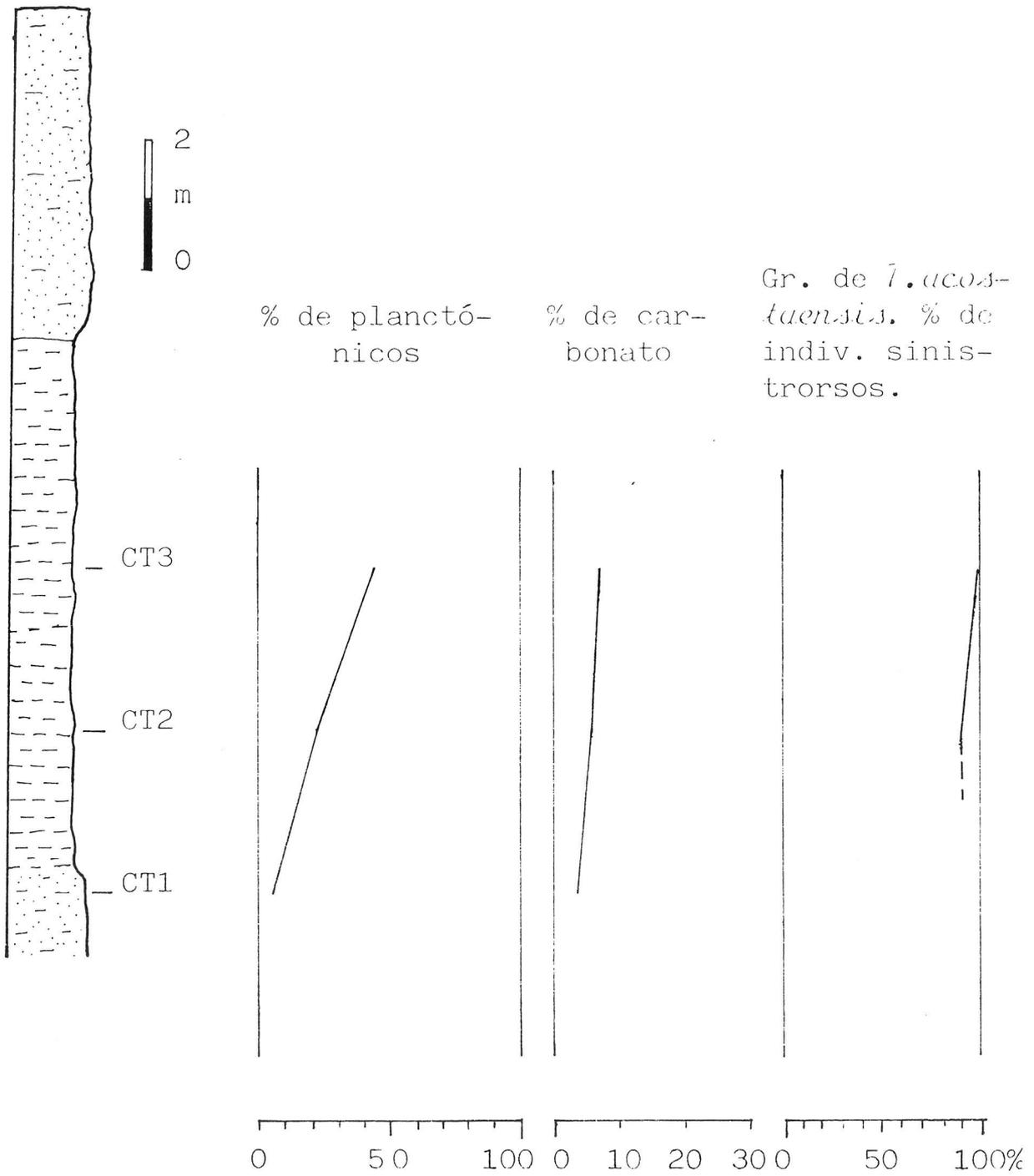


Figura 8. Sección de Cartaya.

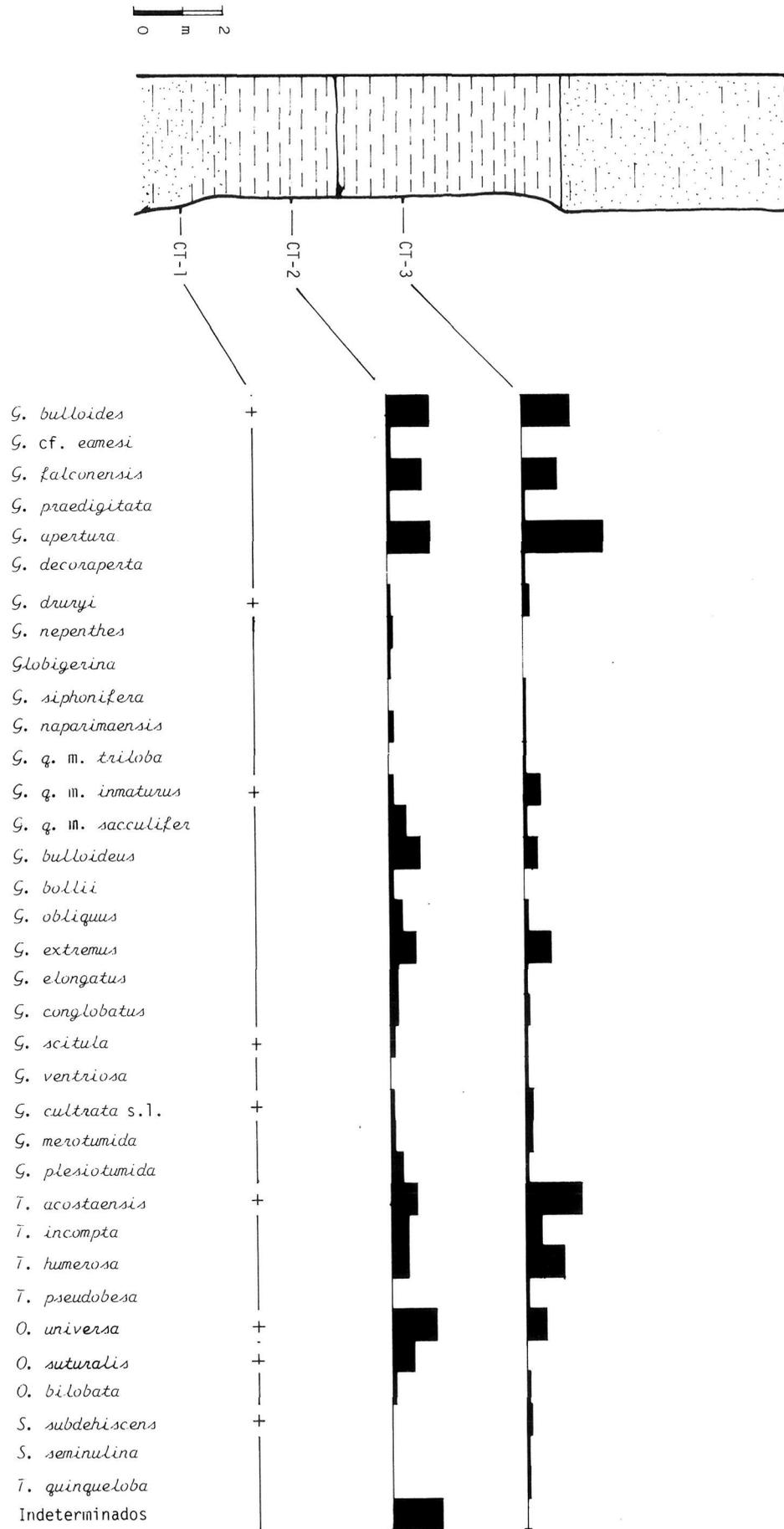


Figura 9. Sección de Cartaya. Abundancia relativa de las diferentes especies de Foraminíferos planctónicos.

El género *Globigerinoides* está muy bien representado, particularmente por el grupo de *G. extremus*. La especie que da nombre al grupo es la más abundante, aunque es importante señalar por su interés bioestratigráfico la presencia de *G. elongatus* y *G. conglobatus*. *G. bulloideus* aparece también con porcentajes relativamente altos, lo mismo que el grupo de *G. quadrilobatus*.

Las ausencias en esta sección de *G. miotumida*, *GG. conomiozea* y *G. cf. margaritae* son significativas desde el punto de vista bioestratigráfico.

### 3.4. Sección de Trigueros

Esta sección se levantó en una cantera situada en la entrada sur del pueblo. La posición estratigráfica de esta sección dentro de la unidad 2 puede deducirse a partir de datos de sondeos suministrados por VIGUIER (1974) según el cual las arcillas en Trigueros alcanzan unos 40 o 50 mts. En este sentido podemos suponer que la base de la sección de Trigueros no está muy por encima del techo de la sección de Beas o de Gibraleón. En la Fig. 10 se presenta un corte esquemático que relaciona esta sección con la de Beas.

En la sección de Trigueros se encuentra un tramo arcilloso inferior de unos 8 mts. de potencia; un segundo tramo en el que se observa una alternancia de capas de arcillas, similares a las anteriores y capas de arenas finas o limos, que tiene unos 4 mts de potencia. El contacto entre estas capas es bastante neto. El tercer tramo está constituido por arenas muy finas, poco cementadas y aparentemente sin estratificación. En la cantera alcanzan unos 5 mts. de espesor.

Estas arenas constituyen en superficie una mancha perfectamente cartografiable alrededor de Trigueros, que desaparece hacia el sur, según VIGUIER (1974) debajo de una nueva secuencia arcillosa, y suponen por tanto un pequeño paquete de arenas intercalado dentro de la unidad 2. Para VIGUIER (op. cit.) este tramo arenoso corresponde a la base del Plioceno por la presencia de *G. margaritae*, especie que efectivamente aparece por primera vez en los niveles más altos que afloran en esta área. Si bien estos niveles se sitúan algunos mts. por encima de la sección estudiada. En este trabajo los niveles citados son incluidos claramente en el Messiniense, como veremos en el capítulo de cronoestratigrafía.

En algunos puntos pueden encontrarse algunos Pectínidos dentro de este paquete.

Niveles arenosos semejantes intercalados hacia la mitad de la unidad 2 fueron citados por GONZALO Y TARIN (1877) en dos sondeos descritos por él en las proximidades de Huelva, capital.

En la sección de Trigueros únicamente se tomaron 3 muestras en las que la cantidad de carbonato se mantiene constante, alrededor de un 20% en las arcillas y de un 12% en las arenas finas. Se nota pues una ligera disminución en este componente respecto a las arcillas de Beas o de Gibraleón.

#### Comentario sobre la microfauna

Como se puede ver en la Fig. 11 la relación Foraminíferos planctónicos/Foraminíferos bentónicos es muy similar en las tres muestras, aproximadamente del 50%. En este sentido, resulta un poco extraño el alto contenido en Foraminíferos planctónicos del paquete arenoso superior.

El grupo de Globorotalias carenadas está dominado totalmente por *G. miotumida*, que en algunos niveles es la especie más abundante, constituyendo más del 20% del total. Por el contrario, el grupo de "*G. menardii*" no se encuentra en ninguna de las muestras.

*Globorotalia* cf. *margaritae* aparece en el nivel TR-2a con ejemplares bastante evolucionados, si bien presentan todavía un enrollamiento dextrorso y una periferia no carenada. Lo mismo que en las secciones anteriores las especies del grupo de *G. bulloides*, *G. apertura*, *G. extremus*, *T. acostaensis* y *O. universa* son las más representativas dentro de la asociación. *G. apertura*, que es muy escasa en los niveles inferiores, es la especie más abundante en la muestra TR-2a.

*G. conomiozea* no se ha encontrado en esta sección, si bien está presente en niveles equivalentes muestreados en otras canteras de esta misma localidad.

*G. bulloideus* aparece a través de toda la sección con porcentajes bajos.

En esta sección se pone de manifiesto un cambio en el sentido de enrollamiento del grupo de *T. acostaensis*. Este grupo que presenta un enrollamiento 100% sinistrorso en los dos niveles inferiores, lo mismo que en las secciones anteriores, pasa a 100% dextrorso en la muestra TR-3a. En el siguiente capítulo veremos que este cambio en el enrollamiento tiene lugar en otras áreas hacia la mitad

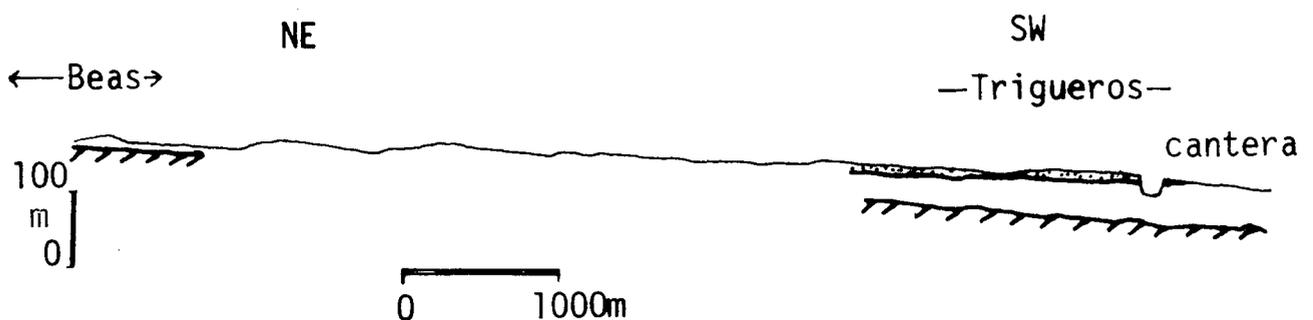


Figura 10. Corte geológico esquemático de Beas a Trigueros.

del Messiniense y de aquí su importancia como nivel de correlación a gran escala. En el futuro esta sección será muestreada con detalle para comprobar si este cambio tiene lugar en un sólo horizonte o se repite en horizontes sucesivos.

### 3.5. Otros puntos de muestreo en los niveles basales de la unidad 2.

Es difícil encontrar en la región estudiada afloramientos donde pueda observarse el contacto entre la unidad 1 y la unidad 2. En la mayoría de los casos éste se pone de manifiesto únicamente por cambios en la tonalidad de los campos de cultivo, rojizos sobre los materiales calcareníticos y más grisáceos en las zonas arcillosas.

Este contacto ha sido seguido de E. a O. en toda la región, obteniendo, allí donde fue posible, muestras aisladas de lo que considerábamos podía corresponder a los niveles inferiores de la unidad 2, inmediatamente encima del tramo basal. La localización de estas muestras se presenta en la Fig. 2.

#### Area de Gerena - Aznalcóllar

Los materiales del tramo basal constituyen una banda de afloramientos que discurre paralela a estas dos localidades. En el mismo pueblo de Gerena, en una cantera abierta para la explotación de granitos, se puede observar el contacto discordante entre la calcarenita y el zócalo de naturaleza granítica en este caso.

Inmediatamente al sur del pueblo una importante falla, que sigue una dirección aproximada E.-O., separa los materiales arriba citados de una extensa región en la que únicamente afloran las arcillas. El contacto entre la unidad 1 y la unidad 2 no es visible, por tanto, en esta zona.

VIGUIER (1974) levantó un corte geológico desde Gerena a Olivares siguiendo el camino que sigue paralelo a la conducción de abastecimiento de aguas a Sevilla. En este camino, aproximadamente un Km. hacia el sur del cruce con la carretera de Sevilla a Gerena, hemos tomado una muestra de arcillas figurada en el mapa con el n.º 7. Dicha muestra se recogió en el fondo de un arroyo, coordenadas (6°, 8', 50'' W; 70°, 30'' N.) de la Hoja Geológica n.º 962 (Alcalá del Rio), IGME (1976), y puede ser aproximadamente equivalente a la muestra n.º 69083109 de VIGIER (1974), situada según él a unos 60 mts. de la calcarenita.

En esta muestra *G. miotumida* es la especie dominante, no encontrándose otras Globorotalias carenadas ni del grupo de "*G. menardii*" ni *Globorotalia* cf. *margaritae*. El grupo de *T. acostaensis* presenta un enrollamiento 100% sinistrorso.

A unos Kms. de distancia de aquí, en el cruce entre la carretera local de Gerena a Sevilla y la carretera nacional de Sevilla a Mérida, se obtuvo otra muestra

en una cantera de arcillas situada en las proximidades de este cruce. Aunque su posición estratigráfica dentro de la unidad 2 resulta incierta, sin embargo es muy interesante desde el punto de vista bioestratigráfico.

La asociación encontrada en esta muestra presenta las siguientes características:

1. El sentido de enrollamiento de las especies del grupo de *T. acostaensis* es dextrorso.
2. Ausencia de *G. miotumida*, al menos de los ejemplares típicos de esta especie, y del grupo de "*G. menardii*".
3. Presencia abundante de *Globorotalia* cf. *margaritae* y de *G. margaritae*, la primera más abundante que la segunda y las dos con enrollamiento preferentemente sinistrorso.

Por todas estas características, el nivel que acabamos de describir debe situarse por encima del techo de la sección de Trigueros. Constituye, por tanto, uno de los pocos puntos en el que se ha podido observar esta asociación, característica de la parte basal de la zona de *G. margaritae*.

Los abundantes ejemplares encontrados en esta muestra y determinados como *Globorotalia* cf. *margaritae*, difieren bastante de los citados en otros niveles inferiores y constituyen una gama muy variable de formas, que tienen como característica común la presencia de un lado dorsal convexo y una carena más o menos desarrollada. Se separan de *G. margaritae* s.s. porque presentan el lado ventral bastante abombado. En realidad la morfología es tan dispar que parece como si un grupo de diferentes especies de *Globorotalia* presentara una tendencia a la adquisición de la morfología típica de *G. margaritae*.

En la zona de Aznalcollar, siguiendo la carretera local que une dicha localidad con Escacena, se encuentran de nuevo grandes manchas de calcarenita que se apoyan discordantes sobre el zócalo. En dicha carretera se obtuvo la muestra Az-Es-1, figurada en el mapa con el nº 6. Coordenadas (2º, 38', 10'' 0.; 37º, 29', 40''). Esta muestra se tomó en unas pequeñas excavaciones donde aparecen unas arcillas en el lado derecho de la carretera. A pocos metros de ella se pueden observar afloramientos calcareníticos situados aproximadamente a la misma cota, lo que nos llevó a suponer que se trataba de los niveles basales de la unidad 2.

En dicha muestra la fracción arena constituye el 18% y el contenido en carbonato pasa del 40%. La asociación estudiada es equivalente a la que se encuentra en la parte inferior de las secciones de Gibrleón o Beas.

La relación Foraminíferos planctónicos/Foraminíferos bentónicos es del 86%. El carácter más peculiar de este nivel es la ausencia casi total de *Globorotalias* carenadas, a pesar de la gran diversidad específica encontrada (33 especies). Únicamente aparece algún ejemplar muy raro de *G. cultrata* s.l. y de *G. cf. conomiozea*. *G. miotumida* y *G. cf. margaritae* están totalmente ausentes.

Por el contrario, es bastante abundante el grupo de *Globorotalia scitula*, dominado por *G. ventriosa* y *G. suterae*, que es muy representativa en esta muestra.

*T. humerosa* es particularmente abundante, casi tanto como *T. acostaensis*. Ambas especies presentan enrollamiento sinistrorso.

En el resto de la asociación el género *Globigerina* es el que está mejor representado con *G. bulloides*, *G. falconensis* y *G. apertura*.

### *Area de Paterna*

Al norte de esta localidad, siguiendo la carretera local de Paterna a Berrocal, en el cruce de la misma con el río Corumbel, se pueden observar buenos afloramientos del tramo basal. Al norte del citado río afloran únicamente materiales paleozoicos. Siguiendo dicha carretera en dirección a Paterna, aparece durante varios Kms. la calcarenita a veces recubierta por pequeñas manchas de arcillas.

Hacia el sur las arcillas sustituyen completamente a la calcarenita, formando una extensa campiña en la que son muy numerosos los cultivos de algodón y en los que es muy difícil encontrar un sólo afloramiento. Termina ésta hacia el sur en las cuestas de subida a Paterna, en las que se puede observar de abajo hacia arriba la parte superior de las arcillas y encima un paquete de limos arenosos sobre el que se asienta el pueblo y que constituye la unidad 3.

Las muestras PT-BR y PT-BR2 fueron tomadas en la citada carretera en los niveles de arcillas supuestamente encima de la calcarenita. La primera presenta unas coordenadas (2° , 44' , 50'' O.; 37° , 28' , 10''), Hoja Geológica nº 983 (Sanlúcar la Mayor).

La fracción arena supone en dicha muestra tan sólo un 3% y la proporción de carbonato es del 41%. La relación Foraminíferos planctónicos/Foraminíferos bentónicos es alta (84%). La diversidad específica es inferior a la de la muestra anterior (26 especies). El grupo de Globorotalias carenadas, casi ausente en el caso anterior, está dominado en esta muestra por *G. miotumida*, que es la especie más abundante de la asociación con casi un 20%. El grupo de *T. acostaensis*, bien representado también, presenta un enrollamiento sinistrorso. Por el contrario, el grupo de *G. scitula* es muy reducido y está representado por esta especie y muy esporádicamente *G. ventriosa*. No aparecen ni *G. conomiozea*, ni *G. cf. margaritae*.

Esta asociación que acabamos de describir es, por tanto, equivalente a la encontrada en la mitad superior de Gibraleón y Beas, por lo que debemos suponer la existencia de pequeñas fallas en el contacto entre las unidades 1 y 2, o bien que los niveles basales de la unidad 2 están muy condensados en este punto.

La muestra PT-BR.2 fue recogida en la misma carretera, como a 1,3 Kms de la anterior en dirección a Paterna. Coordenadas (2° 44' 30'' O., 37° 27' 55'' N.) de la Hoja Geológica nº 983 (Sanlúcar la Mayor).

En esta muestra, aunque las Globorotalias carenadas son poco numerosas, es el grupo de "*G. menardii*" el único presente, con *G. cultrata* s.l. y *G. plesiotumida*, ambas con enrollamiento dextrorso. Se caracteriza esta muestra por un claro predominio del género *Globigerina*, y en especial *G. bulloides*. *Globigerinoides bulloideus* es también muy abundante si se compara con la muestra anterior. El grupo de *T. acostaensis* presenta un enrollamiento sinistrorso.

#### Area de La Palma del Condado-Niebla

En esta zona se tomaron 3 muestras, siguiendo la banda de afloramientos de la unidad 1. La primera de ellas al norte de la Palma del Condado, en la carretera local de dicha localidad a Berrocal, a la altura del Km. 5, coordenadas (2°, 52', 40'' O.; 37°, 25', 30'' N.) de la Hoja n.º 982 del Mapa Militar de España. Se observan aquí algunos retazos aislados de calcarenita, junto a la carretera aparece un nivel de arenas glauconíticas y en otros puntos aflora el Paleozoico. Las relaciones entre las distintas unidades no son claras y es probable que la tectónica haya jugado un papel importante.

La muestra PL-BR.2 se obtuvo a pocos metros de unos afloramientos paleozoicos. Dicha muestra que ha sido figurada en el mapa con el n.º 3 nos suministró una asociación característica con gran abundancia de *G. miotumida* y ausencia de otras Globorotalias carenadas. El grupo de *T. acostaensis* presenta un enrollamiento preferentemente sinistrorso.

Las otras dos muestras fueron tomadas al noroeste de Niebla, en el camino en construcción que une dicha localidad con el caserío de Candón. En las proximidades del caserío, el citado camino cruza el arroyo Candón, en cuya ladera izquierda aparece el Paleozoico, el tramo basal y los niveles de arcillas. En dichos niveles se tomó la muestra CD-1, figurada en el mapa con el n.º 1 y con unas coordenadas (3°, 2', 50'' O.; 37°, 23', 10'' N.) de la Hoja n.º 982 (La Palma del Condado) del Mapa Militar de España. Se puede situar unos 6 mts. por encima del techo de la calcarenita, separada de la misma por un tramo cubierto.

Se encontró una asociación similar a la anterior, dominada por *G. miotumida* y sin otras Globorotalias carenadas.

La muestra CD-2 se recogió en un afloramiento de arcillas en el punto donde el camino mencionado cruza el arroyo del Moro (coordenadas, 3°, 1', 40'' O.; 37°, 22', 20' N.) de la Hoja n.º 982 (La Palma del Condado) del Mapa Militar de España. En dicho apoyo aparecen las capas de calcarenita y unos mts. por encima, en las trincheras de la carretera, aparecen unos niveles de arcillas que presentan un enrejado de pequeñas vetas de carbonato.

La muestra CD-2 nos proporcionó una asociación similar a la encontrada en las dos muestras anteriores. En este área no se ha localizado la asociación ca-

racterística de los niveles basales de Gibraleón y Beas, lo que puede ser explicado, o bien porque la edad de la transgresión en este área es posterior, o bien porque las muestras tomadas no corresponden a la parte más baja de la unidad 2.

### 3.6. Sección de Huelva

Esta sección se obtuvo en los cabezos de la ciudad de Huelva, que se disponen paralelos a la carretera nacional antigua de Huelva a Ayamonte y en cuyas laderas se puede observar la última parte de la serie neógena.

En la parte baja de los citados cabezos son visibles las arcillas azules que se extienden hasta el nivel de las marismas, nivel en el que se tomó la muestra HV-1, aprovechando las obras de excavación de una zanja junto a la carretera. En la parte superior aparece un paquete de arenas de grano fino, amarillentas, poco cementadas, con abundantes concreciones calcáreas y niveles de acumulación de conchas, principalmente de Moluscos, que constituye la unidad 3 en esta zona. El contacto entre ambas unidades es muy neto y puede seguirse durante más de 1 Km. En los cortes situados detrás de la plaza de toros puede apreciarse toda la unidad 3 que alcanza un espesor de unos 20 mts. en este punto. Sobre este tramo de arenas finas se apoyan unas arenas y conglomerados de color rojo, con abundantes estratificaciones cruzadas a gran escala.

Es importante resaltar que el nivel de arenas glauconíticas, que normalmente está presente en el contacto entre la unidad 2 y la unidad 3, en esta sección aparece en el interior de las arenas, unos 4 mts. por encima del contacto. En dicho nivel es donde se registran las mayores acumulaciones de conchas.

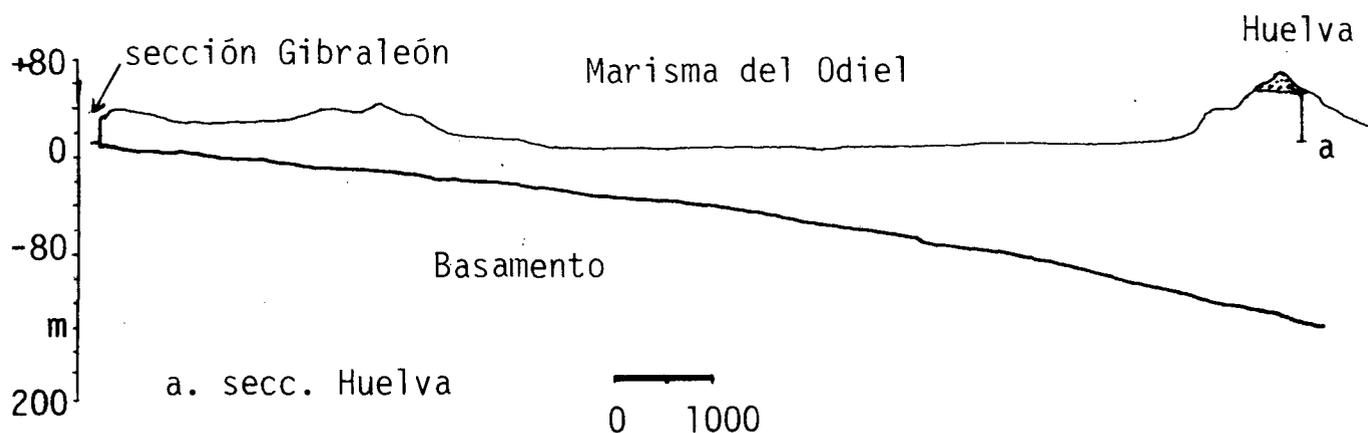


Figura 11. Corte geológico esquemático de Gibraleón a Huelva.

Esta sección está situada unos 15 Kms. al sur de la de Gibraleón. En la Fig. 13 se presenta un corte geológico esquemático que relaciona ambas secciones.

Los análisis de carbonato nos proporcionaron unos valores entre el 25 y el 30% en la unidad arcillosa y algo menores en las arenas superiores (15-20%).

#### Comentario sobre la microfauna

La relación Foraminíferos planctónicos/Foraminíferos bentónicos es muy baja si se compara con las estudiadas anteriormente. No obstante, estos valores se mantendrán en las secciones que estudiaremos en adelante. Exceptuando los niveles HV-1 y HV-5 los Foraminíferos planctónicos no superan el 10%, sin embargo, los niveles arenosos, a pesar de los bajos porcentajes, nos suministraron una rica fauna planctónica.

En el grupo de las Globorotalias carenadas *G. margaritae* es casi la única especie presente. Aparece en casi todos los niveles estudiados, en alguno de ellos con relativa abundancia. Como dato importante desde el punto de vista bioestratigráfico, destacamos la presencia de esta especie en los niveles arenosos con ejemplares muy bien conservados y bastante abundantes, lo que nos lleva a suponer que dichos ejemplares no se deben a la resedimentación. No podemos olvidar que en la unidad 3, en todas las secciones estudiadas, son muy frecuentes las formas resedimentadas del Cretácico y Paleógeno.

En la muestra HV-7 se encontró un ejemplar de *G. miotumida*. Sin embargo, *G. puncticulata* no aparece en toda la sección.

*G. apertura* es muy abundante en todos los niveles, siendo la especie más significativa del género. El grupo de *G. bulloides* aparece representado por esta especie, *G. falconensis* y *G. praecalida* con porcentajes que varían a través de la columna.

El grupo de *G. extremus*, especialmente esta especie, es muy significativo en algunos niveles. Los ejemplares encontrados presentan las cámaras fuertemente comprimidas, en un grado muy superior al observado en los ejemplares de las secciones de Gibraleón o Beas.

El grupo de *G. quadrilobatus*, excepto en el nivel inferior, es bastante esporádico, como en el resto de las secciones.

*O. universa* y *O. suturalis* son extraordinariamente abundantes en algunos niveles, como ocurre en la muestra HV-6.

Por último el grupo de *T. acostaensis*, principalmente representado por esta especie y por *T. incompta*, presenta un enrollamiento preferentemente dextrorso, si bien las formas sinistrorsas alcanzan en ocasiones hasta un 30% (ver Fig. 14).

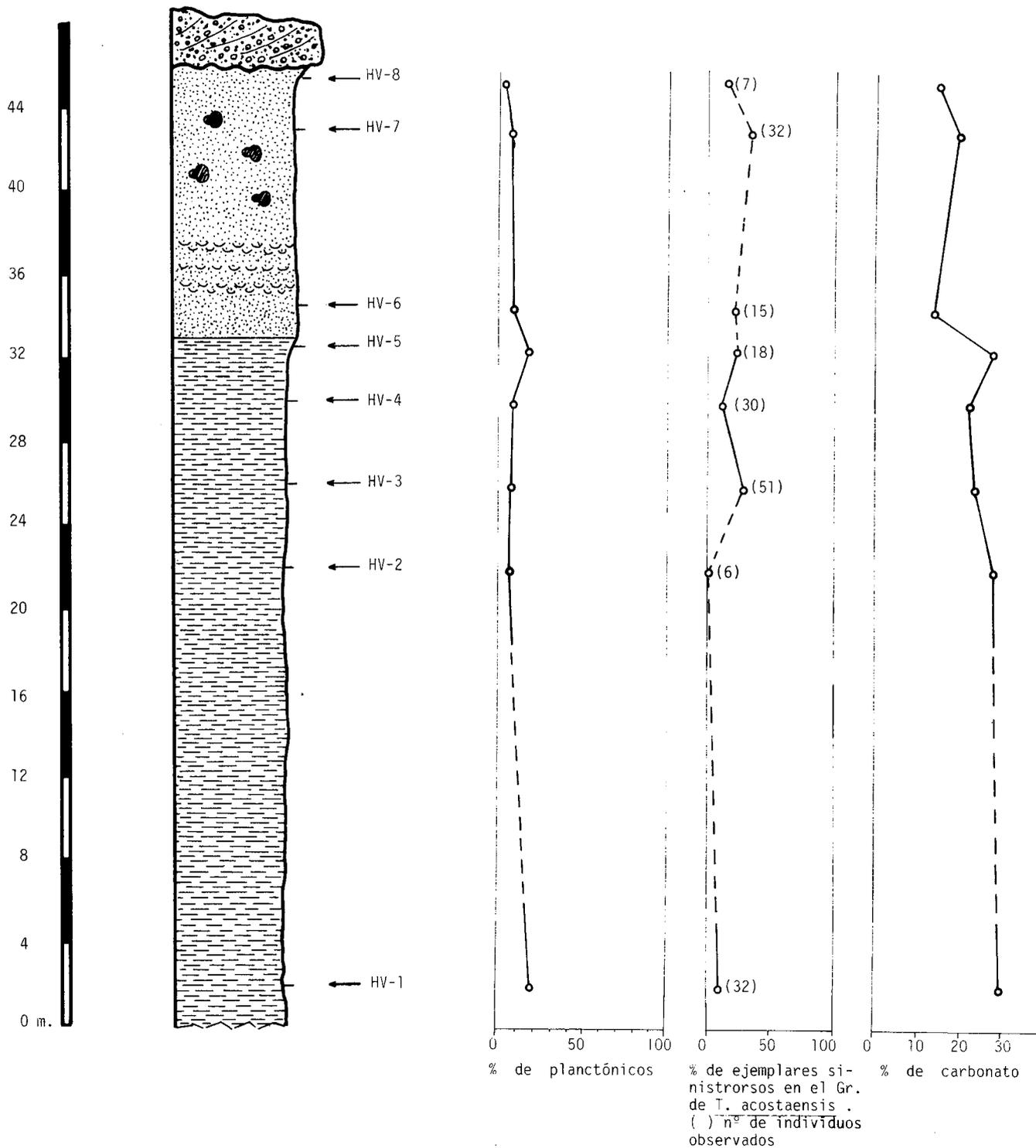


Figura 12. Sección de Huelva.

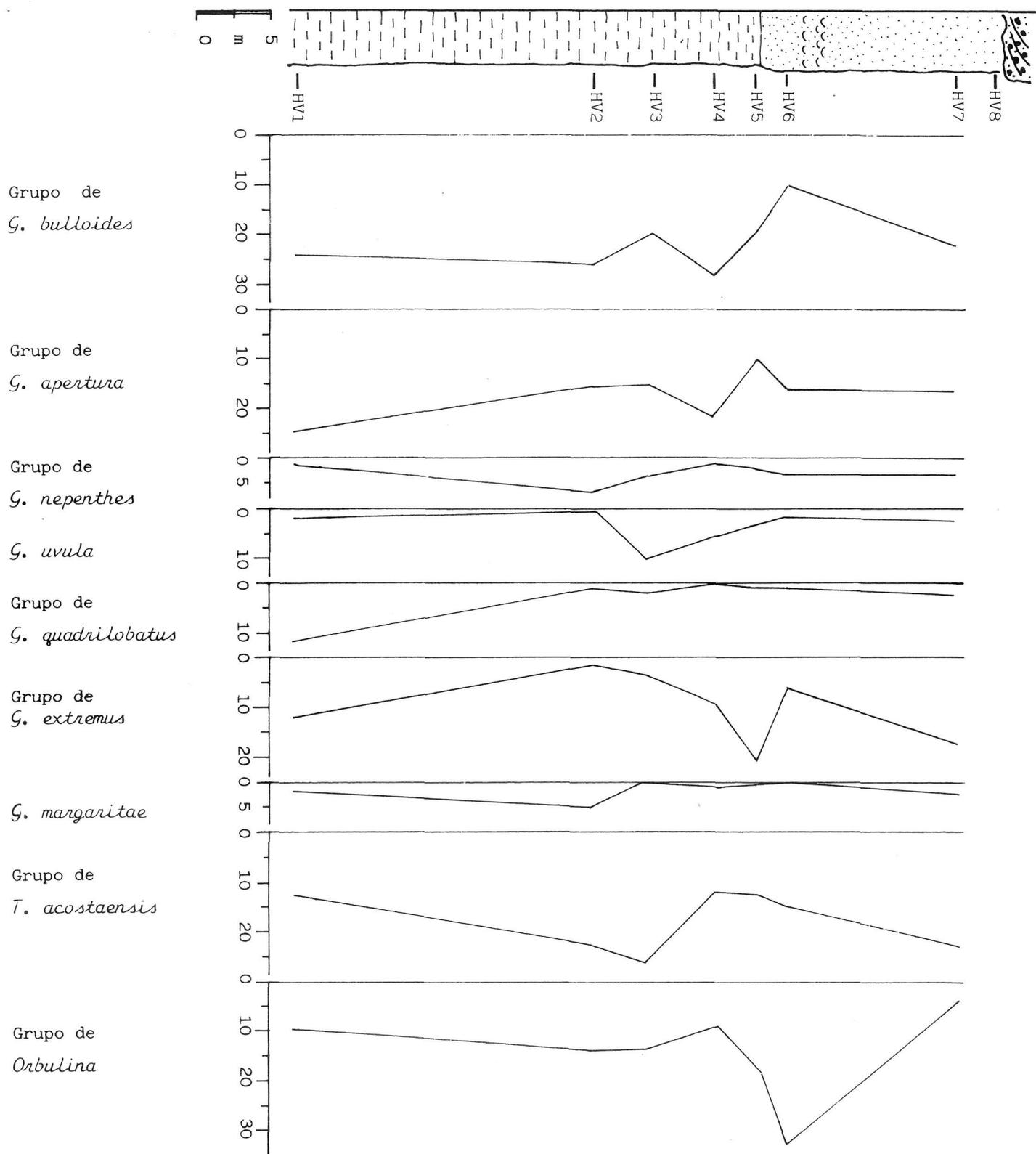


Figura 13. Sección de Huelva. Abundancia relativa de las diferentes especies de Foraminíferos planctónicos.

### 3.7. Sección de Moguer

Esta sección se obtuvo siguiendo una dirección NW-SE que atraviesa el pueblo. Los niveles inferiores se muestrearon en el camino que baja desde Moguer hasta las Marismas del río Tinto. En los escarpes de la margen izquierda de este río, se pueden observar las arcillas azules y en la parte alta el nivel de arenas glauconíticas que constituye el contacto entre la unidad 2 y la unidad 3. Como en otras áreas el nivel de arenas glauconíticas nos sirvió de guía. Este nivel, donde son frecuentes los restos de peces, moldes de moluscos, *Amusium* con las dos valvas, etc., puede seguirse a lo largo del arroyo de Montemayor hasta el otro lado del pueblo, donde se continuó la serie a través del camino de Moguer a la Ermita de Montemayor. Una sección similar a esta puede obtenerse siguiendo el camino al depósito de aguas.

Por encima del nivel de arenas glauconíticas y después de un tramo cubierto de unos 18 mts., nos encontramos un paquete de limos arenosos que aflora en las trincheras de dicho camino. En él se pueden encontrar Pectínidos, Ostreidos, abundantes moldes de otros Moluscos y concreciones; en varios puntos se observa un pequeño horizonte en el que aparecen ejemplares de *Amusium* relativamente abundantes.

Hacia el techo de este tramo de limos arenosos aparecen niveles muy ricos en macrofauna e inmediatamente encima el contacto muy neto con el tramo siguiente. Los niveles de macrofauna son especialmente ricos en Moluscos, con gran diversidad de especies, no sólo de Pectínidos y Ostreidos como ocurre en el resto de la unidad. El contacto entre esta unidad y la siguiente ha sido observado también en las paredes de un pozo abierto en un área próxima. En dichos niveles se encontraron abundantes Moluscos entre los que podemos destacar *Palliolium (Lissochlamys excisum)*, *Chlamys (Manupecten) pesfelis*, etc. típicos del Plioceno (GONZALEZ DELGADO, com. pers.).

Una característica común de la unidad 3 en esta región es la fuerte disolución, que ha afectado a la macrofauna y originado las abundantes concreciones existentes.

El siguiente tramo está constituido por arenas blancas de grano fino, muy bien calibradas, sueltas, totalmente estériles en microfauna. Sin embargo, se pueden encontrar moldes de pequeños Moluscos, principalmente Bivalvos. En el interior de esta unidad y como a unos 12 mts. de la base aparece un pequeño horizonte de unos 20 cms. de espesor en el que se encuentran bastantes Ostreidos, cementados entre sí y con otros Bivalvos y Gasterópodos en el que se obtuvo una microfauna muy rica, aunque principalmente bentónica. Este nivel y todo el tramo que estamos describiendo aflora en el mismo camino, una vez pasada la Ermita de Montemayor.

Este nivel con abundantes Ostreidos puede reconocerse también en el camino al depósito de aguas, si bien en este punto aparece dividido en dos: uno inferior de unos 50 cms. de espesor y el superior de aproximadamente 1 m.

Pensamos que todo el paquete puede corresponder a la unidad 4, constituida probablemente por depósitos costeros originados por la acción del viento, aunque muy próximos al litoral como lo prueba la presencia de pequeños Moluscos arrastrados hasta allí. En otras áreas, como veremos más adelante, esta unidad es completamente estéril.

El nivel o niveles de Ostreidos se depositaron probablemente durante una corta incursión marina. En este sentido, en los intervalos inmediatamente encima y debajo de los mismos se nota un incremento en el número de moldes.

Encima del nivel de Ostreidos aparece poco más de 1 m. de la misma facies de arenas blancas típica de toda la unidad 4, con pequeños moldes que desaparecen rápidamente. Hacia arriba hacen su aparición niveles milimétricos de pequeños cantos de cuarzo, al tiempo que se observa un cambio gradual por el que se pasa de las tonalidades claras a las rojizas, de tal forma que en unos 5 ó 6 mts. nos encontramos ante un microconglomerado con cantos de pequeño tamaño sobre el que se apoya, mediante contacto erosivo, un conglomerado de color rojo, con cantos de orden centimétrico y con estratificaciones cruzadas a gran escala, con el que termina la sección estudiada.

Secciones similares a la que acabamos de describir pueden obtenerse siguiendo la alineación de lomas, que discurre paralela a la margen izquierda del río Tinto con una dirección aproximada ENE-WSW entre los pueblos de Palos de la Frontera, Moguer, Lucena, Bonares, Niebla, La Palma del Condado, etc.

#### Comentario sobre la microfauna

Los Foraminíferos planctónicos aparecen en porcentajes bajos en relación con los bentónicos en toda la sección, si bien en la unidad de limos arenosos éstos son más frecuentes que en otras secciones, a excepción de la de Huelva. El estado de conservación es malo en líneas generales.

El nivel MG-1 resultó estéril tanto en Foraminíferos planctónicos como en bentónicos, lo mismo que todas las muestras tomadas en la unidad 4, a excepción de la muestra MG-17 recogida en el nivel de Ostreidos. El nivel de arenas glauconíticas resultó también casi estéril.

Los grupos de *G. bulloides*, *G. apertura* y *T. acostaensis* son los mejor representados en las arcillas azules. *G. margaritae* está presente en todos los niveles hasta la muestra MG-8 y dentro de las Globorotalias carenadas, es la única especie presente si exceptuamos un ejemplar de *G. miotumida* recogido en la muestra MG-10. Lo mismo que en la sección de Huelva se encuentran abundantes formas resedimentadas.



*Globorotalia puncticulata* aparece constantemente en todas las muestras estudiadas de la unidad 3 y en el nivel de Ostreidos. Los ejemplares encontrados pueden ser incluidos en el morfotipo *padana*.

Los grupos de *G. quadrilobatus* y *G. extremus* alcanzan una representación importante en algunas muestras del paquete de limos arenosos.

El grupo de *T. acostaensis* presenta un enrollamiento preferentemente dextrorso, si bien los ejemplares sinistrorsos están presentes con porcentajes bajos.

### 3.8. Sección de Niebla

El área de Niebla es muy interesante para conocer la evolución de la cuenca neógena. En las proximidades de dicha localidad, siguiendo el cauce del río Tinto, pueden encontrarse buenos afloramientos del tramo basal calcarenítico que se apoya en unos puntos sobre el Paleozoico y en otros sobre el Mesozoico (Triásico). Las variaciones de potencia de la calcarenita en esta zona son muy bruscas.

Al sur de Niebla, en dirección a Bonares y después de cruzar una pequeña llanura denominada «los Bermejales», constituida por el techo de la calcarenita, comienzan los afloramientos de arcillas azules que continúan después de un tramo cubierto en las canteras de arcillas de la fábrica de cementos de Niebla, en cuya parte superior puede verse un nivel de arenas glauconíticas con el que termina la sedimentación arcillosa. En esta cantera se tomaron las muestras NB-3 a NB-15.

Los niveles basales de la unidad 2 en este área se encontraron en la cantera de la piedra del rayo. En el extremo occidental de dicha cantera se encuentra un paquete de arcillas, que se apoya discordantemente sobre unas capas dolomíticas fuertemente inclinadas. Se pone de manifiesto aquí la ausencia del tramo basal y, por otra parte, los Foraminíferos planctónicos encontrados nos sitúan en un nivel cronoestratigráfico por encima de las secciones de Gibrleón, Beas, Trigueros, etc. Es decir que en este punto no aparece tampoco la parte basal de la unidad 2. En este sentido, debemos observar que al norte de Niebla, a unos 3 ó 4 Kms. tan sólo de aquí, se encuentran estos niveles basales encima de la calcarenita.

En un trabajo anterior (SIERRO *et al.*, 1983) señalamos la presencia de un «hard ground» en el contacto entre estas arcillas y el basamento, en relación probablemente con un alto fondo, que pudo ser originado por el resalte morfológico de los afloramientos mesozoicos y, que explicaría la ausencia de calcarenita y de la parte basal de la unidad 2. No obstante, es necesario admitir la existencia de una falla que haya provocado el hundimiento del bloque sur.

Estos niveles de arcillas alcanzan tan sólo unos 2 mts. de potencia y en su base son muy frecuentes grandes Pectínidos y Ostreidos. Una lista de la fauna

encontrada puede verse en SIERRO *et al.* (op. cit.). En este pequeño afloramiento se tomaron las muestras NB- $\alpha$  y NB- $\beta$ . Las coordenadas del mismo son (2°, 59', 57" O.; 37°, 20', 40" N.) de la Hoja n.º 982 (La Palma del Condado) del Mapa Militar de España.

En esta zona la unidad 2 alcanza solamente unos 60 mts. de potencia.

La unidad 3, que comienza con el nivel de arenas glauconíticas, fue muestreado en una trinchera abierta durante las obras de construcción de la Autovía Sevilla-Huelva, unos 500 mts. después del cruce con la carretera local de Almonte al puente de Niebla en dirección a Sevilla.

En este corte se pudo observar (en la actualidad se encuentra cubierto por la vegetación) el paquete de arenas limoso-glauconíticas con varios niveles de acumulación de conchas, la mayoría en mal estado de conservación, que alcanza casi unos 4 mts. de potencia. Encima encontramos unos 8 mts. de arenas de grano fino de color amarillento y con muy abundantes niveles de Moluscos, especialmente hacia el techo. La macrofauna de dichos niveles ha sido objeto de varios trabajos: GONZALEZ DELGADO (1979, 1983) y PORTA & GONZALEZ DELGADO (1980, 1983).

Sobre dicha unidad y mediante contacto neto se apoya un paquete de arenas de grano fino, bien calibradas, azoicas, que presentan unos 3 mts. de espesor y constituyen la unidad 4.

Por último termina la serie con unas arenas gruesas de color rojo, que se hacen conglomeráticas hacia el techo y donde son muy frecuentes las estratificaciones cruzadas a gran escala. La superficie de contacto entre esta unidad y la anterior es erosiva.

Para una estratigrafía más detallada de esta sección remitimos a SIERRO *et al.* (1982) donde se adelantan además los primeros resultados sobre la microfau-na planctónica y bentónica.

De los análisis de carbonato se obtuvieron unos valores comprendidos entre el 25 y el 30% en las arcillas azules, disminuyendo hasta un 6% en la capa de arenas limoso-glauconíticas.

El contenido en limo + arcilla es muy elevado, por encima del 95%, en la mitad inferior del tramo arcilloso, excepto en el nivel basal. Sin embargo, hacia el techo se encuentran horizontes en los que la fracción arena es importante, un 30% por ejemplo en la muestra NB-14. En la unidad superior, la proporción de arena supera a la de limo + arcilla, alcanzándose incluso hasta un 90% en este componente en el nivel NB-24.

#### Comentario sobre la microfauna

En toda la sección los Foraminíferos bentónicos predominan claramente sobre los planctónicos, especialmente en los niveles superiores de arenas donde los

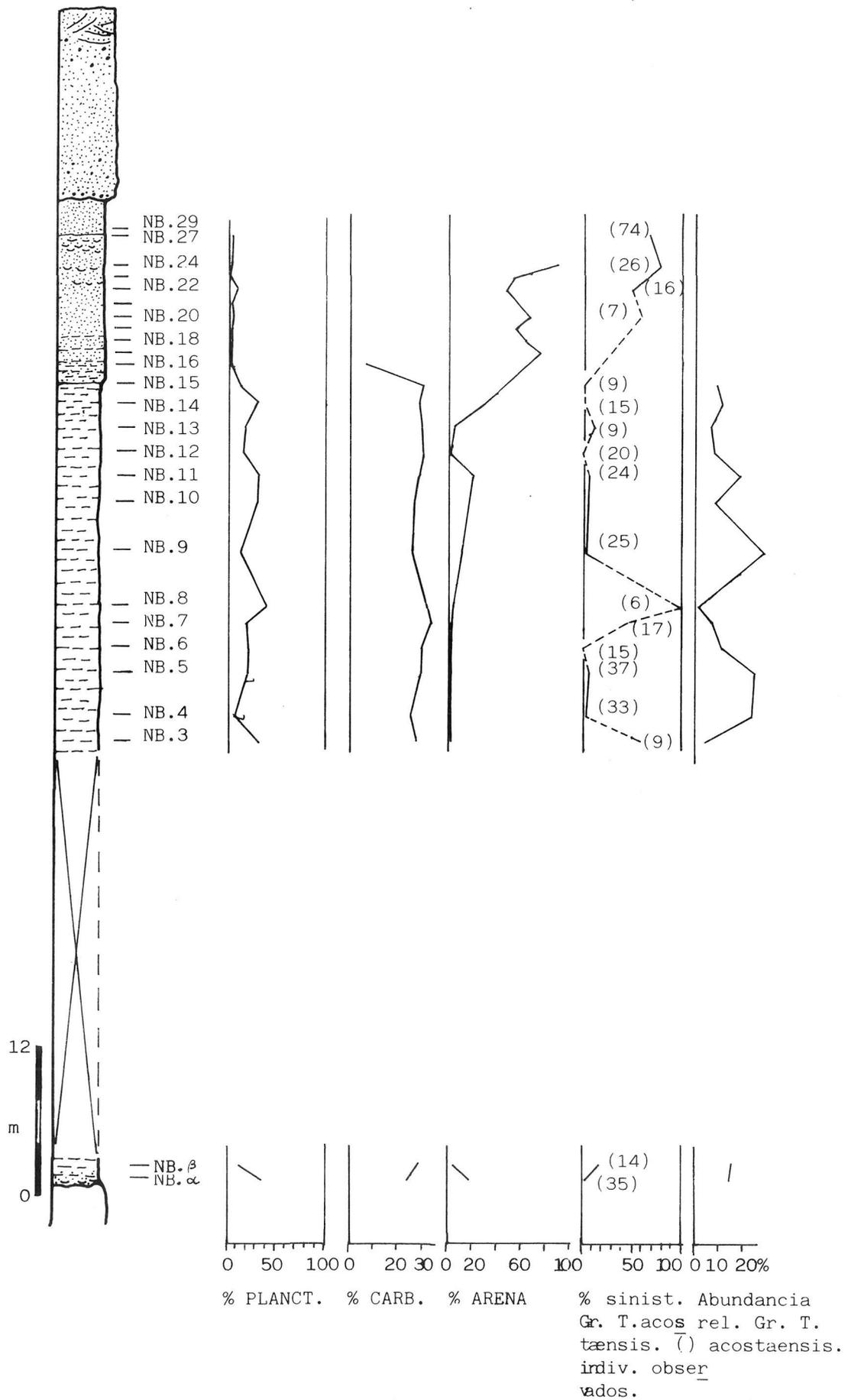


Figura 15. Sección de Niebla.

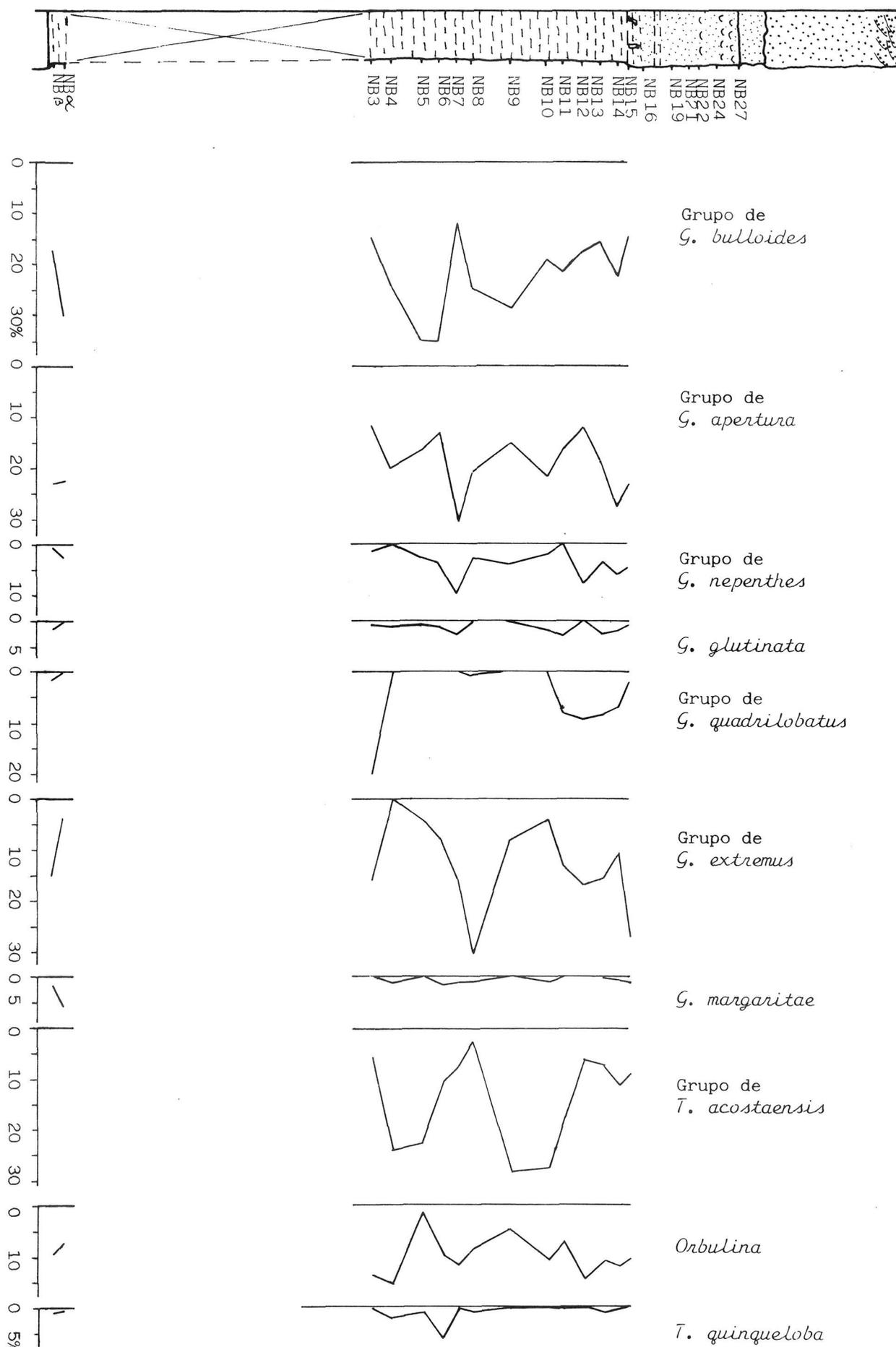


Figura 16. Sección de Niebla. Abundancia relativa de las diferentes especies de Foraminíferos planctónicos.

segundos son muy raros. En las arcillas la relación plancton/bentos oscila alrededor del 20%. En el nivel basal, sin embargo, se alcanza casi el 40%.

Como venimos haciendo en otras secciones, comenzamos la descripción de la asociación con el grupo de las Globorotalias carenadas, representada en este caso casi exclusivamente por *G. margaritae*, presente en la mayor parte de los niveles de arcillas y siempre con ejemplares típicos, sinistrorsos y con carena bien desarrollada. *Globorotalia* cf. *margaritae*, por el contrario, no aparece.

En el techo de la unidad 3 se encontró un ejemplar de *G. margaritae* s.s., si bien su mal estado de conservación nos lleva a suponer una posible resedimentación.

Lo mismo que ocurría en las dos secciones anteriores, encontramos en los niveles arenosos algunos ejemplares de *G. miotumida* junto a *G. ventriosa*, especies que no aparecen, sin embargo, en las arcillas, donde sería más probable su presencia, por lo que recurrimos al factor resedimentación, que juega un papel importante en toda la unidad 3 desde nuestro punto de vista.

En una muestra equivalente a la NB- $\beta$  de este trabajo en la que eran muy frecuentes los ejemplares típicos de *G. margaritae* s.s., se encontraron también algunas Globorotalias carenadas que hemos determinado como *G. miotumida* por la abertura en arco alto, si bien presentan unas características morfológicas similares a *G. plesiotumida* o a *G. cultrata* s.l. Estos ejemplares son siempre sinistrorsos y únicamente han sido encontrados en este nivel.

El grupo de *G. extremus* es especialmente importante en esta sección, siendo en algunos niveles el más abundante. Por su parte el grupo de *G. quadrilobatus*, alcanza también valores representativos en algunos horizontes. Es posible que sea en esta sección donde el grupo alcanza los mayores porcentajes.

*Globigerina apertura* está muy bien representada en todas las muestras hasta el punto de ser la especie más abundante. Por el contrario, *G. bulloides* supone porcentajes bajos, siendo *G. falconensis* y *G. praecalida* las especies dominantes del grupo.

El grupo de *T. acostaensis*, importante en toda la sección, presenta formas preferentemente dextrorsas en los niveles arcillosos, si exceptuamos las muestras NB-3, NB-7 y NB-8 donde predominan las sinistrorsas, si bien el n.º de ejemplares estudiados es poco significativo en estos casos. En este sentido parecen coincidir los niveles con enrollamiento preferentemente sinistrorso con aquellos en los que el grupo está pobremente representado (ver Fig. 17).

En el paquete de arenas superiores los ejemplares sinistrorsos dominan sobre los dextrorsos. No obstante, pensamos que estos porcentajes pueden estar influenciados en alguna medida por la resedimentación.

Queremos destacar también la presencia relativamente abundante en esta sección del género *Orbulina*, particularmente *O. universa* y *O. suturalis*.

### 3.9. Sección de Castilleja del Campo

En Castilleja del Campo se levantaron dos secciones. La primera de ellas se obtuvo al norte de dicha localidad, en una cantera de arcillas situada a unos 500 mts. de la misma. En ella se pudo observar un tramo arcilloso de unos 10 mts. de espesor, en el que se intercalan dos paquetes, uno en la base y otro hacia el techo de carácter limoso. Los contactos entre ambos materiales se manifiestan por cambios de color. En dicha sección, estratigráficamente más baja, se tomaron las muestras CA.4 y CA.5.

La segunda sección se levantó en dos canteras, muy próximas, situadas detrás del Cementerio. En la base aparecen unos niveles arcillosos, que se hacen rápidamente más limoso-arenosos, para pasar, después de un tramo cubierto de unos 2 mts. de potencia, a arenas finas amarillentas sin estratificación ni macrofauna.

El porcentaje de carbonato oscila alrededor del 30% en las arcillas, disminuyendo ligeramente en el tramo arenoso.

#### Comentario sobre la microfauna

La relación Foraminíferos planctónicos/Foraminíferos bentónicos es baja, excepto en los dos niveles inferiores, donde suponen un 30%. En los niveles CA. B y CA. D alcanzan un 5 y un 16% respectivamente, y a partir de la muestra CA.G no se llega al 5%.

El grupo de Globorotalias carenadas está representado exclusivamente por *G. margaritae*, si bien hacia el techo se pueden encontrar otras Globorotalias que hemos denominado como *Globorotalia* sp.. Estos ejemplares pueden incluirse en el grupo de *G. scitula* con una periferia bastante angulosa. Curiosamente sólo se encuentran en los niveles superiores más detríticos, lo que nos lleva a suponer una posible resedimentación.

El grupo de *T. acostaensis*, bastante abundante, presenta un enrollamiento claramente dextrorso en los dos niveles inferiores, mientras que hacia arriba los porcentajes de ejemplares sinistrorsos oscilan entre el 30 y el 60%. No deja de ser significativo que en las facies donde se encuentra mayor diversidad de Foraminíferos planctónicos y donde el grupo está mejor representado, como ocurre en los dos niveles inferiores, es donde se alcanzan los mayores porcentajes de dextrorsos.

El grupo de *G. apertura* domina sobre el de *G. bulloides*, siendo la primera especie muy abundante.

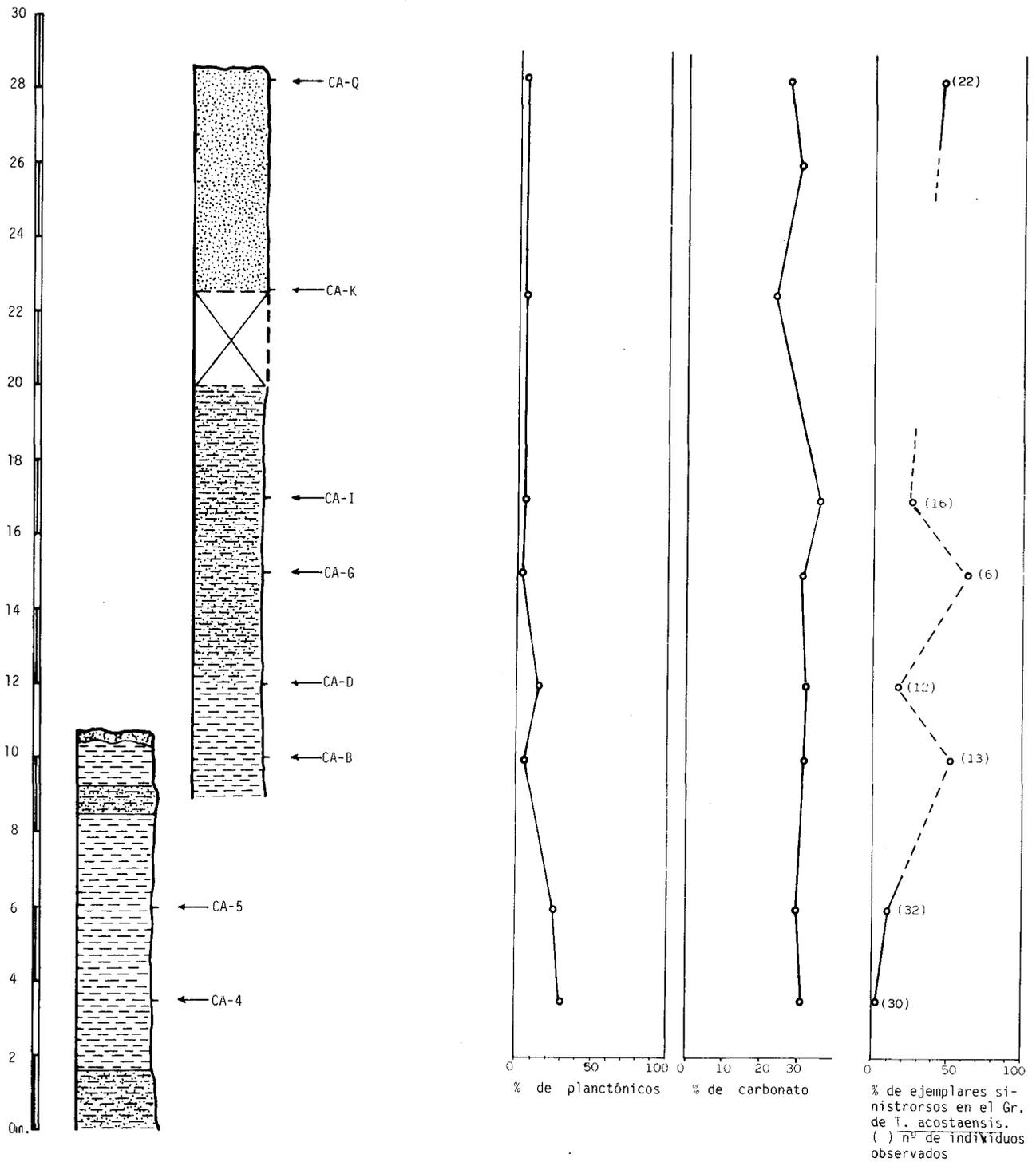


Figura 17. Sección de Castilleja del Campo.

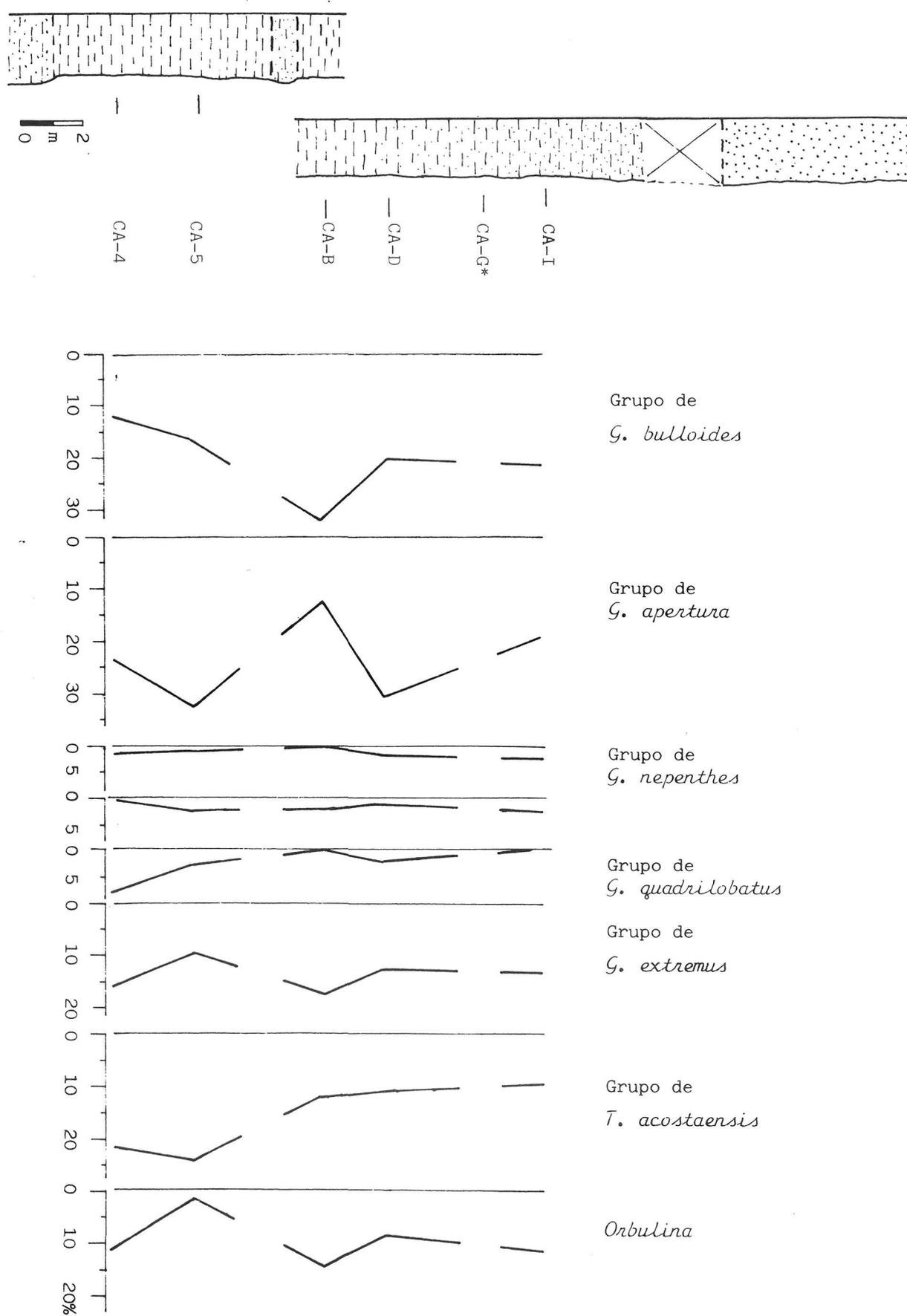


Figura 18. Sección de Castilleja del Campo. Abundancia relativa de las diferentes especies de Foraminíferos planctónicos.

Son también representativos los grupos de *G. extremus* y *Orbulina* spp., mientras que el grupo de *G. quadrilobatus* es escaso.

### 3.10. Sección de Sanlúcar la Mayor

En esta localidad se encuentra el contacto entre las arcillas gris-azuladas de la unidad 2, que afloran al norte de la misma, y las arenas limosas de la unidad 3 al sur.

Esta sección se obtuvo inmediatamente al suroeste de Sanlúcar la Mayor, siguiendo un profundo barranco por el que discurre el arroyo de las Carianas que desemboca en el río Guadiamar. Como a 1 Km. de dicha localidad, se encuentra una cantera donde se muestrearon los diferentes niveles.

En la mitad inferior de la sección aparecen niveles arcillosos de color fuertemente azulado y de unos 12 mts. de potencia, entre los que se intercalan varias capas de arenas finas mediante contactos muy netos. Estas son de color amarillento y presentan en algunos casos laminación paralela; concretamente hemos diferenciado 5 capas de arenas.

Por encima de estos niveles se observa un cambio de tonalidad, pasando de las arcillas azules a unas arcillas amarillentas, que se enriquecen gradualmente en limo y arena fina y que alcanzan 14 mts. de espesor. Por último en la parte más alta de la sección aparece un paquete de arenas finas amarillentas, a veces ligeramente compactadas, y en cuyo interior pueden diferenciarse algunos bancos separados por superficies de estratificación. No se observa macrofauna. No obstante, debemos tener en cuenta que la unidad de arenas finas en aquella zona puede alcanzar bastante potencia, habiendo sido muestreada únicamente la parte baja (unos 10 mts.).

El porcentaje de carbonato se mantiene bastante constante en toda la sección, entre el 30 y el 40%, disminuyendo ligeramente en el tramo arenoso. En esta sección es en la que se alcanzan los valores más altos de todos los estudiados. La proporción de arena es relativamente baja en las arcillas azules, prescindiendo de las capas arenosas, oscila entre el 5 y el 20%, aumenta hasta un 30 o 40% en los limos arenoso-amarillentos (niveles SL-12 a SL-16) y se aproxima al 70% en las tres muestras superiores.

#### Comentario sobre la microfauna

Los Foraminíferos bentónicos predominan sobre los planctónicos en toda la sección; excepto en los niveles SL-5 y SL-10 donde los Foraminíferos planctónicos suponen casi un 30%, en las demás muestras están próximos al 10%. Las fuertes

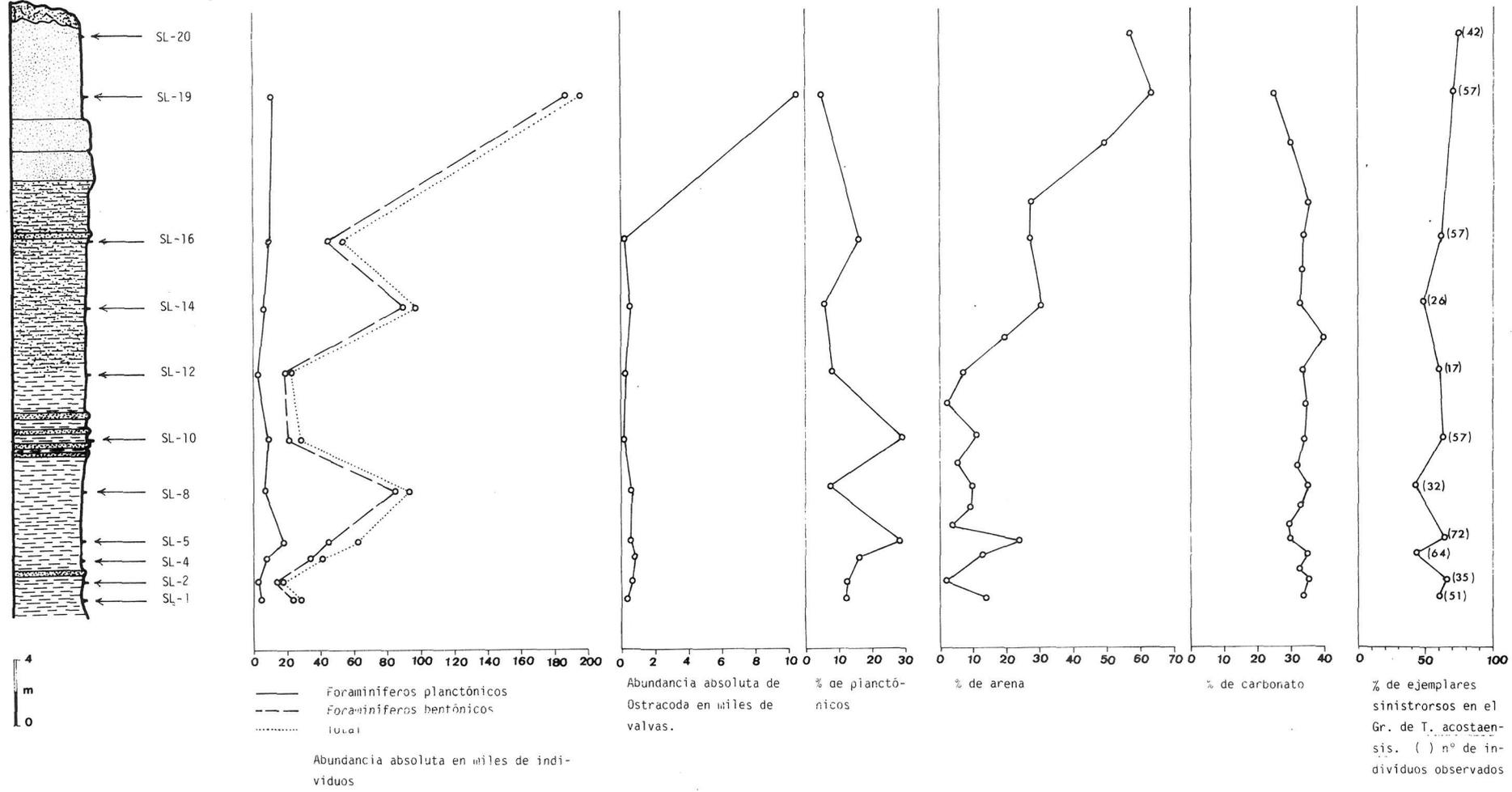


Figura 19. Sección de Sanlúcar la Mayor.

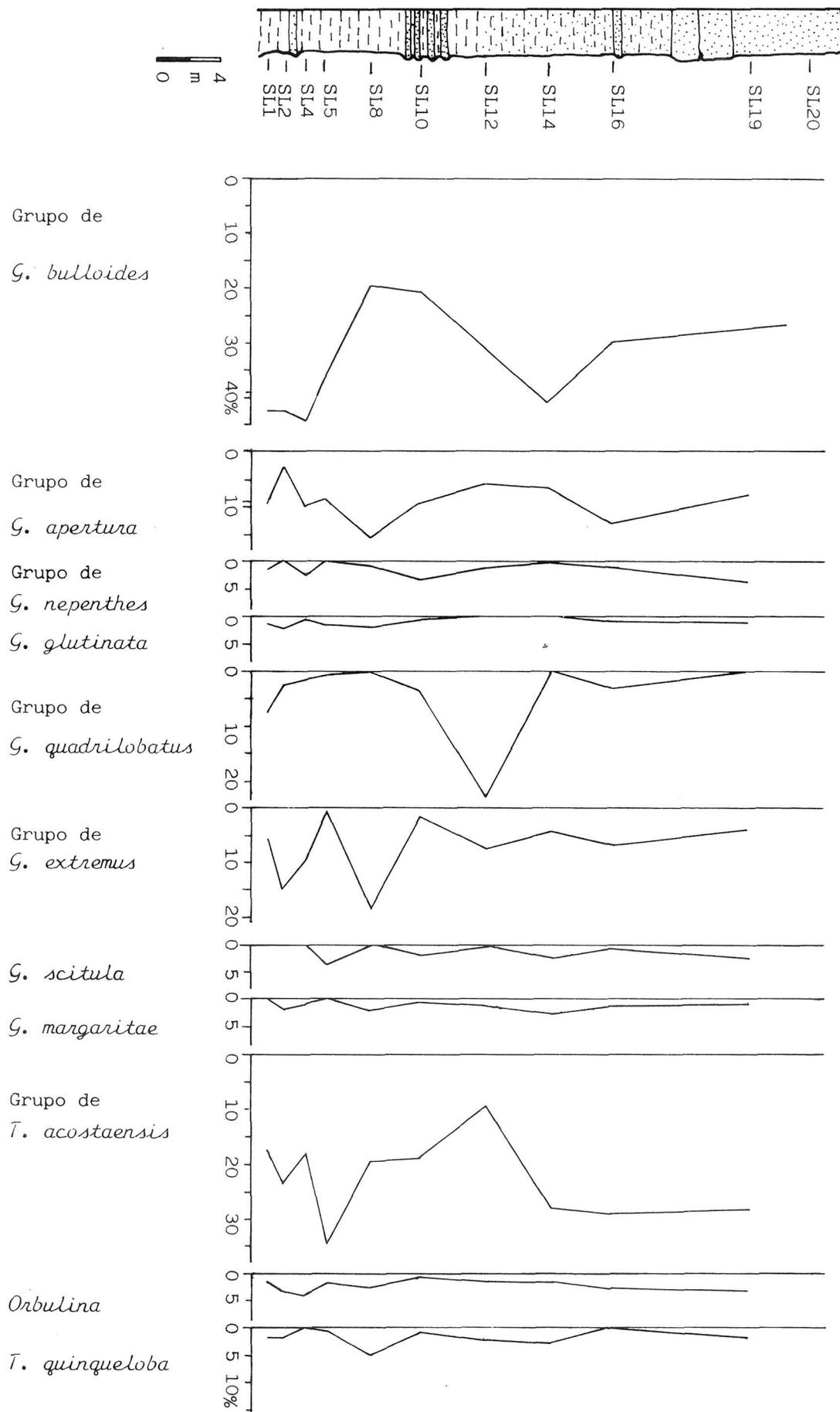


Figura 20. Sección de Sanlúcar la Mayor. Abundancia relativa de las diferentes especies de Foraminíferos planctónicos.

variaciones de la abundancia absoluta están controladas por los Foraminíferos bentónicos, puesto que los planctónicos se mantienen con valores bastante constantes (entre 5 y 20.000 individuos) en toda la sección.

Aparecen constantemente en toda la sección, *G. miotumida* junto a *G. margaritae*, ambas con enrollamiento sinistrorso; están acompañadas también por *G. ventriosa* y otras Globorotalias del grupo. En cualquier caso, todas ellas son muy escasas. La presencia de estas Globorotalias junto a *G. margaritae* puede ser explicada de dos formas: bien porque son niveles más antiguos que los de la sección de Niebla o Huelva, localizadas en la parte occidental, bien porque existe una fuerte resedimentación (véase discusión sobre la sección de Castilleja del Campo).

Por otra parte el grupo de *T. acostaensis* presenta enrollamiento variable, si bien, en general, el porcentaje de ejemplares sinistrorsos se mantiene por encima del 50%, en lo que contrasta también con las secciones pliocenas de la parte occidental.

Los grupos dominantes en toda la sección son el de *G. bulloides* y el de *T. acostaensis*, por el contrario, el grupo de *G. apertura* es más escaso. El grupo de *G. extremus* aparece constantemente a través de toda la sección, sin embargo, el de *G. quadrilobatus* únicamente es abundante en el nivel SL-12.

La diversidad es baja y, en líneas generales, el estado de conservación de los ejemplares es malo.

#### 4. BIOESTRATIGRAFIA

De acuerdo con la distribución de la microfauna, y particularmente con los cambios en la asociación de Globorotalias carenadas, hemos establecido una escala bioestratigráfica, que parcialmente coincide con otras definidas con anterioridad, si bien los límites entre las diferentes biozonas y la caracterización de las mismas se ha llevado a cabo de acuerdo con criterios locales. Más adelante nos centraremos, no obstante, en los problemas de correlación con otras biozonaciones.

En el Neógeno de la región estudiada hemos diferenciado 4 biozonas de Foraminíferos planctónicos, que describimos a continuación.

##### Biozona de *Turborotalia humerosa*

Esta zona se define como una zona de intervalo que se extiende desde el biohorizonte de primera aparición (BPA) de *Turborotalia humerosa* hasta el horizonte de sustitución masiva del grupo de "*G. menardii*" por el grupo de *G. miotumida*, horizonte que como veremos más adelante, suponemos puede ser correlacionado con el BPA de *G. conomiozea* en el dominio Mediterráneo.

El límite inferior de la biozona no ha sido reconocido en la región estudiada puesto que el marcador zonal aparece ya desde el comienzo de las series, no obstante, su presencia en el tramo basal ha sido puesta de manifiesto únicamente en el nivel de arenas glauconíticas de la sección de Gibraleón, mientras que en los niveles calcareníticos no ha sido encontrada, si bien los datos de que disponemos son muy escasos.

En la región estudiada se caracteriza esta biozona por una gran abundancia de Globorotalias carenadas del grupo de "*G. menardii*" constituido por *Globorotalia cultrata* s.l., *Globorotalia merotumida* y *Globorotalia plesiotumida*, todas ellas con enrollamiento dextrorso, si bien en áreas próximas se observa un cambio en el grupo de sinistrorso a dextrorso dentro de esta biozona. El límite superior de la zona coincide con la brusca desaparición de estas especies y su sustitución por *G. miotumida*, especie muy abundante en la biozona siguiente y con un enrollamiento preferentemente sinistrorso. *G. conomiozea* que es una especie rara en las secciones estudiadas, se encuentra de forma más constante a partir de este nivel, aunque se han encontrado algunos ejemplares por debajo del mismo.

Debemos tener en cuenta que el límite ha sido definido por una sustitución lo que no implica una verdadera extinción del grupo de "*G. menardii*", que si bien en la región no se ha encontrado por encima de este nivel, no ocurre lo mismo en otras regiones próximas, donde ha sido señalada su presencia en niveles más modernos.

El grupo de *Turborotalia acostaensis*, muy bien representado en esta biozona, presenta un enrollamiento siempre sinistrorso.

En cuanto al grupo de *G. scitula*, esta especie y *G. ventriosa* son las más frecuentes en las secciones de Gibraleón y Beas. Sin embargo, en el área de Paterna, concretamente en la muestra PT-BR.2 el grupo aparece claramente dominado por *G. suterae*.

### Biozona de *Globorotalia miotumida*

El límite inferior de esta biozona corresponde al cambio en las Globorotalias carenadas que acabamos de definir. Se caracteriza por una gran abundancia, en gran parte de la misma, de *G. miotumida* y ausencia del grupo de "*G. menardii*". Son frecuentes también los ejemplares intermedios entre esta especie y *G. conomiozea*. El límite superior viene definido por la primera aparición de *Globorotalia margaritae* s.s. (ejemplares con una carena bien desarrollada en todas las cámaras, fuerte convexidad dorsal y enrollamiento sinistrorso).

Hacia el techo de la biozona tiene lugar un cambio en el sentido de enrollamiento de las formas del grupo de *Turborotalia acostaensis* de sinistrorso a dextrorso. Este cambio se puede observar en la sección de Trigueros (Ver Fig. 11).

Dede la base de la biozona, e incluso en la biozona anterior aparecen ejemplares que hemos determinado como *Globorotalia* cf. *margaritae*, intermedios entre *G. scitula* y *G. margaritae*, ejemplares que son preferentemente dextrorsos.

#### Biozona de *Globorotalia margaritae*

El límite inferior de la biozona se define por la primera aparición de *G. margaritae* s.s. y el superior por el BPA de *G. puncticulata*.

La parte basal de esta biozona no ha podido ser observada en ninguna de las secciones, puesto que este tramo se encuentra generalmente recubierto por formaciones más recientes, como ya hemos discutido anteriormente.

Se caracteriza la biozona por la escasez de *Globorotalias* carenadas, debido posiblemente a una menor profundidad de la cuenca. *G. margaritae* es el único representante del grupo en general, si bien en algunos niveles aparece también *G. miotumida*, aunque muy esporádicamente.

El grupo de *T. acostaensis* presenta un enrollamiento variable, pero en general predominan los ejemplares dextrorsos.

#### Biozona de *Globorotalia puncticulata*

Esta zona se caracteriza por la presencia de esta especie junto a *G. margaritae*. El límite inferior se sitúa en la primera aparición del marcador zonal y el superior se localizaría en la primera aparición de *G. crassaformis*, horizonte que no ha sido encontrado en la región estudiada.

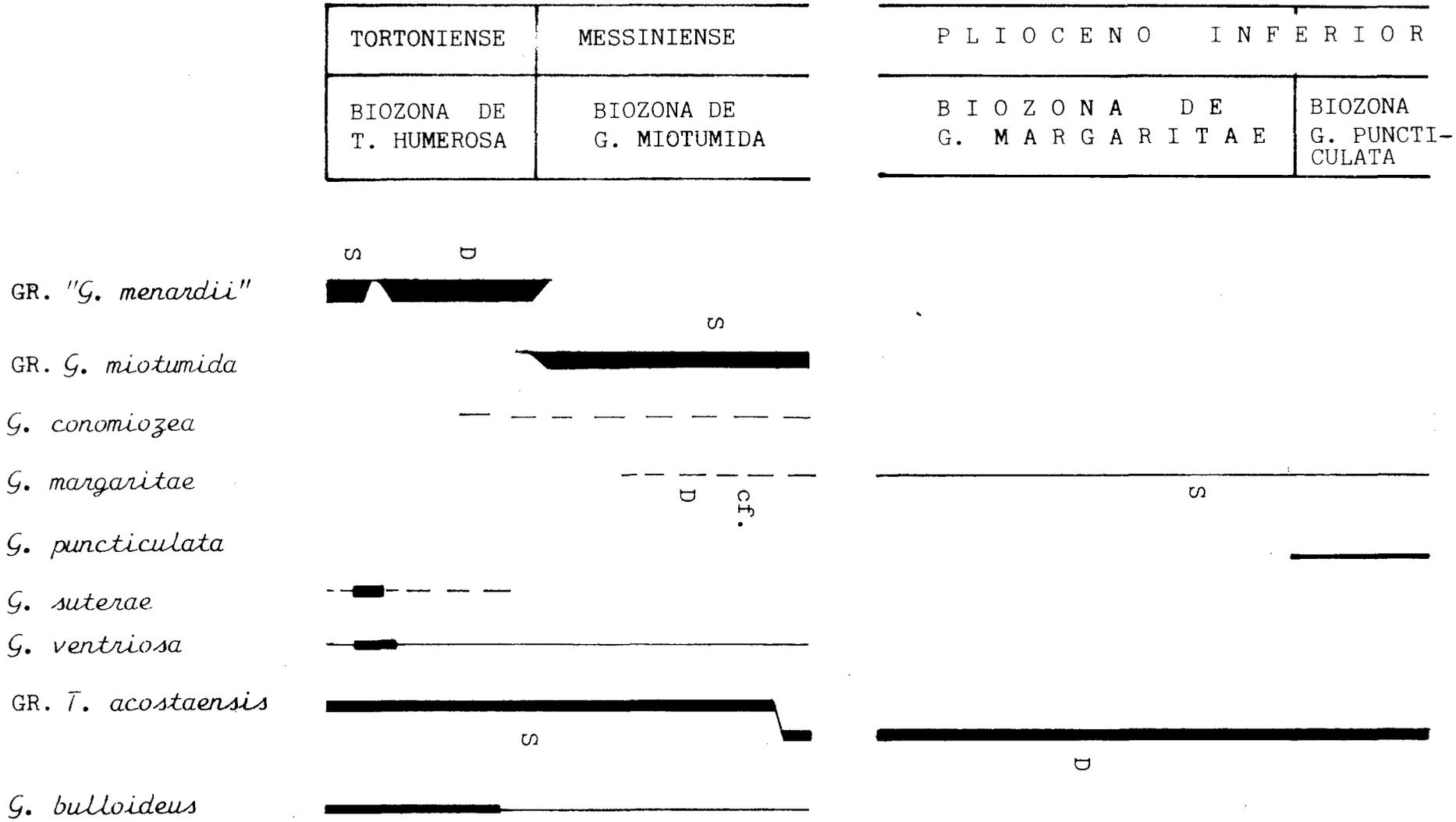
### 4.1. Correlación con otras biozonaciones

#### Biozonación de Bolli (1966)

La zona de *Globorotalia dutertrei* de este autor es equivalente, al menos parcialmente, a nuestras biozonas de *T. humerosa* y de *G. miotumida*. Dicha zona fue definida por BOLLI (op. cit.) desde el BPA del marcador zonal hasta la primera aparición de *G. margaritae*. En el concepto de *G. dutertrei* BOLLI (op. cit.) incluye *T. humerosa*, especie que está presente desde la base de las secciones estudiadas y que es el verdadero marcador zonal, puesto que *G. dutertrei* s.s. es una forma más evolucionada, derivada de la anterior.

La biozona de *G. margaritae* definida como una acrozona de este taxón por BOLLI (op. cit.), coincide aproximadamente con nuestras biozonas de *G. margaritae* y *G. puncticulata*. Si suponemos que el horizonte de aparición de *G. margaritae* es isócrono, el límite entre las zonas de *G. dutertrei* y *G. margaritae* de

Figura 21. Distribución de los taxones más significativos bioestratigráficamente.



TORTONIENSE	MESSINIENSE		PLIOCENO INFERIOR			
BIOZONA DE <i>Globorotalia humerula</i>	BIOZONA DE <i>Globorotalia mediterranea</i>	BIOZONA DE <i>Globorotalia margaritae</i>		BIOZONA DE <i>Globorotalia puncticulata</i>		PROPUESTA EN ESTE TRABAJO
ZONA N. 17		ZONA N. 18	ZONA N. 19			BLOW (1969)
ZONA DE <i>Globorotalia dutertrei</i>		ZONA DE <i>Globorotalia margaritae</i>				BULLI (1966)
		Zona de <i>Sphaeroidin. llopsis</i> spp.	ZONA DE <i>Globorotalia margaritae</i>	ZONA DE <i>Globorotalia margaritae</i> <i>evoluta</i>		CITA (1973-1976)
ZONA DE <i>G. acuta-taenii</i>	ZONA DE <i>G. conamiozeu</i>					D'ONOFRIO et al. (1976)
Subzona de <i>G. dutertrei</i>	Subzona de <i>G. mediterranea</i>	Subzona de <i>G. multiloba</i>				
ZONA DE <i>G. merotumida</i>	ZONA DE <i>G. mediterranea</i>	ZONA ATIPICA	Zona de <i>Sphaeroidin. llopsis</i> spp.	ZONA DE <i>G. margaritae</i>	ZONA DE <i>G. puncticulata</i>	BORSETTI et al. (1979)
ZONA DE <i>G. acuta-taenii</i>	ZONA DE <i>G. mediterranea</i>		ZONA DE <i>G. margaritae</i> "forma mediterranea"	No definida		SERRANO (1979)
Subzona de <i>G. dutertrei</i>	Subzona de <i>G. mediterranea</i>	Subzona de <i>G. elongata</i>				
ZONA DE <i>G. humerula</i> <i>G. dutertrei</i>	ZONA DE <i>G. mediterranea</i>	<i>G. conamiozeu</i>	ZONA DE <i>G. margaritae</i>	ZONA DE <i>G. puncticulata</i>		MONENAT et al. (1976)
ZONA DE <i>Globigerina acuta-taenii</i>	ZONA DE <i>Globorotalia conamiozeu</i>		ZONA DE <i>G. margaritae</i>	ZONA DE <i>G. puncticulata</i>		ZACHARIASSE (1975)
ZONA DE <i>G. mucronica</i>	ZONA DE <i>G. doli</i> <i>G. dutertrei</i>	ZONA DE <i>G. margaritae</i>		ZONA DE <i>G. puncticulata</i>		FENBERG & LORENZ (1970-1972)
ZONA DE <i>Sphaeroidin. llopsis</i> <i>sublehwensis</i> <i>puenlehensis</i>		ZONA DE <i>G. neperthes</i>		ZONA DE <i>G. margaritae</i> <i>G. puncticulata</i>		SALVATORINI & CITA (1979)
ZONA DE <i>G. dutertrei</i>		ZONA DE <i>G. margaritae</i>		ZONA DE <i>G. puncticulata</i>		WERNLI (1977-1978-1979)
Subzona de <i>G. dutertrei</i> <i>G. humerula</i>	Subzona de <i>G. primitiva</i>	Subzona de <i>G. margaritae margaritae</i>	Subzona de <i>G. margaritae evoluta</i>			
Asociación <i>G. acuta-taenii</i> <i>G. humerula</i>	Asociación <i>G. conamiozeu</i> <i>G. mediterranea</i>	ZONA DE <i>Globigerina</i> spp.	NO DEFINIDA			MANUPUTTI (1977)
8, 9 y 10 Asociaciones	ZONAS NO DEFINIDAS					TJSALSMA (1971)

Figura 22. Correlación con otras biozonaciones

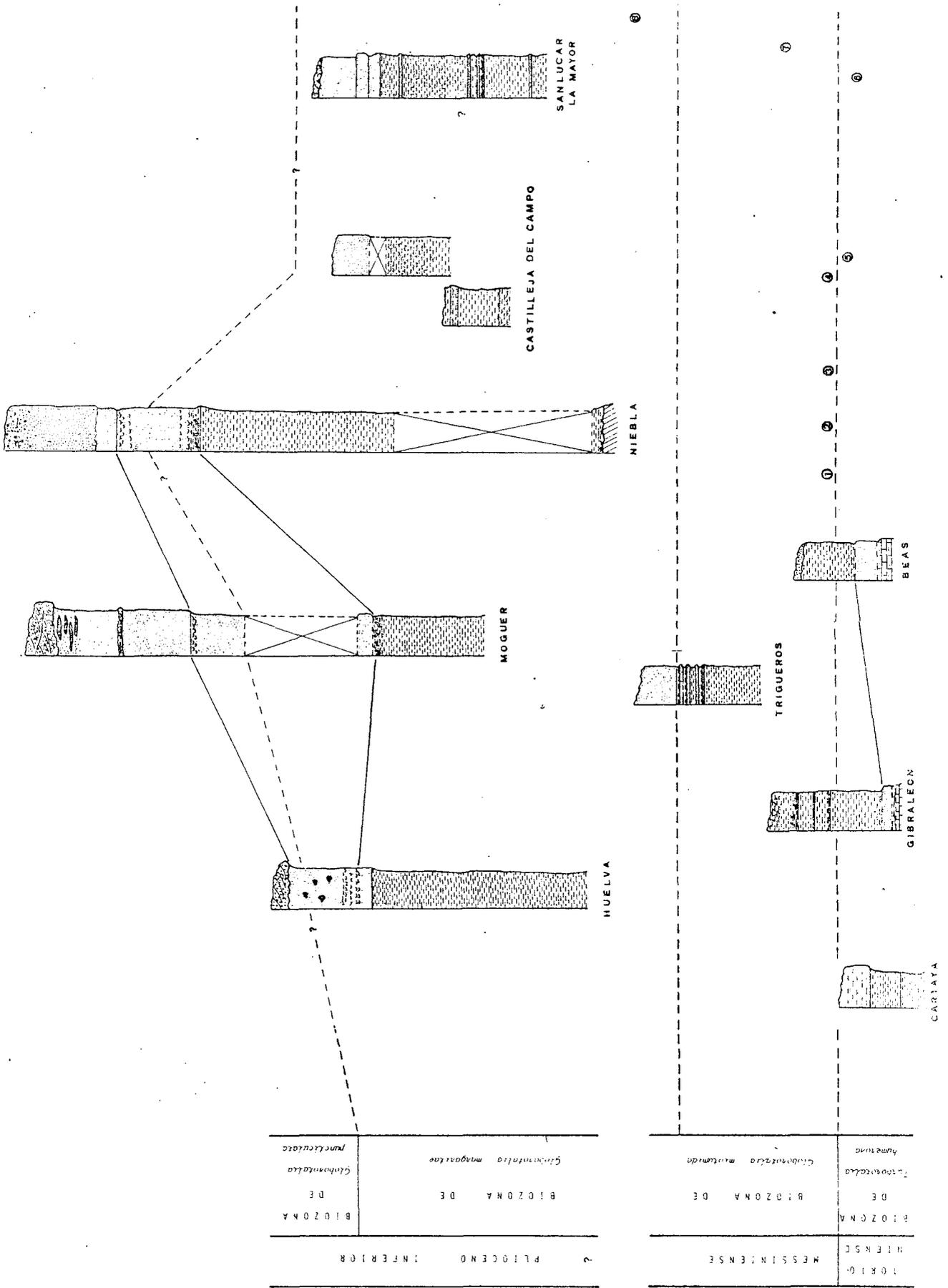


Figura 23. Situación de las diferentes secciones en relación con la escala bioestratigráfica propuesta.

BOLLI es equivalente al límite entre las biozonas de *G. miotumida* y *G. margaritae* tal y como han sido definidas en este trabajo. Por otra parte debemos tener en cuenta que el horizonte de extinción de *G. margaritae* aproximadamente coincide con el BPA de *G. crassaformis* s.l.

#### Biozonación de BLOW (1969)

Nuestra biozona de *Turborotalia humerosa* puede ser correlacionada con la zona N. 17 de BLOW (1969). La presencia de *G. plesiotumida* desde los niveles calcareníticos así lo confirma. *T. humerosa* deriva según BLOW (op. cit.) de *T. acostae* en la última parte de la zona N. 16, inmediatamente antes del BPA de *G. plesiotumida*. Su presencia por tanto desde los niveles basales en la región estudiada corrobora esta correlación.

Del mismo modo la zona de *G. miotumida* tal y como ha sido definida en este trabajo equivale probablemente a la última parte de dicha zona.

Según BLOW (op. cit.) en la zona N. 17 aparecen *G. conglobatus conglobatus*, *G. crassula conomiozea*, *Turborotalia quinqueloba*, etc., especies presentes en las zonas antes mencionadas, especialmente la última que es muy abundante.

El límite entre las zonas N.17 y N.18 de BLOW definido por el BPA de *G. tumida*, no puede ser reconocido puesto que este taxón no se encuentra en la región estudiada. Tampoco se encuentra *Sphaeroidinellopsis subdehiscens paenedehiscens*, que según BLOW aparece al final de la zona N.17. Este taxón es utilizado, sin embargo, por SALVATORINI & CITA (1979) para definir la biozona que lleva su nombre en el DSDP site 397 de Cabo Bojador. En este punto el BPA de dicha especie es inmediatamente posterior al BPA de *G. plesiotumida*. En Marruecos BOSSIO *et al.* (1976) señalan también la presencia de *S. subdehiscens paenedehiscens* desde la base de la serie.

El techo de la zona N.18 fue definido con el horizonte de aparición de *Sphaeroidinella dehiscens dehiscens*, especie que tampoco aparece en la región, lo que no nos permite caracterizar con exactitud las zonas N.18 y N.19. La zona N.18 de BLOW, no obstante, es de muy corta duración, según se ha puesto de manifiesto por los estudios de paleomagnetismo, comprendiendo un intervalo en el que generalmente se sitúa el límite Mioceno/Plioceno. Por este motivo la zona N.18 se ha hecho coincidir con la parte basal de la zona de *G. margaritae*.

SALVATORINI & CITA (op. cit.) sitúan dicha zona en la parte inferior de su zona de *Globigerina nepenthes* (= biozona de *G. margaritae* de este trabajo).

Por último consideramos que la última parte de la unidad 2 y toda la unidad 3, o lo que es lo mismo la mitad superior de la biozona de *G. margaritae* y toda la biozona de *G. puncticulata* son equivalentes a la zona N.19 de BLOW. En ningún momento parece alcanzarse la zona N.20, cuya base ha sido definida por la

extinción de diferentes especies de *Sphaeroidinellopsis*, horizonte que ha sido utilizado también en el dominio Mediterráneo.

En conclusión, suponemos que el Neógeno marino de la región puede correlacionarse con las zonas N.17 (parte), N.18 y N.19 (parte) de BLOW.

#### Biozonación de CITA (1973-1976)

Esta biozonación fue propuesta por este autor para el Plioceno Mediterráneo. La primera zona se corresponde con el Acmé de *Sphaeroidinellopsis*, que no ha sido encontrado en el área estudiada.

El BPA de *G. margaritae margaritae*, como ya hemos discutido anteriormente, es diacrónico en el Atlántico y en el Mediterráneo por lo que no nos sirve en la correlación.

En cualquier caso, la zona Acmé de *Sphaeroidinellopsis* y la zona de *G. margaritae margaritae* pueden ser correlacionadas con la mayor parte de nuestra biozona de *G. margaritae*, si excluimos la parte inferior de la misma.

El BPA de *G. puncticulata* y el de *G. margaritae evoluta*, que tienen lugar, según CITA (1976), al mismo tiempo entre los eventos C<sub>1</sub> y B de la Epoca Gilbert, definen la base de la zona de *G. margaritae evoluta* que equivale aproximadamente a nuestra zona de *G. puncticulata*. En la región estudiada el BPA de este taxón ha sido reconocido hacia la mitad de la unidad 3 en la sección de Moguer.

Pensamos que el techo de la unidad 3, al menos en el área próxima a Huelva, coincide aproximadamente con el horizonte de extinción de *G. margaritae*. En este sentido, recordemos que en la sección de Huelva, dicha especie es frecuente en el nivel HV-7 situado a pocos mts. del techo con ejemplares muy bien conservados. Junto a ella aparece también *Globigerina nepenthes*, especie cuyo BUA (biohorizonte de última aparición) es anterior al de *G. margaritae*. Esta última especie se encontró también en el nivel más alto de la sección de Niebla; no obstante, se trata de un solo ejemplar y en mal estado de conservación, por lo que no podemos descartar una posible resedimentación. En la sección de Moguer, por el contrario, no se encuentran ejemplares de esta especie en los niveles superiores de la unidad 3.

En cualquier caso los datos de que disponemos deben ser tomados con reserva, dadas las características litológicas de la unidad 3 con escaso contenido en Foraminíferos planctónicos y donde son muy frecuentes las formas resedimentadas.

CITA (1973), aunque cuestiona la validez del BPA de *G. crassaformis* s.l. como horizonte bioestratigráfico válido, sin embargo lo correlaciona con el horizonte de extinción de *G. margaritae*, al menos en algunas áreas. En las secciones estudiadas no se han encontrado ejemplares típicos del grupo de *G. crassaformis* por lo que pensamos que no se llega a alcanzar en ningún caso dicho horizonte.

## Biozonación de D'ONOFRIO et al. (1976)

La zona de *T. humerosa* tal y como ha sido definida en este trabajo puede correlacionarse con la parte superior de la zona de *G. acostaensis acostaensis*, concretamente con la subzona de *G. obliquus extremus* (parte) y con la subzona de *Globorotalia suterae*. Recordemos que D'ONOFRIO et al. (1976) sitúan la primera aparición de *T. humerosa* y de *G. plesiotumida* en la subzona de *G. obliquus extremus*. Si tenemos en cuenta que la parte inferior de la zona de *T. humerosa* puede no estar representada en la región estudiada, podemos correlacionar la parte basal de nuestras series con la subzona de *G. suterae* de D'ONOFRIO et al. (op. cit.). Dicha subzona fue definida por estos autores desde el BPA del marcador zonal hasta el BPA de *G. conomiozea*, y se caracteriza en el Mioceno italiano por la extraordinaria abundancia de *G. suterae* y *G. exserta*. En el área estudiada *G. suterae* se encuentra abundantemente tan sólo en una muestra aislada, mientras que la segunda no aparece, por lo que no puede ser establecido con precisión el límite entre ambas subzonas, si bien la presencia de *G. suterae* desde los niveles basales de arcillas nos sugiere que al menos la parte basal de la unidad 2 pertenece ya a esta subzona.

El BPA de *G. conomiozea* constituye para D'ONOFRIO et al. (op. cit.) el límite entre las zonas de *G. acostaensis acostaensis* y *G. conomiozea*. Como ya hemos visto anteriormente, este horizonte es difícil de establecer en la región, por lo que debemos buscar otros datos para la correlación. En este sentido D'ONOFRIO et al. (1976) señalan la presencia abundante en la parte inferior de la subzona de *G. suterae* de Globorotalias carenadas del grupo de *G. cultrata* que disminuyen gradualmente hacia el techo, especies que como ya hemos visto son muy frecuentes en nuestra zona de *T. humerosa*.

El límite entre la citada subzona y la zona de *G. conomiozea* supone para D'ONOFRIO et al. (op. cit.) un importante cambio microfaunístico, marcado especialmente por la aparición de taxones nuevos como son *G. conomiozea*, *G. mediterranea*, *G. saphoe*, y formas similares a *G. miozea sphericomiozea*.

En la parte baja de la zona de *G. conomiozea* estos autores citan la presencia de ricas poblaciones de *G. miotumida*, no indicando nada sobre el grupo de *G. cultrata*.

Según los datos anteriores parece deducirse que en el Mioceno italiano, coincidiendo con un cambio microfaunístico importante que se manifiesta especialmente por la aparición de *G. conomiozea* y otras formas relacionadas con ella, tiene lugar una sustitución en relación con el total de las Globorotalias carenadas, de tal forma que desaparece el grupo de *G. cultrata*, ocupando su lugar el grupo de *G. miotumida-G. conomiozea*.

En definitiva pensamos que este cambio microfaunístico es equivalente al encontrado por nosotros en el horizonte de sustitución del Grupo de "*G. menar-*

*dii*” por el grupo de *G. miotumida*, horizonte que hemos utilizado para definir el límite entre las zonas de *T. humerosa* y *G. miotumida*.

Otras especies frecuentes también en la subzona de *G. suteræ* en el Mioceno italiano son *T. acostaensis*, *T. humerosa*, *G. bulloides*, *G. decoraperta*, *G. obliquus*, *G. extremus*, *G. bollii*, *G. gr. quadrilobatus*, *G. bulloideus*, *Orbulina* spp., especies abundantes también en el mismo intervalo del área estudiada.

La subzona de *G. mediterranea* (zona de *G. conomiozea*) de D’ONOFRIO *et al.* (op. cit.) puede ser correlacionada con la mayor parte de nuestra biozona de *G. miotumida*, coincidiendo el techo de dicha subzona aproximadamente con el cambio de enrollamiento en el grupo de *T. acostaensis*, cambio que según diversos autores tiene lugar en el Mediterráneo debajo de los depósitos evaporíticos, al mismo tiempo que se produce un empobrecimiento general en la microfauna.

Este enrarecimiento de la microfauna es la característica general de la subzona de *Globigerina multiloba* cuya base fue definida mediante el BPA del marcado zonal, horizonte que consideramos diacrónico, puesto que dicho taxón se encuentra en nuestra región en la zona de *T. humerosa*. Debemos observar, no obstante, que el único ejemplar hallado lo fue en la fracción de 62-149 micras, por lo que puede pasar fácilmente desapercibido.

Aproximadamente esta subzona puede correlacionarse con el intervalo comprendido entre el cambio de enrollamiento en el grupo de *T. acostaensis* y la parte basal de la zona de *G. margaritæ*.

#### *Biozonación de BORSETTI et al. (1979)*

Lo mismo que la anterior, esta biozonación fue propuesta por los autores arriba citados para el dominio Mediterráneo.

La correlación con esta biozonación resulta difícil por la ausencia de horizontes bioestratigráficos equiparables, por lo que debemos basarnos en datos de terceros para establecer las equivalencias.

En nuestra opinión, la zona de *G. merotumida* de BORSETTI *et al.* (1979) puede correlacionarse, al menos parcialmente, con nuestra zona de *T. humerosa*. El límite superior de dicha zona se corresponde según estos autores con el BPA de *G. conomiozea*, horizonte que según hemos visto en la biozonación anterior y de acuerdo con referencias de otros autores que discutiremos más adelante, coincide con el límite entre las zonas de *T. humerosa* y *G. miotumida* tal y como ha sido definido en este trabajo.

Puesto que el término “*G. merotumida*” de BORSETTI *et al.* (op. cit.) es provisional, siendo posiblemente diferente de la especie de BLOW & BANNER no podemos utilizar este taxón en las correlaciones, sin embargo la presencia en dicha

zona de *G. obliquus extremus*, *G. dutertrei* y *G. humerosa*, nos sugiere que nuestra zona de *T. humerosa* puede ser correlacionada con la mayor parte de la misma.

La zona de *G. mediterranea* y/o *G. conomiozea* es equivalente a la mayor parte de nuestra zona de *G. miotumida*, desde su base hasta el horizonte de cambio en el sentido de enrollamiento del grupo de *T. acostaensis*, mientras que el intervalo comprendido entre este horizonte y el final de la biozona así como la parte basal de la biozona de *G. margaritae* debemos hacerlo coincidir con la zona atípica. Debemos observar que la primera aparición de *Globigerinoides elongatus* que define para estos autores el límite entre la zona atípica y la zona de *Sphaeroidinellopsis* spp., se encuentra en las secciones estudiadas desde la zona de *T. humerosa*. Más adelante discutiremos este punto.

Las zonas de *Sphaeroidinellopsis* spp. y de *G. margaritae* equivalen a la mayor parte de nuestra zona de *G. margaritae*, si exceptuamos la parte basal.

Por último las zonas de *G. puncticulata* de BORSETTI *et al.* (op. cit.) y la nuestra son correlacionables, puesto que se han utilizado en su definición los mismos marcadores zonales.

#### Biozonación de SERRANO (1979)

De acuerdo con la definición de las biozonas, nuestra zona de *T. humerosa* equivale probablemente a la zona de *T. acostaensis* (subzona de *T. humerosa* y subzona de *G. suteræ*). No obstante pensamos que el intervalo de la zona de *T. humerosa* representado en la región estudiada se corresponde íntegramente con la subzona de *G. suteræ* de SERRANO (op. cit.).

Del mismo modo que en la biozonación de D'ONOFRIO *et al.* (1976), el límite entre las zonas de *T. acostaensis* y *G. mediterranea* fue definido con la primera aparición de este taxón, horizonte que ha sido correlacionado con el de sustitución del grupo de "*G. menardii*" por el de *G. miotumida*.

La subzona de *G. mediterranea* (zona del mismo nombre) equivale a la mayor parte de nuestra zona de *G. miotumida*, desde su base hasta aproximadamente el cambio en el sentido de enrollamiento del grupo de *T. acostaensis*, horizonte que probablemente puede ser correlacionado con el BPA de *G. elongatus* en el área Mediterránea. Recordemos de nuevo que esta especie aparece en las secciones estudiadas desde la zona de *T. humerosa*. En el capítulo de cronoestratigrafía discutiremos los problemas planteados en relación con la distribución de *G. elongatus* en los dominios Atlántico y Mediterráneo.

En nuestra opinión la subzona de *G. elongatus* (zona de *G. mediterranea*) es correlacionable con la última parte de nuestra zona de *G. miotumida*, intervalo comprendido entre el cambio en el sentido de enrollamiento del grupo de *T. acostaensis* y el final de la biozona y con la parte basal de la zona de *G. margari-*

*tae*. En esta subzona tiene lugar un empobrecimiento general de la fauna en el Mediterráneo que coincide con la crisis de salinidad. El techo de esta subzona constituye para SERRANO (1979) el límite Mioceno-Plioceno y la base de la zona de *G. margaritae* "forma *mediterránea*" coincide con la mayor parte de nuestra biozona de *G. margaritae*, exceptuando la parte basal de la misma.

## 5. CORRELACION CON OTRAS AREAS DEL DOMINIO ATLANTICO

### 5.1. *Area de Marruecos*

Son muchos los estudios de carácter estratigráfico y micropaleontológico llevados a cabo en el vecino país marroquí; nos centraremos, no obstante, en el denominado Neógeno «post manto» de la depresión Sur-Rifeña, cuenca que sigue una disposición paralela a la cuenca del Guadalquivir al otro lado del sistema Bético-Rifeño. De acuerdo con CHOUBERT et al. (1964) y con los autores que citamos más abajo, podemos observar que existe una gran similitud entre ambas cuencas desde el punto de vista estratigráfico. Los estudios micropaleontológicos que nos van a servir para la correlación se centran principalmente en el extremo occidental de la cuenca Sur-Rifeña, concretamente en el área de Rabat. En esta región, directamente en contacto con el zócalo de la Meseta marroquí, aparece la denominada molasa de base, que es aproximadamente equivalente a nuestra unidad 1; en ella es frecuente encontrar un conglomerado de base, un tramo calcarenítico y capas de arenas glauconíticas. Sobre la molasa de base se apoya una potente serie arcillosa que puede alcanzar hasta 2.000 mts. hacia el interior de la cuenca y termina la sedimentación marina con un tramo de arenas arcilloso-calcáreas muy similar a nuestra unidad 3, presentando también abundantes niveles de macrofauna. En este sentido, son conocidos los yacimientos de Dar-Bel-Hamri, La Rambla Arjet y Aín el Orma.

El primer estudio importante en relación con los Foraminíferos planctónicos se debe a FEINBERG & LORENZ (1970). Estos autores encuentran en los valles del Bou-Regreg una sedimentación marina continua desde el Mioceno terminal hasta el Plioceno, que dividen en 6 biozonas. La correlación entre estas biozonas y las definidas por nosotros aparece en el cuadro de la fig. 24.

En la serie margosa, FEINBERG & LORENZ (op. cit.) observan varios cambios microfaunísticos importantes; el principal de ellos, que tiene lugar a pocos mts. de la base, se manifiesta por la desaparición de *G. miocenica* s.l. y de *G. menardii*. Debemos tener en cuenta que las formas denominadas por estos auto-

res como *G. miocenica* s.l. no tienen nada que ver con el holotipo de PALMER, sino que están relacionadas con el grupo de *G. merotumida*-*G. plesiotumida*, siguiendo el concepto de CATI et al. (1968). Este horizonte, por tanto, puede ser perfectamente correlacionado con el observado por nosotros en el área estudiada. Así pues, según estos autores los primeros mts. margosos corresponden a la biozona de *G. miocenica* s.l. de CATI et al. (op. cit.) (Tortonense superior), equivalente parcialmente a nuestra biozona de *Turborotalia humerosa*.

La biozona de *G. dali*-*G. dutertrei*, que sucede a la anterior, se caracteriza por la ausencia de formas de *G. menardii* y presencia abundante de *G. dali* (= *G. miotumida* de este trabajo), *G. martinezi*, *G. miroensis*, *Globorotalia* sp. (= ancestrales de *G. margaritae*), etc.; especies, todas ellas, características de la zona de *G. miotumida* en las secciones estudiadas. Un aspecto importante que coincide en ambas regiones es que en este intervalo tiene lugar la evolución desde *G. scitula* a *G. margaritae*. En este sentido, FEINBERG & LORENZ (op. cit.) destacan una línea evolutiva desde *G. martinezi*-*G. miroensis*, especies frecuentes también en el área estudiada por nosotros y que hemos definido como morfotipos de *G. ventriosa* y *G. scitula* respectivamente.

El límite superior de esta biozona, que tiene lugar dentro de la unidad margosa, viene marcado por la aparición masiva de formas típicas de *G. margaritae*, que correlacionan con el límite Mioceno-Plioceno, aspecto en el que no coincidimos.

La biozona de *G. puncticulata* definida por FEINBERG & LORENZ (op. cit.) coincide con la nuestra, sin embargo, la ausencia en la región estudiada de ejemplares típicos de *G. aemiliana* y de *G. crassaformis*, no nos ha permitido definir estas dos biozonas. Hay que tener en cuenta, no obstante, que los niveles en los que debían aparecer estas especies son arenosos y, por tanto, muy pobres en microfauna planctónica. Este dato nos lleva a plantear la siguiente pregunta: ¿Es más moderna la regresión pliocena en la región de Rabat que en el área estudiada por nosotros?

BOSSIO et al. (1976) estudian 5 secciones en esta misma región, encontrando en el interior de la unidad margoso-limosa una sucesión de eventos bioestratigráficos, que coincide, en líneas generales, con la expuesta por los autores anteriores y con la indicada en este trabajo. En lo que respecta a las *Globorotalias* carenadas del grupo de *G. cultrata* son frecuentes en la base, y como indican estos autores «elles deviennent tout à coup rares et sporadiques». Por otra parte, observan un cambio de enrollamiento de sinistrorso a dextrorso en la parte inferior de la serie, antes de su desaparición. En las secciones estudiadas en este trabajo, no se puede constatar este cambio puesto que todos los ejemplares que encontramos desde la base de la unidad 2 son dextrorsos, si bien los datos de que disponemos en el tramo calcarenítico son tan escasos que no nos permiten afirmar nada en

este sentido. No obstante, en trabajos muy recientes realizados por nosotros en la provincia de Sevilla, concretamente en el estratotipo Andaluciense y en Cantillana se pone de manifiesto un horizonte similar, marcado por el cambio de sinistrorso a dextrorso en el grupo de "*G. menardii*", cambio que se produce prácticamente en la base de la unidad arcillosa y que será objeto de otro trabajo.

*G. miotumida*, rara, según estos autores, en los niveles inferiores «elle devient tout à coup fréquente, en concomitance avec le soudain appauvrissement de *G. gr. cultrata*». Esta sustitución entre estos dos grupos coincide también con la aparición de *G. conomiozea* y tiene lugar en el área del Bou-Regreg, unos 6 ó 7 mts. por encima de los últimos niveles calcareníticos y glauconíticos. Debemos hacer notar que en la sección de Gibrleón dicho cambio se observa unos 5 mts. por encima del nivel de arenas glauconíticas.

Coincidiendo con la desaparición de *G. miotumida*, tiene lugar el primero de una serie de sucesivos cambios en el sentido de enrollamiento del grupo de *T. acostaensis*, horizonte que puede ser correlacionado con el señalado en este trabajo en el techo de la sección de Trigueros y con el que tiene lugar hacia la mitad del Messiniense en otras áreas del Atlántico y del Mediterráneo.

Para BOSSIO *et al.* (op. cit.) en el intervalo de dominio de *G. miotumida* tiene lugar la evolución hacia *G. margaritae*, a partir del grupo que denominan provisionalmente Grupo de *G. juanai-G. cibaoensis*, equivalente al conocido por FEINBERG & LORENZ (op. cit.) como *G. martinezi-G. miroensis* y al grupo de *G. scitula-G. ventriosa* de este trabajo. En todo este intervalo, estos autores citan la presencia esporádica de *G. cf. margaritae* con enrollamiento dextrorso. Estos mismos ejemplares se pueden observar en el mismo intervalo de las secciones de Beas, Trigueros, Gibrleón y especialmente en la muestra n.º 8 del área de Gerena.

Las formas típicas sinistrorsas de *G. margaritae* aparecen, en la región de Rabat, hacia el final de esta serie de sucesivos cambios en el enrollamiento del grupo de *T. acostaensis*. Para BOSSIO *et al.* (op. cit.) los horizontes de aparición masiva de *G. margaritae* s.s. y de desaparición de *G. miotumida* no coinciden sino que están separados por un pequeño intervalo. Todos estos eventos, aunque no pueden ser constatados de forma rigurosa en la región estudiada, parece que se suceden de forma similar.

WERNLI (1977, 1978, 1979) emprende un nuevo estudio sobre los Foraminíferos planctónicos de la región SE de Rabat y otras áreas de Marruecos, proponiendo una nueva división bioestratigráfica que difiere ligeramente de las anteriores. No vamos a entrar a discutir la biozonación propuesta por este autor, cuya correlación puede verse en la Fig. 24, únicamente nos referiremos al último tramo de sedimentación marina, donde WERNLI diferencia 2 biozonas: biozona de *G. puncticulata* y biozona de *G. crassaformis*. Este autor describe en el área de la Mamora una secuencia regresiva de características similares a las indicadas

en este trabajo, diferenciando 3 tramos: el inferior constituido por arcillas grises, seguido de otro de arcillas arenosas y, por último, arenas verdes glauconíticas. Una diferencia importante entre la provincia de Huelva y la Mamora es que en aquella región la mayor parte del tramo de arcillas arenosas pertenece ya a la biozona de *G. puncticulata*, mientras que *G. crassaformis* aparece en los últimos mts. de arenas, como ya habían señalado FEINBERG & LORENZ (op. cit.).

Curiosamente el contacto entre las arenas verdes glauconíticas y las arcillas arenosas es sorprendentemente similar en ambas zonas, encontrándose en el techo de las arcillas, unos 30 cms. debajo del contacto, gran cantidad de galerías más o menos verticales, rellenas de arenas glauconíticas. Este nivel puede suponer, según WERNLI, una pequeña laguna sedimentaria de escala inferior a la de una zona.

Un último aspecto de interés en la correlación entre ambas regiones, es el de la denominada «dalle moghrebienne» que tanta polémica ha suscitado en dicha región. Este es un nivel transgresivo de aproximadamente 1 mt. de potencia que constituye la base del piso Moghrebense (= Villafranquiense inferior) y que fue datado por WERNLI (1978) como Plioceno medio (= Zona de *G. crassaformis*). Se trata de un nivel endurecido, calcarenítico, constituido generalmente por Moluscos, de carácter litoral que se apoya en unas ocasiones sobre las arenas verdes glauconíticas y en otras sobre las margas grises o sobre las margas arenosas. Nuestra pregunta es la siguiente: ¿Puede ser correlacionada la «dalle moghrebienne» con el nivel transgresivo, abundante en Ostreidos y otros Moluscos, situado en la parte superior de la sección de Moguer?. Recordemos que en este nivel se ha encontrado *G. puncticulata*, y que por la posición estratigráfica que ocupa en relación con la unidad 3 podría ser incluido en la zona de *G. crassaformis*, aunque dicha especie no ha sido encontrada.

Por último, vamos a referirnos a los trabajos de CITA & RYAN (1978), quienes reconocen en el Bou-Regreg 3 horizontes bioestratigráficos ya señalados por los autores anteriores que son el BPA de *G. conomiozea*, el cambio de enrollamiento en el grupo de *T. acostaensis* y el B.P.A. de *G. margaritae* s.s. Estos autores correlacionan el cambio de enrollamiento en *T. acostensis* con el observado en Cabo Bojador, que luego veremos, y con el señalado por varios autores inmediatamente debajo de las evaporitas en el Mediterráneo. Por otra parte, señalan la presencia de una fase regresiva inmediatamente posterior al BPA de *G. margaritae* que correlacionan con la última parte de la deposición evaporítica en el Mediterráneo.

## 5.2. Sondeos oceánicos (D.S.D.P.)

Uno de los sondeos en el que aparece una serie terciaria más completa es el D.S.D.P. site 397, estudiado por SALVATORINI & CITA (1979) y por MAZZEI et al. (1979) en cuanto a los Foraminíferos planctónicos y Nanoplancton calcáreo respectivamente. Dicho sondeo se sitúa en el Atlántico Norte, en las proximidades de Cabo Bojador y en él se han definido 3 biozonas para el intervalo Mioceno superior-Plioceno inferior. La zona de *Sphaeroidinellopsis seminulina paenedehiscens* equivale parcialmente a nuestras zonas de *T. humerosa* y de *G. miotumida*. Es importante observar que SALVATORINI & CITA (op. cit.) destacan, dentro de esta biozona, un intervalo en el que es particularmente frecuente *G. miotumida*, intervalo que coincide prácticamente con la dispersión de dicho taxón en este sondeo y cuya base sitúan ligeramente por debajo del límite Tortoniense-Messiniense. Posiblemente este intervalo puede ser correlacionado con el encontrado por nosotros en las provincias de Sevilla y Huelva.

Otro horizonte que puede ser correlacionable entre ambas regiones es el que viene marcado por el cambio en el sentido de enrollamiento del grupo de *T. acos-taensis* de sinistrorso a dextrorso, equivalente, según CITA & RYAN (op. cit.), al de la región del Bou-Regreg. Dicho cambio tiene lugar, en el área de Cabo Bojador, coincidiendo con la desaparición masiva de *G. miotumida*, inmediatamente antes de su extinción y anterior a la primera aparición de *G. margaritae* s.s. Esta misma sucesión de eventos parece encontrarse en el Bou-Regreg y en el área estudiada por nosotros.

La biozona de *G. nepenthes* de SALVATORINI & CITA (1979) equivale en su totalidad a nuestra zona de *G. margaritae*, puesto que fue definida en base a los mismos horizontes, es decir, BPA de *G. margaritae* y BPA de *G. puncticulata*. En esta biozona hay que destacar la presencia abundante en aquella región de *G. cultrata* s.l., lo que contrasta con la región estudiada por nosotros, si bien no es extraño dada su situación en una latitud sensiblemente más alta.

CITA & VISMARA SCHILLING (1980) publican algunos datos sobre los sondeos 415 y 416, situados frente a la costa atlántica del Norte de Africa, a la altura de Agadir. En el sondeo 416, la muestra superior presenta *G. margaritae* abundante, así como *G. humerosa humerosa* que es para SALVATORINI & CITA (1979) exclusiva del Plioceno. Debajo encuentran la parte inferior de la zona de *G. nepenthes* (Messiniense superior), donde aparece *G. margaritae*, menos abundante y *G. miotumida* con ejemplares intermedios a *G. conomiozea*. Este nivel puede ser correlacionado aproximadamente con el límite entre las biozonas de *G. margaritae* y *G. miotumida* definidas en este trabajo. Es importante hacer notar la coexistencia en este punto de *G. miotumida* y *G. margaritae* que no ocurre ni en Cabo Bojador ni en el Bou-Regreg. Para CITA & VISMARA SCHILLING (op. cit.) esto puede ser debido a la gran condensación de las series.

La ausencia de ejemplares típicos de *G. conomiozea* es entendida por CITA & VISMARA SCHILLING (op. cit.) como una exclusión climática, de tal forma que estos ejemplares se encuentran en Rabat, pero no se encuentran en Cabo Bojador, ni en los D.S.D.P. sites 415-416. Para estas autoras, *G. conomiozea* es de latitudes medias a altas y no sobrepasa los 33° de latitud norte.

En el D.S.D.P. site 398, situado a poca distancia de la costa portuguesa, a la altura de Oporto, desgraciadamente no se recogió testigo del intervalo correspondiente al tránsito Mioceno-Plioceno, sin embargo, aparece una secuencia bastante completa de todo el Plioceno. IACCARINO & SALVATORINI (1979) estudian los Foraminíferos planctónicos del citado sondeo, muy interesante, dada su proximidad al área estudiada por nosotros. Diferencian en el Plioceno desde la zona MPI.2 hasta la zona MPI.6 de CITA (1973-1976). La secuencia de aparición de las distintas especies de *Globorotalia* tiene lugar del mismo modo que en el Mediterráneo: *G. margaritae*, *G. puncticulata*, *G. crassaformis* y *G. inflata*. La zona MPI.2 puede ser correlacionada con la parte superior de nuestra biozona de *G. margaritae*; la fauna encontrada en estos niveles en el D.S.D.P. site 398 es muy similar a la observada por nosotros, siendo *G. margaritae* la única *Globorotalia* carenada en dicho intervalo.

La zona MPI. 3, al menos en su parte inferior, puede coincidir con nuestra zona de *G. puncticulata*. Dentro de esta zona tienen lugar varios eventos bioestratigráficos importantes, según IACCARINO & SALVATORINI (1979), como son la aparición de *G. crassaformis*, *G. elongatus* y *Globorotalia planispira*, extinción de *G. nepenthes*, aparición de *Globorotalia incisa* y extinción de *G. margaritae*.

La presencia en las secciones estudiadas de *G. nepenthes*, junto con *G. margaritae* y sin *G. crassaformis* nos lleva a correlacionar las arenas limosas fosilíferas de la unidad 3 con la parte inferior de la zona MPI. 3. Tampoco se han encontrado en la región estudiada *Globorotalia incisa* ni *G. planispira*, por el contrario, *G. elongatus* se encuentra desde niveles más bajos. En este intervalo, es también *G. margaritae* la única *Globorotalia* carenada.

Otros sondeos atlánticos de interés en la correlación con la región estudiada son los D.S.D.P. sites 135, 136, 116, 118, 119, etc., sin embargo, no vamos a detenernos ahora en su comentario.

### 5.3. Cuenca del Guadalquivir

Es interesante comparar los resultados obtenidos por nosotros en la parte occidental de la cuenca con otros estudios realizados en otras áreas de la misma. En este sentido, nos detendremos especialmente en los trabajos de VERDENIUS (1970) y TJALSMA (1971) en el área central y oriental de la cuenca respectivamente



correlaciona con el Piacenziense. Los problemas que plantea esta Formación (= caliza tosca de Carmona) se tratan en otro apartado.

TJALSMA (1971) centra sus estudios en el área oriental de la Cuenca, entre las provincias de Córdoba y Jaén. Define una serie de Formaciones que caracteriza mediante un total de 10 asociaciones de Foraminíferos planctónicos. Dejando a un lado las Formaciones que corresponden a edades anteriores, vamos a fijarnos exclusivamente en aquellas que pueden correlacionarse con las descritas en la región estudiada.

En este sentido, TJALSMA (op. cit.) describe la Formación Marmolejo, constituida por conglomerados en la base y areniscas con *Heterostegina* y abundantes *Pecten*, *Ostrea* etc., encima. Se apoya discordantemente sobre el zócalo. Esta Formación es equivalente a nuestra unidad 1 y a la Formación Benbezar de VERDENIUS (1970).

Encima de esta se apoya la Formación Arjona, constituida por margas grises, masivas, con alguna intercalación de arenisca. A su vez, esta Formación pasa hacia arriba a la Formación Porcuna que se extiende por el centro de la Cuenca y que está constituida por bancos de arenisca cementados con intercalaciones de margas. Es la Formación más moderna en aquella región.

TJALSMA (1971) concede una importancia primordial a la evolución de *G. menardii* a la hora de establecer y definir las diferentes asociaciones, lo que es de gran utilidad para establecer las correlaciones con el área estudiada.

La Formación Marmolejo está caracterizada, según TJALSMA (op. cit.), por la asociación n.º 8 de *Globigerina globorotaloidea/Globorotalia menardii* forma 4. Esta asociación se caracteriza por la abundancia, entre otras especies, de *G. menardii* forma 4 (concha con fuerte convexidad ventral y enrollamiento sinistrorso). La base de las margas grises (Formación Arjona) viene caracterizada por la asociación n.º 9 de *Globigerina globorotaloidea/Globorotalia ventriosa* definida exclusivamente por la ausencia de *Globorotalias* del grupo de *G. menardii* durante un corto intervalo. La siguiente asociación que caracteriza al resto de la Formación Arjona y a toda la Formación Porcuna es la asociación de *Globigerina globorotaloidea / G. menardii* forma 5. Hay que observar que *G. menardii* forma 5, con periferia axial comprimida y enrollamiento dextrorso puede ser incluida en nuestro concepto de *G. cultrata* s.l. o más ampliamente, en el grupo de “*G. menardii*” descrito en este trabajo. Este cambio en el sentido de enrollamiento de las formas del grupo de *G. menardii*, coincide aproximadamente con el señalado por BOSSIO *et al.* (1976) en Marruecos, si bien en aquella región se produce en los primeros mts. de la formación arcillosa. En la región estudiada disponemos de muy pocos datos sobre la unidad 1, sin embargo, en un área próxima de la provincia de Sevilla encontramos *Globorotalias* carenadas del grupo de “*G. menardii*” con enrollamiento sinistrorso en toda la unidad 1 que desaparecen en

la base de la serie arcillosa. No obstante, en las secciones descritas el grupo de «*G. menardii*» aparece desde la base de la unidad arcillosa con enrollamiento dextrorso, a diferencia de lo que ocurre a medida que nos desplazamos hacia la parte oriental de la cuenca.

Hay que tener en cuenta que, tanto en las provincias de Sevilla y Huelva como en Marruecos, el contacto entre las unidades 1 y 2, viene marcado por niveles fosfatados y glauconíticos, «hard grounds», etc. que pueden indicar la existencia de una laguna.

La permanencia hasta el techo de la Formación Porcuna de la asociación n.º 10 con gran abundancia de *G. menardii* forma 5 y ausencia de otras Globorotalias carenadas como *G. miotumida*, *G. conomiozea*, etc., nos lleva a correlacionar, tanto la Formación Arjona como la Formación Porcuna, con nuestra biozona de *T. humerosa* (Tortoniense superior).

La presencia en el techo de la Formación Porcuna de algún ejemplar muy raro de *G. margaritae* pensamos que puede corresponder a los primeros representantes de la línea evolutiva de *G. scitula*-*G. margaritae*, ejemplares que se encuentran también en los mismos niveles de la provincia de Huelva y en Arroyo Galapagar.

En conclusión, correlacionamos la Formación Marmolejo, la Formación Arjona y la Formación Porcuna con el tramo basal calcarenítico y los primeros mts. de arcillas en la región estudiada, considerando el techo de la Formación Porcuna anterior al límite entre las biozonas de *T. humerosa* y *G. miotumida*. Del mismo modo, se pueden correlacionar estas tres formaciones con la Formación Bembezar y parte basal de la Formación Ecija de VERDENIUS (1970), por debajo de la base de la sección de Carmona y coincidiendo con la sección de Arroyo Galapagar.

Coincidimos con TJALSMA (op. cit.) al señalar que las formaciones superiores en cada área son más antiguas de Oeste a Este.

#### 5.4. *Estratotipo andaluciense*

El término Andaluciense fue propuesto por PERCONIG (1966) para designar al Mioceno terminal en facies marina, seleccionando, a tal fin, como estratotipo, la sección de Carmona-Dos Hermanas. No vamos a entrar en la amplia polémica suscitada con este estratotipo, que ya ha sido objeto de gran atención.

PERCONIG (1966) diferencia en Carmona 3 formaciones: formación margosa inferior, que atribuye al Tortoniense; formación margoso-arenácea, Andalu-

ciense y margas gris verdosas del Plioceno inferior. PERCONIG (1974)<sup>1</sup> modifica la amplitud del estratotipo, entendiendo que las margas azules de Carmona, bajo la formación margoso-arenacea, corresponden también al Andaluciense. Sitúa el nuevo límite Tortoniense-Andaluciense en una sección situada más al Norte, en el borde de la Meseta. En esta sección diferencia seis unidades, las cuatro primeras de carácter detrítico, constituídas por conglomerados, calizas y areniscas y las unidades 5 y 6 que se apoyan encima, formadas por margas. Según PERCONIG & GRANADOS (1973) la parte superior de la unidad 5 es ya Andaluciense y se caracteriza por la aparición de formas ancestrales de *G. margaritae*. Por el contrario, la parte inferior de la unidad 5 es Tortoniense, perteneciente a la zona de *G. menardii miocenica* de CATI et al. (1968).

PERCONIG (1973) propone una nueva biozonación para esta región; define la zona de *G. menardii* desde la aparición del marcador zonal hasta la aparición de las «formas ancestrales» de *G. margaritae*, zona de «las formas ancestrales» de *G. margaritae*, desde la aparición de estas, hasta la aparición de *G. margaritae* s.s. y zona de *G. margaritae* desde la aparición del marcador zonal hasta la aparición de *G. puncticulata*.

De acuerdo con esta biozonación, PERCONIG & GRANADOS (1973) atribuyen la parte superior de la unidad 5 y la unidad 6 a la zona de las «formas ancestrales» de *G. margaritae*, mientras que la parte superior de la unidad 6, equivalente a la parte basal de las margas de Carmona, corresponde a la zona de *G. margaritae* s.s. Esta zona caracteriza, según PERCONIG, a toda la sección de Carmona, excluyendo las margas verdes superiores, que se incluyen en la zona de *G. puncticulata* (Plioceno).

En este trabajo se han estudiado algunas muestras<sup>2</sup> que nos han permitido elaborar algunas conclusiones, todavía incompletas, y que serán expuestas con más detalle en un trabajo en preparación. En los afloramientos del borde de la Meseta (Arroyo Galapagar) se han estudiado varias muestras equivalentes aproximadamente a las denominadas AG.2 y AG.3 por PERCONIG & GRANADOS (1973). En las muestras equivalentes a AG.2 los ejemplares del grupo de “*G. menardii*” son escasos y todos ellos sinistrorsos, mientras que en las muestras equivalentes a AG.3 el grupo está mejor representado y todos los ejemplares son dextrorsos. Este cambio en el sentido de enrollamiento del grupo de “*G. menardii*” ha sido encontrado también en Cantillana (provincia de Sevilla) y puede ser correlacionado con el que tiene lugar en otras áreas del Mediterráneo y del Atlántico.

<sup>1</sup> Este trabajo se expuso en el V Congreso sobre el Neógeno Mediterráneo celebrado en Lyon en 1971, si bien se publicó en el año 1974.

<sup>2</sup> La mayor parte de estas muestras fueron amablemente cedidas por los profesores J. de PORTA y J. CIVIS.

Las asociaciones encontradas en los niveles equivalentes a la muestra AG. 3 son claramente similares a las que aparecen en la parte inferior de las secciones de Beas, Gibraleón, etc.. Se caracterizan por un claro predominio de Globorotalias carenadas del grupo de "*G. menardii*" con enrollamiento dextrorso, ausencia del grupo de *G. miotumida* y presencia de *T. acostaensis* con enrollamiento sinistrorso. Podemos asignar estos materiales a la zona de *T. humerosa* descrita en este trabajo.

Entre Villanueva del Rio y Alcolea del Rio, unos 2 Kms. al sur de los afloramientos anteriores, aparecen unas arcillas estratigráficamente por encima de aquellas, caracterizadas por el predominio absoluto de *G. miotumida*, habiendo desaparecido por completo el grupo de "*G. menardii*" por lo que podemos asegurar que entre estos dos afloramientos se localiza el horizonte de sustitución de ambos grupos de Globorotalias carenadas. Esta última asociación corresponde, sin duda, a la parte inferior de nuestra biozona de *G. miotumida*.

En la sección de Carmona se han estudiado algunas muestras, tanto de las margas y formación margo-arenosa, como de las margas verdes que aparecen encima de la caliza tosca. Por el momento, podemos asegurar que los niveles margosos de la parte basal de la sección de Carmona son posteriores al horizonte de cambio de enrollamiento de *T. acostaensis*. En estos niveles el enrollamiento es variable, pero nunca 100% sinistrorso como en la parte inferior de la unidad arcillosa. Las Globorotalias carenadas son muy escasas, no encontrándose apenas ejemplares de *G. miotumida*; *G. margaritae* tampoco ha sido observada en estos niveles. Todos estos datos nos llevan a considerar que entre los niveles basales del borde de la Meseta y los de la base de Carmona se encuentra: 1) El horizonte de sustitución masiva de Globorotalias carenadas del grupo de "*G. menardii*" por las del grupo de *G. miotumida*, como ya hemos visto anteriormente. 2) La parte inferior de nuestra biozona de *G. miotumida*. 3) El horizonte de cambio de enrollamiento en el grupo de *T. acostaensis*. No obstante, *G. margaritae* s.s. ha sido citada, en diversas ocasiones, en la parte basal de la sección de Carmona, por lo que no podemos asegurar si estos niveles pertenecen a la parte superior de la zona de *G. miotumida*, o bien a la zona de *G. margaritae*, como indica PERCONIG (1973).

En la caliza tosca no se estudió ningún horizonte, sin embargo, en las margas verdes se recogieron dos muestras, en una de las cuales, aproximadamente equivalente a la denominada C.17 por PERCONIG & GRANADOS (1973), se separó la microfauna mediante líquidos pesados. La asociación encontrada, rica en Foraminíferos planctónicos, difiere claramente de la típicamente Pliocena estudiada por nosotros. En dicha asociación, el grupo de "*G. menardii*" es muy abundante y el grupo de *T. acostaensis* presenta un enrollamiento preferentemente sinistrorso y, por el contrario, no se encuentran ejemplares típicos de *G. puncticu-*

*lata*. Por todas estas características, esta asociación parece más próxima a la encontrada por nosotros en el Mioceno superior. No obstante, no podemos descartar la posibilidad de una fuerte resedimentación en estos niveles. Recordemos que este grupo no se encuentra nunca en el mismo intervalo de otras secciones atlánticas, como ya hemos visto anteriormente. Ya PERCONIG & GRANADOS (1973) se extrañan de la presencia en los niveles inferiores de margas verdes de Globorotalias carenadas tipo «menardii», «plesiotumida», «dalii», etc.

CRESCENTI *et. al.* (1973), señalan la presencia en las margas verdes de *G. hirsuta praehirsuta* junto a *G. margaritae* y muy frecuentes *G. cultrata* s.l., *G. merotumida* y *G. plesiotumida*, sin embargo, no aparecen *G. puncticulata* ni *G. crasiformis*, que citan en las margas superiores de Vejer de la Frontera.

No estamos de acuerdo con MARTINI (1974), BERGGREN & VAN COUVERING (1975) y BERGGREN & HAQ (1976), quienes señalan que la base del estratotipo Andaluciense coincide con la Zona N.16 de BLOW, situando el límite entre las zonas de *Discoaster calcaris* y *Discoaster quinqueramus*, zonas NN10/NN11 de MARTINI, en la base de la sección de Carmona. Para BERGGREN & VAN COUVERING (*op. cit.*) y BERGGREN & HAQ (*op. cit.*) el Andaluciense comprende un intervalo desde el Tortoniense Medio al Messiniense y sitúan el límite Tortoniense-Messiniense 50 mts. debajo de la caliza tosca, correlacionando la base de éste con el comienzo de los depósitos evaporíticos en el Mediterráneo. Como ya hemos indicado anteriormente, puede ser correlacionado con un horizonte situado entre el cambio en el sentido de enrollamiento de *T. acostaensis* y el BPA de *G. margaritae* y, por tanto, es bastante inferior al señalado por estos autores.

Según BERGGREN & HAQ (1976), *Discoaster quinqueramus* aparece al menos hasta niveles situados inmediatamente debajo de la caliza tosca, coincidiendo en esto con MARTINI (1974), que puede ser interesante puesto que dicho taxón es exclusivamente Mioceno. El horizonte de desaparición del mismo supone el límite entre las zonas NN.11 y NN.12 que en el dominio atlántico es anterior al límite Mioceno-Plioceno.

BOSSIO *et. al.* (1977) estudian las secciones del Estratotipo Andaluciense y de Vejer de la Frontera. Adoptan para esta área las biozonaciones propuestas por SALVATORINI & CITA (1979) y MAZZEI *et. al.* (1979) para Foraminíferos planctónicos y Nanoplancton calcáreo que pueden ser correlacionadas con la utilizada por nosotros.

Atribuyen la sección del borde Sur de la Meseta a la parte inferior de la biozona de *Sphaeroidinellopsis subdehiscens paenedehiscens* y a la parte inferior de la zona de *Amaurolithus primus* de edad Tortoniense Superior-Messiniense Inferior, datos con los que coincidimos plenamente y sitúan el límite Tortoniense-Messiniense en la primera aparición de *G. conomiozea*. Respecto a este último dato, debemos observar que esta especie ha sido citada en niveles inferiores.

La sección de Carmona la sitúan en la parte superior de la zona de *Sphaeroidinellopsis subdehiscens paenedehiscens* y parte inferior de la zona de *G. nepenthes* (= Zona de *G. margaritae* de este trabajo), aspecto en el que coincidimos con estos autores.

BOSSIO et al. (op. cit.) se encuentran con el mismo problema que nosotros a la hora de fijar el límite Mioceno-Plioceno, ante la ausencia de criterios bioestratigráficos válidos, por lo que deciden situarlo, de acuerdo con otros autores, en la base de las margas verdes. Se apoyan, para llegar a esta conclusión, en la desaparición de *D. quinquerramus*, que tiene lugar debajo de la caliza tosca.

## 6. CORRELACION CON OTRAS AREAS DEL DOMINIO MEDITERRANEO

Hemos establecido correlaciones con diferentes áreas dentro de este dominio, preocupándonos especialmente por conocer lo que ocurría con el grupo de "*G. menardii*" y el grupo de *G. miotumida*, incluyendo a *G. conomiozea*. De acuerdo con la bibliografía existente, parece tener lugar en varios puntos una sustitución de ambos grupos de Globorotalias carenadas, lo mismo que ocurre en el dominio atlántico.

### 6.1. Cuenca de Sorbas (Almería)

Esta cuenca ha sido estudiada por diferentes autores, sin embargo, vamos a centrarnos en un trabajo de GONZALEZ DONOSO & SERRANO (1977), que estudian los Foraminíferos planctónicos de las formaciones Chozas y Turre. Hacia el techo de la formación Chozas, inmediatamente debajo de la discordancia que la separa de la siguiente formación, encuentran abundantes Globorotalias carenadas (sinistrorsas) del grupo de "*G. menardii*". En la formación Turre, el miembro Azagador, constituido por materiales calcareníticos no fue muestreado más que en el horizonte más alto, arenoso, que supone el tránsito al miembro Abad, arcilloso. En dicho nivel encuentran *Globorotalia* gr. *G. cultrata* y *G. plesiotumida* (dextrorsas), mientras que el grupo de *T. acostaensis* es sinistrorso. En la siguiente muestra ya en el miembro Abad aparece abundantemente el grupo de *G. dalii-G. mediterranea* (equivalente a nuestro grupo de *G. miotumida*). La aparición de este grupo coincide, según GONZALEZ DONOSO & SERRANO (op. cit.), con el límite Tortoniense-Messiniense y es predominante en todo el miembro Abad.

A la vista de todos estos datos, parece tener lugar aquí una sucesión de eventos similar a la encontrada en la cuenca del Guadalquivir y en Marruecos, es decir, cambio en el sentido de enrollamiento del grupo de "*G. menardii*" y posteriormente sustitución de este grupo por el de *G. dalii*-*G. mediterranea* que conlleva un cambio en el sentido de enrollamiento de dextrorso a sinistrorso.

## 6.2. Area de Málaga

CARRASCO et al. (1977) estudian dos sondeos realizados en la desembocadura del río Velez, en la costa de Málaga. Se trata de una secuencia arcillosa que se apoya discordantemente sobre el zócalo paleozoico. En la mayor parte de la sección aparecen abundantes Globorotalias carenadas del grupo de "*G. menardii*" con enrollamiento predominantemente dextrorso, mientras que hacia el techo encuentran abundantes individuos de *G. mediterranea* y ejemplares de transición entre esta especie y *G. dalii* con enrollamiento preferentemente sinistrorso. CARRASCO et al. (op. cit.) hacen coincidir la aparición de este último grupo con el límite Tortoniense-Messiniense. De acuerdo con esto, parece encontrarse en dicho sondeo este horizonte de sustitución de ambos grupos de Globorotalias carenadas.

Si interpretamos los resultados obtenidos por diferentes autores, parece que esta sustitución tiene lugar también en el área de alborán (MONTENAT et al., 1975), cuenca de Lorca (MANUPUTTI, 1977), península italiana y Sicilia (D'ONOFRIO et al., 1975, 1976), etc.

## 6.3. Area de Creta

Por último destacaremos muy especialmente los trabajos realizados en la isla de Creta por ZACHARIASSE (1975, 1979a, 1979b). Este autor encuentra en el Mioceno superior de aquella región una sucesión de 3 asociaciones de Globorotalias carenadas. La primera de ellas dominada por *G. menardii* forma 4 (ejemplares sinistrorsos) es sustituida, después de un intervalo en el que esta especie está ausente, por una nueva asociación dominada por *G. menardii* forma 5 (ejemplares dextrorsos). Estas dos asociaciones caracterizan a la biozona de *Globigerina acostansis*. El límite entre esta biozona y la de *G. conomiozea* viene marcado por la aparición de esta última especie o de *G. miotumida*, especies que sustituyen a *G. menardii* forma 5. Se pregunta ZACHARIASSE (op. cit.) si este brusco cambio morfológico en las Globorotalias carenadas se produce como consecuencia de una variación importante dentro del medio Mediterráneo o por inmigración

desde el Atlántico; para este autor *G. miotumida* y *G. conomiozea* son dos morfotipos extremos de un mismo cline evolutivo con diferentes distribuciones geográficas. *G. conomiozea* es muy rara en el Messiniense del Atlántico en nuestras latitudes, estando el grupo totalmente dominado por *G. miotumida*. De acuerdo con los resultados obtenidos por nosotros en este trabajo y los estudios realizados en Marruecos podemos asegurar que los cambios en las asociaciones de Globorotalias carenadas descritos por ZACHARIASSE (op. cit.) en la isla de Creta no son exclusivos del Mediterráneo sino que obedecen a variaciones de ámbito más general que afectan al Atlántico Norte oriental como ya sugiere el autor antes mencionado.

## 7. CRONOESTRATIGRAFIA

### 7.1. Límite Tortoniense-Messiniense

La primera hipótesis de trabajo en relación con la cronoestratigrafía, fue considerar las secciones basales como Messiniense superior apoyándonos en la presencia de *G. conomiozea*, desde la base de las series, y de *G. elongatus*, así como de *G. conglobatus* y *T. multiloba*, si bien esta última especie ha sido citada también en el Tortoniense superior.

Recordemos que el BPA de *G. conomiozea* en el Mediterráneo ha sido reconocido por diferentes autores como el límite Tortoniense-Messiniense, por lo que su presencia en los niveles estudiados nos llevaba a admitir una edad Messiniense para los mismos.

Por otra parte, *G. elongatus*, en el dominio Mediterráneo, ha sido citada únicamente en el Plioceno inferior o en el Messiniense superior. En este sentido SERRANO (1979) define la subzona de *G. elongatus*, que caracteriza al Messiniense superior de las Cordilleras Béticas.

El reconocimiento de un horizonte bioestratigráfico tan manifiesto en toda la región, como es el de sustitución del grupo de "*G. menardii*" por *G. miotumida* y su correlación con otras áreas del Atlántico y del Mediterráneo, donde se encuentra un horizonte similar en el límite Tortoniense-Messiniense, son los datos en los que fundamentamos nuestra segunda hipótesis. Dicha hipótesis, que es la aceptada por nosotros en este trabajo, supone situar el límite Tortoniense-Messiniense coincidiendo con este biohorizonte.

Contrastando ambas hipótesis observamos lo siguiente:

Hasta el momento desconocemos si el BPA de *G. conomiozea*, que parece tener gran validez como marcador zonal en el dominio Mediterráneo, puede ser

utilizado en el Atlántico con las mismas garantías. En este sentido, debemos hacer notar que dicha especie aparece muy esporádicamente en tal dominio, como ocurre por ejemplo en el área estudiada por nosotros.

Lo mismo ocurre con el BPA de *G. elongatus*, que puede ser utilizado en biozonaciones regionales dentro del área Mediterránea, pero es dudosa su validez en el Atlántico, donde los datos de que disponemos son, por el momento, escasos y contradictorios. En la región estudiada *G. elongatus* aparece muy esporádicamente desde los niveles más bajos de la unidad 2. En el Mediterráneo esta especie ha sido citada ya en el Plioceno inferior (BIZON, 1967; ZACHARIASSE, 1975; BORSETTI *et al.*, 1979 etc.), ya en el Messiniense superior (SERRANO, 1979). Sin embargo, en el Atlántico para SALVATORINI & CITA (1979), IACCARINO & SALVATORINI (1979), etc., aparece en el Plioceno inferior, zona de *G. puncticulata*. PERCONIG (1969) sugiere también que *G. elongatus* deriva de *G. extremus* en dicha biozona en la Cuenta del Guadalquivir (sección de Carmona). No obstante, en este trabajo encontramos ejemplares de esta especie en niveles mucho más bajos, equivalentes a los de Arroyo Galapagar, que él incluyó en el Tortoniense superior. Del mismo modo, BLOW (1969) indica su presencia desde la segunda mitad de la zona N.16, anterior al BPA de *T. humerosa* y de *G. plesiotumida*.

En cualquier caso, no podemos olvidar la dualidad existente en el concepto de esta especie, que implica el reconocimiento de dos formas con diferente origen según GONZALEZ DONOSO *et al.* (1977), lo que separa las formas del Mioceno superior y Plioceno basal de las del Plioceno inferior (zona de *G. puncticulata*).

Sin embargo, el horizonte de sustitución del grupo de "*G. menardii*" por *G. miotumida* puede reconocerse fácilmente en toda la región, y ser correlacionado con otras áreas tanto del Atlántico como del Mediterráneo, por lo que preferimos utilizarlo como marcador zonal y cronoestratigráfico.

Como ya hemos visto anteriormente ZACHARIASSE (1975, 1979a,b) pone de manifiesto un horizonte similar en Creta, coincidiendo con el BPA de *G. conomiozea* en aquella región, y reconoce ese mismo biohorizonte en la sección de Capodarso (Estratotipo Messiniense), equivalente al límite Tortoniense-Messiniense según D'ONOFRIO *et al.* (1976).

Del mismo modo en Marruecos varios autores —FEINBERG & LORENZ (1970), BOSSIO *et al.* (1977), etc.— encuentran un horizonte similar, que coincide con el BPA de *G. conomiozea* y, por tanto, con el límite Tortoniense-Messiniense, admitido por estos autores.

En las cuencas Béticas MONTENAT *et al.* (1975), GONZALEZ DONOSO & SERRANO (1977), CARRASCO *et al.* (1977), entre otros, parecen estar de acuerdo en señalar la presencia abundante del grupo de "*G. menardii*" en el Tortoniense superior, que se reduce notablemente en el Messiniense, donde predomina el grupo de *G. dalii*-*G. mediterranea* (= *G. miotumida*-*G. conomiozea* de este trabajo).

En el Mioceno italiano D'ONOFRIO *et al.* (1976) señalan que *G. cultrata*, muy abundante en la subzona de *G. suteræ*, se reduce hacia el techo y que *G. miotumida* es muy frecuente en la base de la zona de *G. conomiozea*. Para estos autores en el límite Tortoniense-Mesiniense tiene lugar un importante cambio microfaunístico, que se manifiesta por la aparición de algunas especies nuevas como *G. conomiozea*, *G. mediterranea*, *G. saphoæ*, etc. Nos planteamos si este cambio tiene alguna relación con la desaparición masiva de Globorotalias carenadas del grupo de "*G. menardii*" en el Atlántico (véase pág. 79).

## 7.2. Cambio en el sentido de enrollamiento del grupo de *T. acostaensis*

Este cambio, para unos autores, está relacionado con variaciones climáticas, sin embargo, para otros, es un carácter evolutivo de la especie. En la actualidad se desconoce cuál de las dos hipótesis es más exacta.

En cualquier caso, dicho cambio parece que puede ser utilizado como un horizonte bioestratigráfico válido.

En el área estudiada observamos un cambio de sinístrorso a dextrorso situado entre el horizonte de sustitución del grupo de "*G. menardii*" por *G. miotumida* y el BPA de *G. margaritæ*. Un horizonte similar se ha encontrado tanto en el dominio Atlántico (BOSSIO *et al.*, 1977; CITA & RYAN, 1978) en Marruecos (SALVATORINI & CITA, 1979) en Cabo Bojador, como en el dominio Mediterráneo (ZACHARIASSE, 1975, STAINFORTH *et al.*, 1975; MONTENAT *et al.*, 1976; CIVIS *et al.*, 1977; MANUPUTTY, 1977; GONZALEZ DONOSO & SERRANO, 1977; CARRASCO *et al.*, 1979, etc.). A excepción de MONTENAT *et al.* (1976), los demás autores coinciden en situar dicho horizonte hacia la mitad del Mesiniense, coincidiendo aproximadamente con la desaparición masiva del grupo de *G. miotumida* - *G. conomiozea* y con el empobrecimiento general de la microfauna que precede a la crisis de salinidad en el Mediterráneo. Recordemos que en el área Atlántica tanto en el Bou-Regreg (Marruecos) como en Cabo Bojador, y muy probablemente en el área estudiada, este horizonte coincide también con la desaparición o reducción importante del Grupo de *G. miotumida*.

MONTENAT *et al.* (1976) y CARRASCO *et al.* (1979) ponen de manifiesto en la cuenca de Vera, sucesivos cambios de enrollamiento en el Mesiniense superior en la zona de paso al Plioceno. Para estos autores en dicha sección se encuentra el tránsito Mioceno-Plioceno en una serie marina continua, sin deposición de evaporitas. Sin embargo, otros autores difieren al respecto. Según CITA & RYAN (1978) este horizonte se sitúa en la parte inferior de la Epoca paleomagnética 5.

### 7.3. Horizonte de aparición de *G. margaritae*

En Marruecos este horizonte es inmediatamente posterior al cambio de enrollamiento del grupo de *T. acostaensis* lo mismo que ocurre en Cabo Bojador y probablemente en el área estudiada, si bien este aspecto no ha podido ser comprobado con exactitud puesto que dicho BPA no ha sido localizado en ninguna de las secciones estudiadas.

BOSSIO *et al.* (1976), CITA & RYAN (1978), SALVATORINI & CITA (1979), etc. sitúan el BPA de esta especie en el Messiniense superior, en lo que contrastan con FEINBERG & LORENZ (1970), WERNLI (1978) etc. que lo hacen coincidir con el límite Mioceno-Plioceno.

Puesto que este taxón no se encuentra en el Mediterráneo hasta el Plioceno inferior, donde es indicador del restablecimiento de una cuenca profunda, podemos concluir que el comienzo en la deposición evaporítica en el Mediterráneo, tuvo lugar aproximadamente entre el horizonte de cambio en el sentido de enrollamiento del grupo de *T. acostaensis* y el BPA de *G. margaritae* en el área Atlántica.

Para CITA & RYAN (1978) la primera aparición de *G. margaritae* en el Atlántico tiene lugar hacia la mitad de la Epoca paleomagnética 5, existiendo una diferencia de 400.000 años entre los BPA de esta especie en el Atlántico y Mediterráneo.

### 7.4. Límite mioceno-pleistoceno

Este horizonte constituye un problema de difícil solución en el área estudiada, lo mismo que ocurre en otras regiones próximas del dominio Atlántico. En este sentido no podemos admitir el límite propuesto por MAGNE & VIGUIER (1970) para el área occidental de la cuenca del Guadalquivir, quienes utilizaron el BPA de *G. margaritae* para definirlo. Tampoco estamos de acuerdo con el señalado por DIAZ *et al.* (1980) que lo sitúan entre el horizonte de aparición de *G. hirsuta praehirsuta* y el horizonte de aparición de *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* forma *inmatura*, puesto que hacen coincidir este límite con el cambio de enrollamiento en el grupo de *T. acostaensis* que, como ya hemos discutido, se corresponde con la mitad del Mesiniense. Debemos observar, por otra parte, que las citadas especies no han sido encontradas por nosotros en el área estudiada.

Como ocurre en Marruecos o en Cabo Bojador están ausentes los marcadores clásicos de este horizonte como *Globoquadrina dehiscens*, cuyo BUA define el límite en otras regiones, *Sphaeroidinella dehiscens* forma *inmatura* o *Globorotalia tumida*.

Ante esta dificultad, tanto BOSSIO *et al.* (1977), en Marruecos, como SALVATORINI & CITA (1979) en Cabo Bojador recurren al Nanoplancton calcáreo para definir este límite, que tiene lugar con posterioridad al BUA de *Discoaster quinqueramus* (especie exclusivamente Miocena) y el BPA de *Ceratolithus acutus* (exclusivamente Pliocena).

En relación con los Foraminíferos planctónicos, únicamente podemos asegurar que dicho límite se sitúa dentro de nuestra biozona de *G. margaritae*, entre el BPA de dicho taxón y el BPA de *G. puncticulata*. Las secciones de Huelva, Niebla, Castilleja del Campo y Sanlúcar la Mayor han sido incluidas en el Plioceno por su posición estratigráfica en relación con el BPA de *G. puncticulata*, si bien la parte inferior de alguna de ellas pudiera corresponder al Mioceno, especialmente los niveles basales de la sección de Niebla.

### 7.5. Horizonte de aparición de *G. puncticulata*

Esta especie se ha encontrado únicamente en la parte superior de las arenas de la unidad 3 en Moguer. Dicho horizonte puede ser situado, por correlación con el Mediterráneo, en la mitad del Plioceno inferior (Tabianiense). Debemos tener en cuenta que en la sección de Moguer, la unidad 3 alcanza casi los 30 mts. de potencia, sin embargo, los primeros mts. no han sido muestreados, por lo que desconocemos si *G. puncticulata* está presente desde la base de dicha unidad. Por otra parte, la ausencia de dicho taxón en la misma unidad de otras secciones, como por ejemplo en Niebla, Huelva, etc. nos plantea la duda de que dichos niveles sean anteriores al BPA de la citada especie.

### 7.6. Edad de la regresión

La ausencia de ejemplares típicos de *G. crassaformis*, la presencia de *G. margaritae* (especie cuyo BUA fue utilizado por BARBIERI (1967) e IACCARINO (1967) para separar el Tabianiense del Piacenziense) en niveles próximos al techo de las arenas superiores y la de *G. nepenthes*, que se extingue con anterioridad a esta última, nos lleva a suponer que la regresión tuvo lugar al final del Tabianiense.

## 8. IMPLICACIONES PALEOCLIMATICAS

De acuerdo con BE (1977), podemos observar la coexistencia en las secciones estudiadas de especies características de las regiones tropicales y subtropicales

mo el grupo de “*G. menardii*”, grupo de *Globigerinoides quadrilobatus*, *O. universa*, etc., junto con especies características de la zona subártica como *G. bulloides*, *T. quinqueloba*<sup>1</sup> etc.. Para BE (op. cit.) esta mezcla de aguas frías y aguas cálidas es típica de la zona de transición situada entre la provincia subpolar y la provincia subtropical.

La presencia abundante de *G. cultrata* s.l., *G. plesiotumida* y *G. merotumida*, especies tropicales y subtropicales, en la Zona de *T. humerosa* y su brusca desaparición en la Zona de *G. miotumida*, parece corresponder a un enfriamiento, coincidiendo con el límite Tortoniense-Messiniense; aunque este cambio no afecta en gran medida al resto de la asociación de Foraminíferos planctónicos, si bien FLORES (comunicación personal) encuentra también fuertes variaciones en el Nanoplancton calcáreo, variaciones que no se manifiestan, sin embargo, en este mismo horizonte en Creta (Grecia), donde ZACHARIASSE (1979) se hace la siguiente pregunta: ¿Why an event of such amplitude is not reflected in the calcareous nannoplankton?.

CIFELLI (1976) indica que los modelos de distribución de los Foraminíferos planctónicos, cambiaron dramáticamente en el Atlántico Norte durante el Mioceno superior.

CIFELLI & GLAÇON (1979) señalan que durante el Mioceno superior especies tropicales, como las Globorotalias carenadas menardiformes, presentaban una amplia distribución, extendiéndose por todo el Mediterráneo y por las aguas adyacentes del Atlántico Norte, así como en la Bahía de Vizcaya y en la Cuencas de Hatton-Rockall, a 57° de latitud norte, al oeste de las Islas Británicas. Durante este período, según CIFELLI & GLAÇON (op. cit.), no se conocen asociaciones de aguas frías en todo el Atlántico Norte.

La retirada de las Globorotalias menardiformes hacia latitudes más bajas se observa claramente en el Plioceno inferior, pero CIFELLI & GLAÇON (op. cit.) indican que pudo comenzar en el Mioceno superior.

Nuestros datos y los del área de Marruecos confirman esta hipótesis, puesto que puede localizarse con exactitud el horizonte de desaparición de estas especies, desaparición que al alcanzar la entrada del Mediterráneo se extendió por todo este dominio, si bien por las características particulares del mismo pudo ser más gradual allí.

Según CIFELLI & GLAÇON el límite de distribución de las Globorotalias menardiformes durante el Plioceno, se localizaba en la misma posición que en la actualidad, es decir entre las islas Canarias y Cabo Verde.

<sup>1</sup> Debemos observar, no obstante, que en las aguas cálidas del Mediterráneo actual *T. quinqueloba* aparece con porcentajes muy altos (54%).

POORE (1981) señala también la presencia abundante del grupo de *G. menardii* en el D.S.D.P. site 410, situado a una latitud de 45° en el Atlántico norte. Incluye en este grupo varias especies, como *G. merotumida*, *G. plesiotumida* y *G. limbata* por lo que podemos considerarlo equivalente al nuestro. Tanto en el site 410 como en el 334 encuentra, en la parte más alta de las secciones estudiadas, una completa intergradación entre los representantes del grupo de *G. menardii* y el plexus de *G. conomiozea*, niveles que coinciden aproximadamente con el BPA de *Amaurolithus primus*, que predata al BPA de *G. conomiozea* en el Mediterráneo.

Como indica VAN DER ZWAAN (1982), varios autores concluyen que la presencia de *G. conomiozea* está asociada a masas de aguas frías, que contrastan con las Globorotalias de tipo *menardii* características de aguas tropicales. Opina este autor que la entrada del grupo de *G. conomiozea* en el Mediterráneo implica que masas de aguas relativamente frías habían alcanzado la entrada de este dominio, explicando por tanto dicho biohorizonte por la migración hacia el sur de dos provincias atlánticas: la provincia meridional dominada por el grupo de *G. menardii*, y la provincia nórdica, dominada por *G. conomiozea*.

Algo parecido ocurre, según VAN DER ZWAAN (op. cit.), con el biohorizonte de cambio de enrollamiento en el grupo de *T. acostaensis*, originado, según él, por una migración hacia el sur de la provincia sinistrorsa que ocasionó que la provincia dextrorsa, más nórdica, alcanzara la entrada del Mediterráneo.

## AGRADECIMIENTOS

No quiero terminar este trabajo, sin expresar mi reconocimiento a los Profesores J. CIVIS director del Dpto. de Paleontología de la Univ. de Salamanca y J. de PORTA director del Dpto. de Paleontología de la Univ. Central de Barcelona, que me han orientado y conducido con sus sugerencias hasta la finalización del mismo.

## BIBLIOGRAFIA

- BARBIERI, F. (1967). "The Foraminifera in Pliocene section Vernasca-Castell'Arquato including the «Piacenzian Stratotype (provincia Piacenza)»". Soc. Ital. Sci. Nat., Mem., v. 15, n° 3, pp. 145-163, Milano.
- BE, A. W. H. (1977). "An ecological, zoogeographic and taxonomic Review of Recent planktonic Foraminifera" Oceanic Micropaleontology, v. 1, pp. 1-101, 12 pls., Academic Press, London.

- BERGGREN, W.A., & HAQ, B. Ul. (1976). "The Andalusian stage (Late Miocene). Biostratigraphy, Biochronology and Paleoecology". *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeocol.*, v. 20, pp. 67-129, Amsterdam.
- BERGGREN, W. A. & VAN COUVERING, J.A. (1975). "The terminal Miocene event: Biochronology of the Andalusian and Messinian Stages". *Proc. VI Cong. Med. Neog. Strat.*, Bratislava, 1975, pp. 85-89, Bratislava.
- BLOW, W. H. (1969). "Late Middle Eocene to Recent planktonic Biostratigraphy". *Proc. Ist. Int. Conf. Plank. Mic. Geneva, 1967*, t. I, pp. 199-241, pls. 1-54, tbs. 1-43, Leiden.
- BOLLI, H.M. (1966). "Zonation of Cretaceous to Pliocene Marine sediments based on planktonic Foraminifera". *Asoc. Venez. Geol. Minería Bol. Inform.*, v. 9, pp. 3-22, 4 tbs.
- BORSETTI, A.M., CATI, F., COLALONGO, M.L. & SARTONI, S. (1979). "Biostratigraphy and absolute ages of the Italian Neogene". *Ann. Geol. Pays, Hellén.*, t. hors série, fasc. I, pp. 183-197, VIIth. Int. Cong. Med. Neog., Athens.
- BOSSIO, A., EL-BIED RAKICH, K., GIANNELLI, L., MAZZEI, R., RUSSO, A. & SALVATORINI G. (1976). "Correlation de quelques sections stratigraphiques du Mio-Pliocène de la zona atlantique du Maroc avec les stratotypes du Bassin Méditerranéen sur la base des Foraminifères planctoniques, Nannoplancton calcaire et Ostracodes". *Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem.*, v. 83, pp. 121-137, Pisa.
- BOSSIO, A., GIANNELLI, L., MAZZEI, R., SALVATORINI, G., EL-BIED RAKICH, K. & RUSSO, A. (1977). Biostratigraphy and chronostratigraphy of some stratigraphic sections from western Andalusia (Spain) including the stratotype of the Andalusian stage. *Resúmenes de las comunicaciones. Seminario sobre el Messiniense, Málaga*.
- CARRASCO, F., GONZALEZ DONOSO, J.M., LINARES, D., RODRIGUEZ, P. & SERRANO, F. (1977). "Sobre la presencia de materiales del Mioceno superior en la desembocadura del río Velez (provincia de Málaga)". *Seminario sobre el Messiniense n.º 3*, (Resúmenes de las comunicaciones), pp. 17-19, Málaga.
- CATI, F. et al. (1968). "Bioestratigrafía del Neogene Mediterraneo basata sui Foraminiferi planctonici". *Soc. Geol. Ital. Boll.*, n.º 87, pp. 491-503, 2 figs. Milano.
- CIFELLI, R. (1976). "Evolution of ocean climate and the record of planktonic Foraminifera". *Nature*, v. 264, n.º 5585, pp. 431-432, London.
- CIFELLI, R. & GLAÇON, G. (1979). "New Late Miocene and Pliocene occurrences of *Globorotalia* species from the North Atlantic; and a paleogeographic review", *Jour. Forum. Res.*, v. 6, n.º 4, pp. 258-273, pls. 1-3, Lawrence.
- CITA, M.B. (1973). "Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy". In. *Repts. Deep. Sea Drilling Project*, v. 13, pt. 2, pp. 1343-1379, 14 figs., 7 pls., Washington (U.S. Government Print. Office).
- CITA, M.B. (1976). "Planktonic Foraminiferal biostratigraphy of the Mediterranean Neogene". *Progress in Micropal. Am. Mus. Nat. Hist. spec. publ.*, pp. 47-68, text.-figs. 1-9, 3 pls., Amsterdam.

- CITA, MB. & RYAN, W.B.F. (1978). "The Bou-Regreg section of the Atlantic coast of Morocco, evidence, timing and significance of a Late Miocene regressive phase". Riv. Ital. Pal. Strat., v. 84, n.º 4, pp. 1051-1082, 9 figs., 1 tb., pls. 95-96, Milano.
- CITA, M. B. & VISMARA SCHILLING, A.V. (1980). "Planktonic foraminiferal assemblages across de Miocene-Pliocene boundary at D.S.D.P. sites 415,416 A, and correlation with other North-Atlantic succesions". In. Repts. Deep. Sea Drilling Project, v. 50, Washington, pp. 497-505.
- CIVIS, J., MARTINELL, J. & PORTA J. de (1977). "Bioestratigrafia del Messiniense de la Rambla de Arejos (Almería)". Seminario sobre el Messiniense n.º 3 (Resúmenes de las comunicaciones), pp. 27-30, Málaga.
- CRESCENTI, U., GIANNELLI, L., MARTINEZ DIAZ, C., & SALVATORINI, G. (1973). "Tentativo di correlazione tra i piani Andalusiense e Messiniano". Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, v. 80, pp. 17-39, t. 1, pl. 4.
- CHOUBERT, G., HOTTINGER, L., MARCAIS, J. & SUTER, G. (1964). "Stratigraphie et micropaleontologie du Néogène du Maroc septentrional". Inst. "Lucas Mallada", C.S.I.C. (España). Cursos y conferencias, fasc. 9, pp. 229-257, 23 figs., Madrid.
- DIAZ, M.G., BENOT, C., & PARRA, A. (1980). "Biozonation du Méssinien et limite Miocène-Pliocène dans la province de Huelva (Sud-ouest de l'Espagne)". Geologie méditerranéenne, t. 7, n.º 1, pp. 57-66, 3 figs. (in text.), 1 pl., Marseille.
- D'ONOFRIO, S., GIANNELLI, L., IACCARINO, S., MORLOTTI, E., ROMEO, M., SALVATORINI, G., SAMPO, M. & SPROVIERI, R. (1976). "Planktonic Foraminifera of the Upper Miocene from some Italian sections and the problem of the Lower Boundary of the Messinian". Boll. Soc. Pal. Ital., v. 14, n.º 2, 4 figs., 5 pls. Modena.
- FEINBERG, H. & LORENZ, H.G. (1970). "Nouvelles données stratigraphiques sur le Miocène supérieur et le Pliocène de Maroc-occidental". Notes Serv. Geol. Maroc., v. 30, (225), pp. 21-26, Rabat.
- FEINBERG, H. & LORENZ, H. G. (1973). "La lignée évolutive de *Globorotalia miozea* s.l. dans le Miocène méditerranéen". Notes Mem. Serv. Geol. Maroc., v. 249, pp. 31-45, Rabat.
- GONZALEZ DELGADO, J. A. (1979). Estudio de los Bivalvia del Neógeno de Niebla (Huelva). Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca, 97 pp., 1 fig. 2 tbs., 4 láms. (Inédita).
- GONZALEZ DELGADO, J. A. (1983). Estudio de los Gasterópodos del Plioceno de Huelva. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 474 pp., 28 figs., 7 tbs., 26 láms., (Inédita).
- GONZALEZ DONOSO, J.M. & SERRANO, F. (1977). "Bio y Cronoestratigrafía de los materiales pre-evaporíticos de Sorbas (provincia de Almería)". Seminario sobre el Messiniense, n.º 3, excursión n.º 2 (Sorbas), pp. 69-76, 3 figs., Málaga.
- GONZALEZ DONOSO, J.M., RODRIGUEZ P. & SERRANO, F. (1977). "Hipótesis sobre el origen de *G. margaritae* Bolli & Bermudez y *Globigerinoides elongatus* (D'Orbigny)". Seminario sobre el Messiniense, n.º 3, Resúmenes de las comunicaciones. Málaga.
- GONZALO Y TARIN, J. (1877). "Reseña geológica de la provincia de Huelva". Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. 5, 138 pp. 2 mapas, Madrid.

- IACCARINO, S. (1967). "Les Foraminifères du stratotype du Tabianien (Pliocène inf.) de Tabiano Bagni (Parma)", Mem. Soc. Sc. Nat., v. 15, fasc. 3, pp. 165-180, 6 tbs., 1 pl. Milano.
- IACCARINO S. & SALVATORINI, G. (1979). "Planktonic Foraminiferal biostratigraphy of Neogene and Quaternary of site 398 of Deep Sea Drilling Project Leg 47 B". In. Repts. Deep Sea Drilling Project, v. 47, pt. 2, pp. 255-286, Washington.
- MAGNE, J., & VIGUIER, C. (1970). "Stratigraphie du Néogène de la bordure méridionale de la Sierra Morena entre Huelva et Carmona (Espagne du Sud-Ouest)". Bull. Soc. Geol. France, ser. 7, v. 12, n° 2, pp. 200-209, París.
- MANUPUTTI, J.A. (1977). "Notes on the Late Miocene planktonic foraminiferal associations of the Lorca Basin (province of Murcia, SE Spain)". Seminario sobre el Mesiniense n° 3, Resúmenes de las comunicaciones, pp. 71-76, Málaga.
- MARTINI, E. (1974). "Calcareous Nannoplankton from the type Andalusian and some other Neogene areas in Spain". V Cong. Com. Med. Neog. Strat., Lyon 1971, Mem. B.R.G.M., v. 78, n° 1, pp. 421-426, París.
- MAZZEI, R., RAFFI, I., RIO, O., HAMILTON, N. & CITA M.B. (1979). "Calibration of late Neogene calcareous plankton datum planes with the paleomagnetic record of site 397 and correlation with Moroccan and Mediterranean sections". In. Repts. D.S.D.P., v. 47, A, (U.S. Government Print Office).
- MONTENAT, C., BIZON, G., & BIZON, J.J. (1975). "Remarques sur le forage Joides 121 en mer d'Alboran (Méditerranée occidentale)". Bull. Soc. Geol. France, (7), v. 17, n° 1, pp. 45-51, 2 figs., 1 pl., París.
- PERCONIG, E. (1966). "Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico "Andaluciense" para indicar la fase terminal del Mioceno en facies marina". Notas y comunicaciones Inst. Geol. Min. Esp., t. 91, pp. 13-40, Madrid.
- PERCONIG, E. (1969). "Evolución de los *Globigerinoides amplus, obliquus, extremus y elongatus* en el Neógeno de Andalucía (España)". Rev. Esp. Microp., v. 1, n° 1, pp. 37-43, 2 figs., 1 lám., Madrid.
- PERCONIG, E. (1973). "El Andaluciense". XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología. España. 1973, pp. 201-223, Madrid.
- PERCONIG, E. (1974). "Etat actuel de nos connaissances sur l'étage Andalousien". V. Congrès Néogène Méditerranéenne, Lyon, 1971, Mem. B.R.G.M., v. 78, t. 78, t. 2, pp. 659-662, París.
- PERCONIG, E. & GRANADOS, L.F. (1973). "El estratotipo del Andaluciense". XIII Col. Europ. Micro. España., pp. 225-246, 10 figs. Madrid.
- POORE, R. Z. (1981). "Late Miocene biogeography and paleoclimatology of the central north Atlantic. Marine micropal., v. 6, n° 5-6, pp. 599-616, Amsterdam.
- PORTA, J. (de) & GONZALEZ DELGADO, J. A. (1980). Algunos aspectos tafónomicos y paleoecológicos en el Plioceno de Niebla (Bivalvia). Resum. IIº. Cong. Nac. Malac., lp., Barcelona.

- PORTA, J. (de) & GONZALEZ DELGADO, J.A. (1983). Relación fauna sedimento de los Bivalvia en el Plioceno de Huelva (sección de la Autovía Sevilla-Huelva). Com. X Congr. Nac. Sedimentología, pp. 1-3, Menorca.
- SALVATORINI, G. & CITA, M.B. (1979). "Miocene Foraminiferal stratigraphy, D.S.D.P. site 397 (Cape Bojador, North Atlantic)". In. Rpts. D.S.D.P., v. 47, pt. 1, pp. 317-375, 14 pls. (U.S. Govern, Print. Office). Washington.
- SERRANO, F. (1979). "Los Foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las cordilleras Béticas". Tesis Doctoral, Univ. Málaga, pp. 9-272, 40 láms., 54 figs., Málaga.
- SIERRO, F. J., CIVIS, J. & GONZALEZ DELGADO, J. A. (1982). Estudio de los Foraminíferos del Neógeno de Niebla (Huelva). Stvd. Geol. Salmant., v. 17, pp. 67-87, 2 láms., Salamanca.
- SIERRO, F. J., CIVIS, J. & GONZALEZ DELGADO, J.A. (1983). Nuevas aportaciones al Neógeno de la provincia de Huelva. Stvd. Geol. Salmant. v. XIX, pp. 139-149, 1 fig., 2 láms., Salamanca.
- SIERRO, F. J. (1984 a). Foraminíferos planctónicos y Bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la cuenca del Guadalquivir (S.O. de España). Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, pp. 391, 47 Figs. 23 láms. (Inédita).
- SIERRO, F. J. (1984 b). Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la cuenca del Guadalquivir (S.O. de España). Ed. Univ. de Salamanca. Serie Resúmenes de Tesis Doctorales, pp. 7-34, 7 Figs. Salamanca.
- STAINFORTH, R.M. et al. (1975). "Cenozoic planktonic Foraminiferal zonation and characteristics of index forms". Univ. Kansas Pal. Contrib. Art. 62, pp. 13-162, Appendix, pp. 163-425, Lawrence.
- TJALSMA, R.C. (1971). "Stratigraphy and Foraminifera of the Neogene of the Eastern Guadalquivir Basin (Southern Spain)". Utrecht Mic. Bull., n° 4, pp. 1-161, 16 pls., Utrecht.
- VAN DER SZWAAN, G. J. (1982). "Paleoecology of Late Miocene Mediterranean Foraminifera". Utrecht Mic. Bull., n° 25, pp. 202, 15 pls., 65 figs., Utrecht.
- VERDENIUS, J.G. (1970). "Neogene stratigraphy of the western Guadalquivir (Southern Spain)". Utrecht Mic. Bull., n° 3, pp. 1-109, 12 figs., 9 pls., Utrecht.
- VIGUIER, C. (1974). "Le Néogène en Andalousie Nord-Occidentale (Espagne)". Tesis de Doctorado, Univ. de Bordeaux I, 450 pp., Bordeaux.
- WERNLI, R. (1977). "Les Foraminifères planktoniques de la limite Mio-Pliocène dans les environs de Rabat (Maroc)". Eclog. Geol. Helvet., v. 70, n° 1, pp. 143-191, Basel.
- WERNLI, R. (1978). "La base du Moghrebien est d'âge Pliocène moyen (zone a *G. crassaformis*) dans la Mamora (Maroc)". Arch. Sci., v. 31, n° 2, pp. 129-132, París.
- WERNLI, R. (1979). "Le Pliocène de la Mamora (Maroc). Stratigraphie et Foraminifères planktoniques". Eclog. Geol. Helvet., v. 72, n° 1, pp. 119-143, 3 pls. Basel.

- ZACHARIASSE, W.J. (1975). "Planktonic Foraminiferal biostratigraphy of the Late Neogene of Crete (Greece)". Utrecht Mic. Bull., n° 11, pp. 1-171, 17 pls., Utrecht.
- ZACHARIASSE, W.J. (1979a). "The origin of *Globorotalia conomiozea* in the Mediterranean and the value of its entry level in biostratigraphic correlations". Ann. Geol. Pays Hellen. t. hors serie, fasc. 3, pp. 1281-1292, VIIth. Int. Cong. Med. Neog., Athens 1979.
- ZACHARIASSE, W.J. (1979b). "Planktonic Foraminifera from section Pothamidha 1: taxonomic and phyletic aspects of keeled Globorotaliids and some paleoenvironmental estimates". Utrecht Mic. Bull., n° 21, pp. 129-166, 7 figs., 3 tbs., 3 pls., Utrecht.

Presentado el 13-VI-84



# LAS ZONAS INTERNAS Y EXTERNAS BÉTICAS COMO PARTES MERIDIONALES DE LA PLACA IBERICA: UNA NUEVA INTERPRETACION PARA EL AREA LIMITE ATLANTICO-MEDITERRANEA \*

A. PINEDA VELASCO \*\*

**RESUMEN.**— Mediante algunas reinterpretaciones paleogeográficas y tectónicas resulta que el carácter autóctono de las Flyschs sobre el Subbético meridional parece ser un rasgo extensible a la mayor parte de la Cordillera Bética. Por otra parte, se deduce que el zócalo subbético debe estar constituido por un Paleozoico de tipo maláguide (y, por tanto, no debe ser la prolongación meridional de Sierra Morena). Ambos hechos implican la inexistencia de un área especial de depósito para los Flyschs, y una continuidad de zócalo entre el Subbético (y Rif Externo) y las Zonas Internas. Consideraciones geodinámicas apoyan esta conclusión.

Se propone que el conjunto Subbético + Zonas Internas se ha deslizado desde el ENE. (sur del área prebético-balear) en el contexto de una fracturación del mismo tipo, generalizada: el sistema de desgarres dextrales béticos. En relación genética directa con éstos, una tectónica compresiva ENE.-OSO. origina pliegues y fallas inversas NNO.-SSE. Todo ello permite explicar diversas características de la Cordillera.

El orógeno Bético-rifeño actual se considera debido a la interacción de la falla transformante Azores-Gibraltar (cuya continuación directa en el bloque ibérico es el sistema de desgarres dextrales béticos) con la expansión oceánica mediterránea (cuyo máximo frente de avance hacia el oeste, al sur de dicha falla, es el Arco de Gibraltar). Tal interacción es «canalizada» entre los bloques continentales ibérico y africano. Se ofrece una nueva hipótesis para explicar el volcanismo neógeno, en relación con este geodinámica.

Se propone que, durante el Cretácico, cuando el conjunto Subbético + Zonas Internas estaba aún adosado al sur del área prebético-balear, el Complejo Nevado-Filábride sufrió una subducción hacia el norte bajo el Alpujárride (deformación y metamorfismo alpino principales), probablemente como resultado de la rotación levógira del bloque ibérico. Los Flyschs (salvo las areniscas numídicas) pueden considerarse sedimentos post-orogénicos respecto de dicha deformación.

**ABSTRACT.**— Some palaeogeographic and tectonic new interpretations show the Flysch autochthonous character over the southern Subbetic is a common characteristic

\* Trabajo presentado por el Departamento de Estratigrafía.

\*\* Geólogo Consultor. Miró 12, Móstoles (Madrid).

to the greater part of the Betic Cordillera. As well, it is deduced the subbetic basement must be formed by a malaguide-type Palaeozoic (and therefore can not be the southern prolongation of Sierra Morena). Both things implicate the no-existence of a Flysch sedimentation special area, and a basement continuity between the Subbetic (and External Rif) and the Internal Zones. Geodynamic considerations hold up this conclusion.

It is proposed the Subbetic + Internal Zones block had been slid from ENE. (south of praebetic-balearic area) in the context of a generalized similar fracturation: the betic dextral strike-slip fault system. Genetically related with them, a ENE.-WSW. compressive tectonics originates NNW.-SSE. folds and inversal faults. All of them can explicate diverse characteristics of the Cordillera.

The actual Betic-rifian orogen is originated by interaction of the Azores-Gibraltar transform fault (whose direct continuation on the iberian block is the betic dextral strike-slip fault system) with the mediterranean oceanic expansion (whose more advanced front to the west, at the south of that fault, is the Gibraltar Arc). This interaction is driven between the iberian and african continental blocks. A new hypothesis is offered to explicate, related with this geodynamics, the neogen volcanism.

It is proposed that, during the Cretaceous, when the Subbetic + Internal Zones block was leaned against the south of the praebetic-balearic area, the Nevado-Filabride Complex was subducted to the north under the Alpujarride Complex (originating the main deformation and alpine metamorphism), probable effect of the iberian block sinistral rotation. The Flysch (except the numidian sandstones) can be considered post-orogenic sediments with regard to such deformation.

## INTRODUCCION

Durante la realización de la Hoja MAGNA (IGME-IBERGESA) n.º 1.024 (Archidona) se puso de manifiesto una problemática geológica cuya resolución exigía un conocimiento preciso de la estructura general del orógeno, lo que llevó al autor, que había trabajado previamente en otras áreas de las Béticas, a una serie de reflexiones que trata de dar a conocer en este trabajo. La geología de dicha Hoja será objeto de una publicación aparte (PINEDA, en prep.).

En este trabajo se ha adoptado un cierto enfoque «generalizante», en aras de la máxima claridad de exposición de conceptos. No se pretende, por tanto, ignorar o minimizar tantas obras (de escala menor, pero importantes) relativas a diversas partes de la Cordillera, ni ser la solución definitiva para un área tan extensa y complicada. El autor se daría por satisfecho si algunas de las ideas que se exponen sirvieran para hacer progresar en el conocimiento de las Béticas, esperando que sean desarrolladas y mejoradas por otros investigadores.

Un punto que merece la pena de resaltar es la necesidad de revisar las edades asignadas a diversas series (particularmente terciarias de facies Flysch), ya que

en muchos casos las edades han sido el único argumento para probar o no aloctonías, en detrimento de otras consideraciones geológicas.

## ANÁLISIS DE VARIOS TEMAS

### **Hipótesis previas sobre el emplazamiento de los Flyschs (y la formación del Arco de Gibraltar). Exposición y crítica.**

Generalmente, la posición paleogeográfica inicial atribuída a los Flyschs, así como su modo de emplazamiento, han sido factores determinantes en la interpretación estructural de la Cordillera. A los Flyschs se les ha supuesto provenientes de un hipotético dominio paleogeográfico ultra o circumbético.

La hipótesis ultrabética fue propuesta en una época en que se pensaba que la Cordillera Bética había sido creada, de forma exclusiva, por el acercamiento entre los continentes africano y europeo. La hipótesis circumbética se originó al empezar a considerar que la Cordillera tenía su continuación estructural en el Rif, a través del Arco de Gibraltar.

Precisamente, para tratar de explicar el Arco, apareció una serie de teorías que invocan movimientos de desgarre, o transformantes, entre las placas ibérica y africana, con o sin la participación de una posible placa intermedia: la de Alborán.

Para ANDRIEUX et al. (1971), el Arco se formó cuando la placa de Alborán (constituída por las Zonas Internas Bético-rifeñas) se desplazó hacia el oeste y se encajó entre las placas ibérica (Subbético) y africana (fig. 1 A). BAENA y L. JEREZ (1982) mantienen esta teoría, situando la patria de los Flyschs en la Zona Circumbética, es decir en un dominio paleogeográfico situado entre las dos placas mayores. Al avanzar hacia el oeste la de Alborán irrumpió en esta Zona, expulsando los Flyschs. Recientemente, L. JEREZ (1984) atribuye el movimiento de la placa a un giro dextrógiro del bloque euro-asiático, ligado a la apertura del Cantábrico, que la empujaría hacia el oeste. El avance fue facilitado por el accidente dextral de Crevillente-Azores. Sin embargo, en sus esquemas, este accidente no afecta las posiciones relativas de Iberia respecto de Africa, que permanecen invariables a lo largo de todo el proceso.

Desde el punto de vista geodinámico, la principal crítica que puede realizarse a este grupo de teorías se refiere a la desaparición del zócalo de la Zona Circumbética. Según los esquemas de L. JEREZ (1984), ésta pudo tener una anchura máxima de 200 km. Sin embargo, no se encuentran trazas (complejos ofiolíticos, etc.) de tamaña sutura en ninguna parte del contacto Zonas Internas - Subbético, ni

existe en toda la mitad occidental del orógeno un volcanismo post-orogénico que atestigüe la consunción de ese zócalo por subducción. Desde un punto de vista geométrico, no deja de ser demasiado casual que un bloque continental del tamaño adecuado (Alborán) vaya a encajarse, casi simétrica y precisamente, en la zona cóncava de separación de dos bloques continentales mayores.

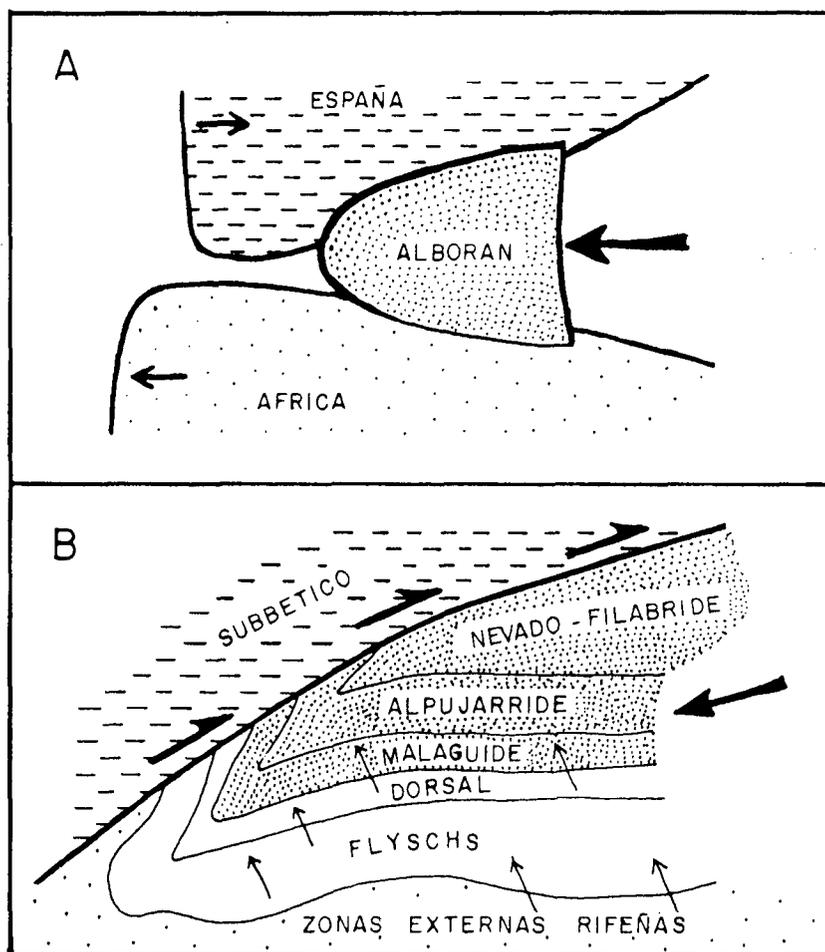


Figura 1: Principales hipótesis previas: A, de ANDRIEUX et al. (1971); B, de DURAND-DELGA (1980).

Otro grupo de autores sitúa un accidente deslizante mayor, dextral, entre el Subbético y el bloque de Alborán (en cuyo borde sur se situarían los surcos de sedimentación de los Flyschs). El Arco de Gibraltar sería debido a la torsión (miocena) de las estructuras, por arrastre en combinación con cierta compresión por acercamiento entre Iberia y Africa (DURAND-DELGA, 1973, 1980 —fig. 1 B—; BOURROUILH, 1978), o a la fragmentación progresiva (eocena y dextral) del extremo suroeste del bloque de Alborán (PAQUET, 1974). Ambos casos serían directamente generados por el juego del accidente.

Este conjunto de ideas implica que, en el Arco de Gibraltar, todo lo que se encuentre al sur de la línea Granada-Alicante es extra-ibérico. Y, sin embargo, el Subbético interno gira paralelamente al contacto de las Zonas Internas. Ade-

más (como se va a indicar en el apartado siguiente), es muy probable que las Zonas Externas Béticas no solo lleguen al Estrecho sino que se continúen al otro lado.

Para F. JEREZ (1981), las Zonas Internas Béticas, junto su Dorsal s.l. (formada por unidades inmediatamente adyacentes por su borde norte), integran una placa no ibérica caracterizada por una deformación eocena, responsable del depósito discordante de los Flyschs exclusivamente sobre ella. La placa se deslizó dextralmente respecto del Subbético (placa ibérica). El Arco de Gibraltar sería paleogeográfico y anterior al deslizamiento.

El considerar que los Flyschs son discordantes supone un gran avance, pero su atribución a dominios extra-ibéricos implica una delimitación artificial de los materiales mesozoicos discordados. En consecuencia, la Dorsal s.l. de dicho autor resulta demasiado parecida al Subbético. Otro punto débil de la hipótesis es que el deslizamiento de esta placa extra-ibérica la haya conducido, precisamente, a un arco paleogeográfico previo.

Al margen de estas teorías, que invocan siempre movimientos deslizantes entre los bloques continentales ibérico y africano, ha habido otras que los proponen verticalistas, suponiendo que el mar de Alborán ha sido una zona de intumescencia (y adelgazamiento posterior) cortical causada por un diapirismo del manto (VAN BEMMELEN, 1973; LOOMIS, 1975). La patria de los Flyschs pudo ser ultrabética, situada en el centro del área, y desde allí se deslizaron gravitacionalmente hacia los flancos (DURAND-DELGA y MATTAUER, 1960). Para otros (TORRES-ROLDAN, 1979) pudieron depositarse en surcos marginales «circumbético/rifeños» a partir de la denudación de la zona alta.

### **Carácter autóctono de los Flyschs sobre el Subbético meridional**

Este tipo de relación entre ambos conjuntos es la base de la nueva interpretación para la Cordillera, objeto de este trabajo.

#### *Extensión geográfica*

En la región de Archidona, los Flyschs paleogénos tipo Algeciras (cuyas intercalaciones conglomeráticas contienen clastos de rocas mesozoicas de edades variables entre el Cretácico inferior y el Muschelkalk) culminan con arenistas numídicas o con un flysch arenoso-micáceo (con detritos de paleozoico no metamórfico, de tipo maláguide) de edad miocena inferior. Los Flyschs son discordantes sobre el Complejo de la Alta Cadena, que debe representar un dominio paleogeográfico intermedio entre el Subbético medio central y el Subbético interno (PINEDA, en prep.).

El carácter discordante de los Flyschs sobre el mesozoico subbético fue también citado, en la región de Ronda, por autores alemanes (in MAUTHE, 1971). Sin embargo, BOURGOIS (1978) lo reinterpretó, indicando numerosos ejemplos de Flyschs paleógenos «alóctonos» sobre el Cretácico superior, e igual ha sido descrito para el área de Ardales (CANO MEDINA, 1982) y el Torcal de Antequera (PEYRE, 1974). En mi opinión, estos Flyschs deben ser considerados autóctonos, sucediendo a la serie mesozoica subbética.

Recientemente, MARTIN-SERRANO (1985) ha reconstruido tectónicamente las diversas unidades de Flysch en el Campo de Gibraltar, donde están bastante descamadas y desolidarizadas de su sustrato mesozoico (lo cual parece ser un rasgo extensible, según la bibliografía consultada, al Rif). Además, ha identificado el sustrato en diversos bloques, considerados tradicionalmente como olistolitos (serie de Los Pastores, de afinidades litoestratigráficas con el Subbético interno), y en unidades mayores (series de Camarote, del Peñón de Gibraltar y del Yebel Moussa marroquí, con calizas con sílex y radiolaritas en el Jurásico) que generalmente se atribuyeron a dominios bastante internos (taríquides, circumbéticos). Reconstruyendo el descamamiento y el gran pliegue original llegó a la conclusión de que las unidades mayores citadas se situaban originalmente en una posición paleogeográfica más occidental (externa) que el bloque de Los Pastores, por lo cual, y por similitud de facies, las atribuyó al Subbético medio.

Reconstrucciones y consideraciones objetivas como las expuestas simplificarían la interpretación paleogeográfica y estructural de muchas áreas de la Cordillera, y en particular explicarían por qué el sustrato mesozoico atribuido a los Flyschs «extra-ibéricos» o «alóctonos» (Dorsal s.l., Complejos Dorsalianos, etc., de varios autores) es tan sorprendentemente idéntico al Subbético (Sierra del Tablón, BOURGOIS, 1978), cuando en realidad es éste mismo.

Por otra parte, el que el Yebel Moussa fuera Subbético medio implicaría que las Zonas Externas Béticas pasan lateralmente a las Externas Rifeñas. Desde luego, las litologías mesozoicas son bastante similares, salvo en lo que concierne a la existencia de un flysch negro albo-aptiense en las Zonas Intra-rifeña y Circun-rifeña. También es notable la semejanza entre la Zona Pre-rifeña (que es la parte sur y suroeste del Rif, donde aflora un complejo plástico con Trías yesífero dominante y abundantes «olistolitos» de rocas y series mesozoicas y paleógenas, DIDON et. al., 1981) y la parte occidental de la Zona Subbética.

### *Implicaciones y significado. Naturaleza del zócalo subbético.*

El que las formaciones tipo Flyschs del Campo de Gibraltar (con areniscas numídicas culminantes) sean autóctonas sobre la parte meridional del Subbético (placa ibérica) y nunca alóctonas a nivel global de la Cordillera, como se les ha creído

generalmente, acarrea la importante consecuencia de que no es necesario suponer su patria en un hipotético dominio paleogeográfico circumbético, de cuya existencia faltan pruebas geológicas convincentes, según se ha visto precedentemente. De otro lado, la hipótesis ultrabética está siendo progresivamente abandonada por casi todos los autores, sin duda debido a las dificultades geodinámicas que presenta, y al carácter selectivo que implica con respecto a las areniscas numídicas. Ante toda esta problemática, lo más lógico y estructuralmente sencillo es suponer una continuidad de zócalo entre el Subbético y las Zonas Internas Béticas: es decir, que ambos forman parte de una misma placa continental.

El zócalo subbético podría ser similar o idéntico al Paleozoico maláguide. A este respecto es interesante señalar que, en la región de Archidona, el Trías de Antequera, que es la zona plástica de despegue y base estratigráfico-tectónica del Complejo de la Alta Cadena (= Subbético medio meridional), contiene bloques de facies maláguides (Calizas Alabeadas y Serie Filítica), que deben representar fragmentos de su zócalo (PINEDA, en prep.). Además, respecto a las Zonas Internas Béticas, soy partidario de la hipótesis que propone el siguiente orden paleogeográfico inicial para los diversos Complejos (de norte a sur): Maláguide - Alpujárride - Nevado-Filábride; y según la cual el Alpujárride habría infracabalgado bajo el Maláguide, y bajo ambos el Nevado-Filábride. Y ello por tres motivos: a) la cobertera mesozoica maláguide es la que guarda más semejanzas con el Subbético (MAC GILLAVRY, 1964; HOEPPENER et al., 1964); b) el Maláguide se localiza, preferentemente, en las partes más septentrionales y occidentales de las Zonas Internas (es decir, más cercanas al Subbético); y c) es el modelo que más concuerda, tectónicamente, con la estructura en abanico (F. JEREZ, 1981; MEGIAS, 1982) que se postula para el Subbético.

Estas consideraciones implican que las Zonas Internas Béticas deben ser, por tanto, una parte meridional de la placa ibérica (Subbético). Un reciente trabajo sobre paleomagnetismo (MÄKEL et al., 1984) apoya indirectamente esta conclusión pues encuentra los datos del Subbético muy similares a los del Maláguide.

En este contexto, la sedimentación autóctona y discordante de los Flyschs (areniscas numídicas aparte) sería fruto de una deformación (que pudo crear una cordillera) acaecida en la misma parte de dicha placa. El flysch calcarenítico-arcilloso tipo Algeciras (Eoceno-Oligoceno) se habría nutrido a expensas de la erosión de la cobertera mesozoica subbética, mientras que el flysch areniscoso-micáceo (Oligoceno - Mioceno inf.) lo habría hecho a partir del zócalo de ella (Paleozoico maláguide), una vez la erosión hubiera profundizado suficientemente.

Las areniscas numídicas (Aquitaniense), con su cuarzo proveniente del zócalo africano (in DURAND-DELGA, 1980), representarían aportes de éste que llegarían hasta el borde sur de la placa ibérica cuando los relieves creados por dicha deformación no constituyesen ya un obstáculo, o cuando en la plataforma africa-

na se dieran las condiciones adecuadas para ello. Así pues, los afloramientos del Valle Bajo del Guadalhorce y otros de la provincia de Málaga, y el de Zem-Zem en el Rif, situados directamente encima de las Zonas Internas (Maláguide/Ghomáride, particularmente), deben ser interpretados como discordantes. El mar de Alborán, por tanto, tampoco debería de existir en esa época y, en efecto, los sedimentos terciarios más antiguos, depositados sobre su sustrato, son de edad Tortonense (in OLIVET et. al. 1973).

El autor reconoce que estas interpretaciones tectosedimentarias para los Flyschs, en contraste con las realizadas modernamente, puede parecer simplistas e incluso inverosímiles. Sin embargo, no cabe otra alternativa una vez aceptados los planteamientos propuestos. Evidentemente, alguna variante importante podría introducirse de considerar una fuente no africana para el cuarzo de las areniscas numídicas.

### **Los desgarres ENE.-OSO. y los pliegues (y monoclinales) de dirección NNO.-SSE. en la Cordillera Bética.**

La existencia de desgarres ENE.-OSO. a lo largo de toda la Cordillera se conoce desde hace tiempo, siendo de destacar que su dirección coincide con la de ésta. Se han descrito varios, todos dextrales: uno sería el límite Zonas Externas - Z. Internas, y otros estarían localizados en el Subbético (accidente Cádiz-Alicante, etc.). Hasta el momento, su origen se ha atribuido al deslizamiento o deriva de las Zonas Internas como placa distinta (ver hipótesis previas) que al contactar con el Subbético (considerado como placa ibérica) habría inducido movimientos similares en su zócalo (SANZ DE GALDEANO, 1983). En mi opinión, el origen de estos desgarres debe ser distinto, como se verá después, ya que ambos conjuntos integran una misma placa continental. Algunos de estos accidentes, activos en la actualidad, parece que representan rejuegos de fallas que, en su día, condicionaron la paleogeografía mesozoica (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977). Probablemente, tienen un desarrollo no total a todo lo largo de la Cordillera y, preferentemente, están bien marcados en la parte oriental de ésta, según se desprende de las descripciones del primero de los autores citados. No obstante, no ha de esperarse que, en general, aparezcan nítida y rectilíneamente trazados en superficie, sino que deberán, en gran parte, ser deducidos por otros caracteres (plegamientos anómalos, diapirismo, haces de fallas menores, etc.) pues al ser fracturas de zócalo el Trías plástico (suprayacente en muchos lugares) absorberá la ruptura.

Los pliegues (y monoclinales) de dirección NNO.-SSE. han merecido una atención escasa. Conozco, en la región la Archidona, el plegamiento de esta dirección que muestra el borde oeste de Sierra Gorda de Loja, alineado con el que más al

norte presenta la Sierra del Pedroso; teniendo en cuenta determinados desplazamientos cartográficos inmediatos (del borde norte del Trías de Antequera y del de las Zonas Internas) puede pensarse, inicialmente, que traducen un desgarre NNO.-SSE. sinistral. Pero, dada la existencia de una cierta vergencia hacia el OSO. en Sierra Gorda, es preferible interpretar que es el reflejo, en la cobertera, de una falla inversa de zócalo (el relleno de la cuenca de Granada, o al menos el depósito de algunos de los sedimentos terciarios más superiores, podrían representar el resultado de su movimiento de distensión subsiguiente). De esta forma, el desplazamiento del borde norte de las Zonas Internas debe mirarse como producto de un abatimiento brusco de sus estructuras (fig. 2 A) y, en efecto, a partir aproximadamente de esta Sierra y hacia el oeste ya no se conocen afloramientos de Nevado-Filábride.

En cualquier caso, los pliegues y monoclinales de dirección NNO.-SSE. testimonian, por lo general, la existencia de compresiones ENE.-OSO. en la Cordillera. Algunas de las fallas N 30° oeste, de componente vertical, citadas por SANZ DE GALDEANO (1983), pueden tener idéntico origen, sin que sea necesario suponer que representan rejuegos de desgarres de esa dirección.

Muy probablemente, esta tectónica está en relación genética directa con los desgarres ENE.-OSO. cuya consecuencia inmediata es individualizar el zócalo en bandas paralelas, cada una de las cuales durante su movimiento debe tener su problemática tectónica propia (compresiones —pliegues y fallas inversas— y distensiones —fallas normales y rellenos de cuencas, asociados—) que no tiene por qué transmitirse a las contiguas<sup>1</sup> (fig. 2 B). Si todo lo propuesto es correcto se tendría una explicación satisfactoria sobre la disposición aberrante de las cuencas neógenas (que pueden tener también una posición «adelantada» respecto de las fallas inversas de zócalo), de dichos plegamientos e, incluso, de los relieves actuales en el conjunto de la Cordillera.

Otros ejemplos notables de pliegues y monoclinales NNO.-SSE., frecuentemente con depresiones asociadas, pueden ser: los bordes occidentales de Sierra Nevada, de Sierra Blanca (Marbella), de la Serranía de Ronda (Casares) y de la Sierra del Cid (Novelda), las terminaciones nororientales de las Sierras de Quípar y otras (Cehegín-Bullas), y la Sierra de Quebradas-Donceles (Hellín). Quizá la parte suroeste de la Sierra de Cazorla pueda ser asimilada a este tipo de estructuras. Además, PAQUET (1974) señala cabalgamientos hacia el OSO. en el Maláguide de Sierra Espuña (Murcia). Finalmente, el propio Arco de Gibraltar debe ser un mega-representante de esta tónica estructural.

<sup>1</sup> Una idea parecida fue emitida por HERMES (1978a) para explicar los cabalgamientos de las Sierras del Almirez, Pericay y Ponce (Murcia), vergentes en estos casos hacia el ENE.

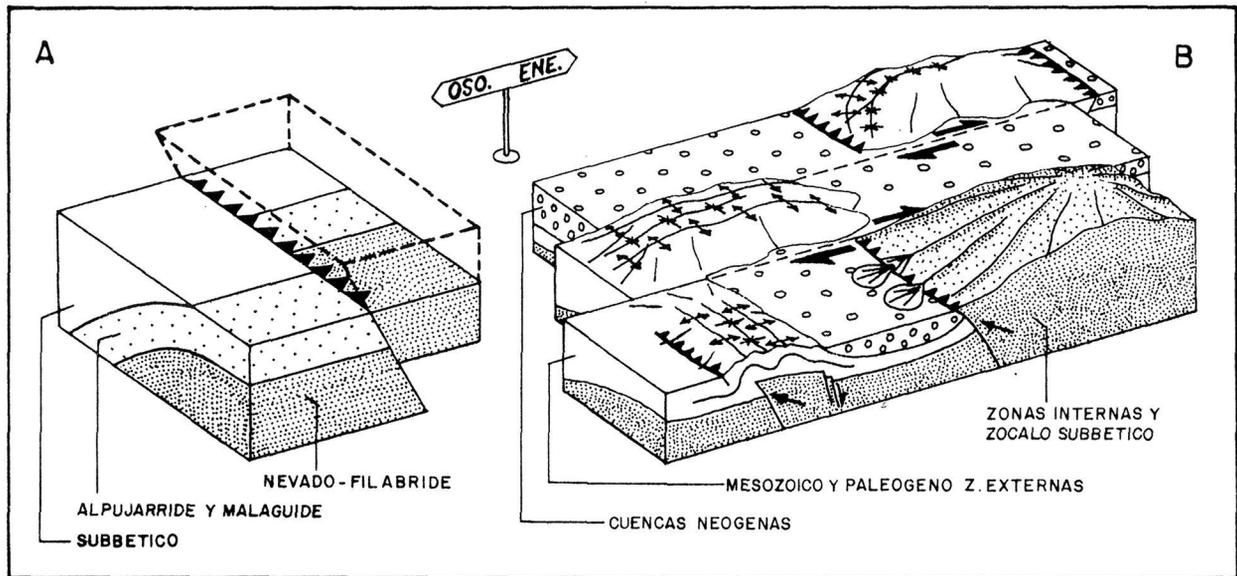


Figura 2: Diversos aspectos de la tectónica NNO.-SSE. en la Cordillera Bética (ver explicación en el texto). En B, para mayor claridad, apenas se ha representado la compresión clásicamente descrita en este orógeno, y que debe suponer fallamientos inversos o cabalgamientos de zócalo, con sentido aproximado norte o sur, en los propios desgarres.

### Disposición longitudinal asimétrica de los principales rasgos de la Cordillera

De antiguo se sabe que existe una asimetría transversal en la Cordillera Bética, lo que motivó su división en Zonas Externas e Internas. Pero cada vez ha resultado más evidente la existencia de otra longitudinal: en efecto, entre las partes orientales y occidentales de la Cordillera hay diferencias notables. Las principales son las siguientes:

— La antifosa de la Cordillera (el Valle del Guadalquivir siempre se ha interpretado así) sólo existe para la mitad occidental de ella.

— El dominio paleogeográfico más externo (Prebético, y su prolongación oriental: las islas Baleares<sup>2</sup>, en contacto directo sobre el antepaís ibérico o sus series de cobertera) sólo se conoce en la mitad oriental de la Cordillera<sup>3</sup>.

<sup>2</sup> Para la mayor parte de los autores (RANGHEARD, 1971; BOURROUILH, 1970; FOURCADE et al., 1977), Ibiza y Mallorca son litoestratigráfica y estructuralmente afines al Prebético interno; Menorca sería un fragmento del antepaís balear que habría derivado desde posiciones más noroccidentales merced a un deslizamiento NO.-SE. dextral (MAUFFRET, 1976). El zócalo balear debe ser muy afín al Paleozoico que aflora en Menorca (BOURROUILH y MAUFFRET, 1975). Por último, el área situada entre las Baleares y las costas orientales de la Península parece representar una zona continental (antepaís o placa ibérica) que desde el Mioceno superior está sometida a un proceso de «rifting», con volcanismo asociado (ver VEGAS y BANDA, 1982; HINZ, 1972).

<sup>3</sup> La gran mayoría de autores piensa que en la parte occidental, bajo el Subbético cabalgante, existiría el Prebético. Pero HERMES (1978 b) ha argumentado que no existe (correctamente, a mi juicio).

— Al sur de las Baleares faltan el dominio Subbético y las Zonas Internas Béticas. En su lugar parece haber corteza oceánica (FALHQUIST y HERSEY, 1969; HINZ, 1972) que se sitúa bastante próxima a la costa, estando marcado el talud continental, nítida y bruscamente, por probables accidentes ENE.-OSO. (sistemas de fracturas «Emile Baudot», MAUFFRET et al., 1972).

— Las estructuras tectónicas del Subbético se siguen, prácticamente sin interrupción, desde el área de Murcia hasta el meridiano de Antequera. Más hacia el oeste domina volumétricamente el Trías margo-yesoso (facies «germano-andaluza») que engloba el resto de las series mesozoicas y paleógenas, las cuales forman pequeñas sierras de orientación diversa y frecuentemente sin conexión tectónica ni litoestratigráfica entre sí. Tal tónica estructural parece que continúa por la parte occidental del Arco de Gibraltar (LAJAT et al. 1975) (e incluso por el Pre-rif, según los datos de DIDON et al., 1981) y pasa lateralmente hacia el «exterior» de la Cordillera a conjuntos olistostrómicos, con Trías dominante, intercalados en el Mioceno. Estos están también presentes en la parte meridional del Valle del Guadalquivir y tradicionalmente se han interpretado como debidos al empuje, tectónico o gravitativo, hacia el NNO. del apilamiento de los mantos subbéticos.

— Las cuencas post-orogénicas (neógenas) se localizan, preferentemente, en la parte más oriental de la Cordillera.

— El volcanismo post-orogénico (neógeno) se conoce sólo en la parte más oriental de la Cordillera Bética (sobre todo, del conjunto Subbético + Zonas Internas). Lo mismo sucede para la Rifeña. La alineación que define es, a grandes rasgos, bastante transversa a la elongación de ambas.

## NUEVO MODELO TECTONICO PARA EL AREA BÉTICO-RIFEÑA

### Presentación y discusión

#### *Cordillera Bética*

Si las Zonas Internas Béticas y las Externas forman parte de una misma placa continental (una parte meridional de la placa ibérica) que está afectada por un sistema de desgarres dextrales paralelos de dirección ENE.-OSO., la acumulación de sus movimientos relativos implica que las bandas más meridionales de la Cordillera (Zonas Internas) son las que más se han desplazado en relación a las septentrionales (Prebético). Pero, en mi opinión, el mayor desplazamiento indi-

vidual ha sido el que se ha producido entre el conjunto Subbético + Zonas Internas Béticas y el Prebético, que debe ser, a grandes rasgos, solidario con su antepaís ibérico (ya que se han descrito pasos laterales entre las series prebéticas y las de cobertera del antepaís, LOPEZ-GARRIDO, 1971, FALLOT, 1948). Este desplazamiento, especialmente grande, explica satisfactoriamente varias de las particularidades de la Cordillera:

— El Valle del Guadalquivir en realidad no es la «antefosa» de ella sino un límite tectónico «deslizante» entre dos zócalos continentales: el antiguo borde meridional de la placa ibérica (Sierra Morena) al norte, y el zócalo subbético al sur, previamente desgarrado de partes más surorientales de ésta (área del sur de las Baleares), lo que podría explicar, incluso, la diferencia entre los datos paleomagnéticos (MÄKEL et al., 1984) del Subbético y los del resto del bloque ibérico.

— Se comprende, entonces, por qué no existe el conjunto Subbético + Zonas Internas al sur de las Baleares, ni el Prebético en la mitad occidental de la Cordillera.

— El dominio volumétrico de Trías plástico en el Subbético occidental y los olistostromas triásicos en el Valle del Guadalquivir pueden encontrar ahora una explicación más convincente que la que los atribuía a la mera superposición tectónica de mantos. Para lo primero, el zócalo subbético, en su movimiento relativo hacia el oeste, puede «avanzar más» que la cobertera mesozoica-paleógena post-triásica, merced a la plasticidad del Trías (fig. 3 A): el resultado es una acumulación de materiales triásicos en el frente de avance y su consiguiente diapirismo, que da lugar al desmembramiento de la cobertera. En cuanto a los segundos, en gran parte deben contemplarse como «diapiros laterales» que fluyen hacia los espacios libres (mar mioceno) del Valle del Guadalquivir recién creado (fig. 3 B).

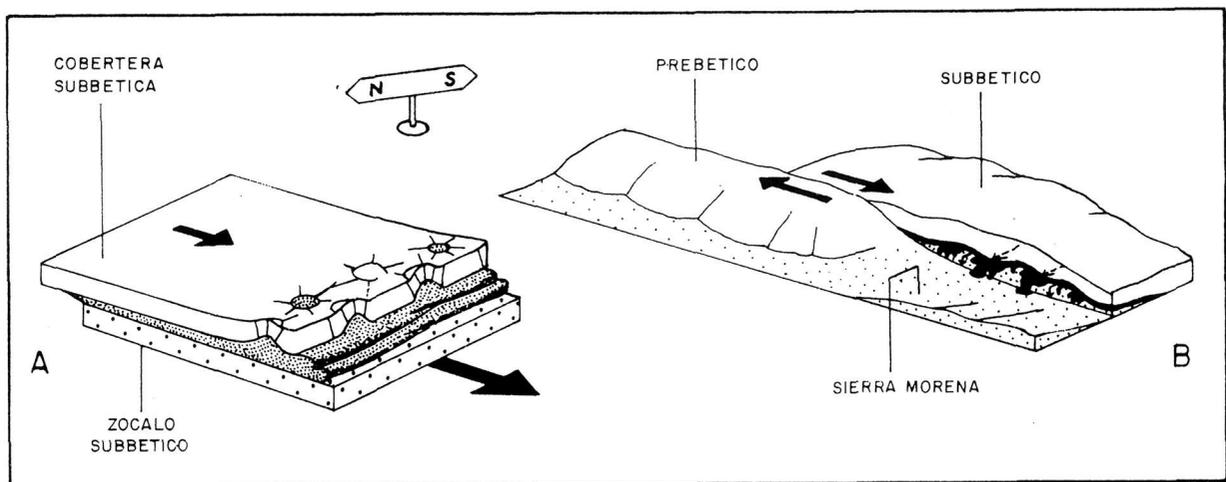


Figura 3: Modelos geométricos muy esquemáticos para explicar: A, la acumulación de Trías plástico (punteado denso) en la parte occidental de la Cordillera; B, los olistostromas de id. material (negro) en el Valle del Guadalquivir (el relleno mioceno de éste no se ha representado). Ver explicación en el texto.

— La bien conocida semejanza del Paleozoico maláguide con el de las áreas más orientales de la placa o Macizo Ibérico (Menorca particularmente) (FALLOT, 1948; BOURROUILH, 1978) es lógica en el contexto de la hipótesis propuesta pues, como se dedujo, el Subbético debe tener un zócalo del tipo de dicho Paleozoico, y el zócalo de las Baleares «Prebéticas» (según datos de BOURROUILH y MAUFRET, 1975) debe ser idéntico al de Menorca.

### *Arco de Gibraltar y Rif*

Para estas áreas es comúnmente admitido que las estructuras de las zonas Internas Béticas atraviesan el Estrecho y se continúan por el Rif con dirección NNO.-SSE.; lo mismo se ha dicho para los Flyschs del Campo de Gibraltar. Sin embargo, casi nadie invoca un paso similar para las Zonas Externas, que debe existir, en mi opinión, de acuerdo con la idea de que las Zonas Externas e Internas Béticas forman parte de la misma placa continental, y con los argumentos expuestos anteriormente (serie del Yebel Moussa de tipo Subbético medio, semejanza entre el Pre-rif y el Subbético occidental, carácter para-autóctono de los Flyschs sobre el Subbético en el área del Estrecho, etc.). Desde luego, los datos geofísicos indican que el zócalo continental subbético pasa en continuidad al de las Zonas Externas Rifeñas, alcanzando, además, gran extensión al oeste del Estrecho (BONINI et al., 1973).

En este supuesto, caben dos interpretaciones para el Arco de Gibraltar:

— Es el resultado de una torsión en planta, por arrastre de las estructuras bético-rifeñas, debida quizá al juego sinistral de un accidente «deslizante» entre el Rif y la placa continental africana s.l.

— Es un efecto directo de compresiones ENE.-OSO., cuyo sentido de movimiento debe resolverse hacia el OSO., dadas la probable vergencia original de los Flyschs y la existencia de un frente olistostrómico en la parte occidental.

Es preferible la segunda hipótesis pues, aparte de explicar mejor los rasgos estructurales citados, es más coherente con un paso lateral hacia el sur (es decir, transversal a los surcos de sedimentación mesozoica) hacia un carácter «africano» de las Zonas Externas, representado sobre todo por los flyschs de edad Cretácico inferior<sup>4</sup>. Asumir este paso lateral del Subbético no implicaría mayores problemas paleogeográficos que los que hay ya planteados considerando la teoría «circumbética» (ver DIDON et al., 1981).

<sup>4</sup> Los flyschs cretácicos (bien representados en el Rif y en el resto de las cordilleras norteafricanas) sólo se localizan, en la Península Ibérica, en el área próxima al Estrecho. Aún así, estudios más detallados sobre algunos de éstos indican que, probablemente, su edad es eocena (ver MARTIN-SERRANO, 1985).



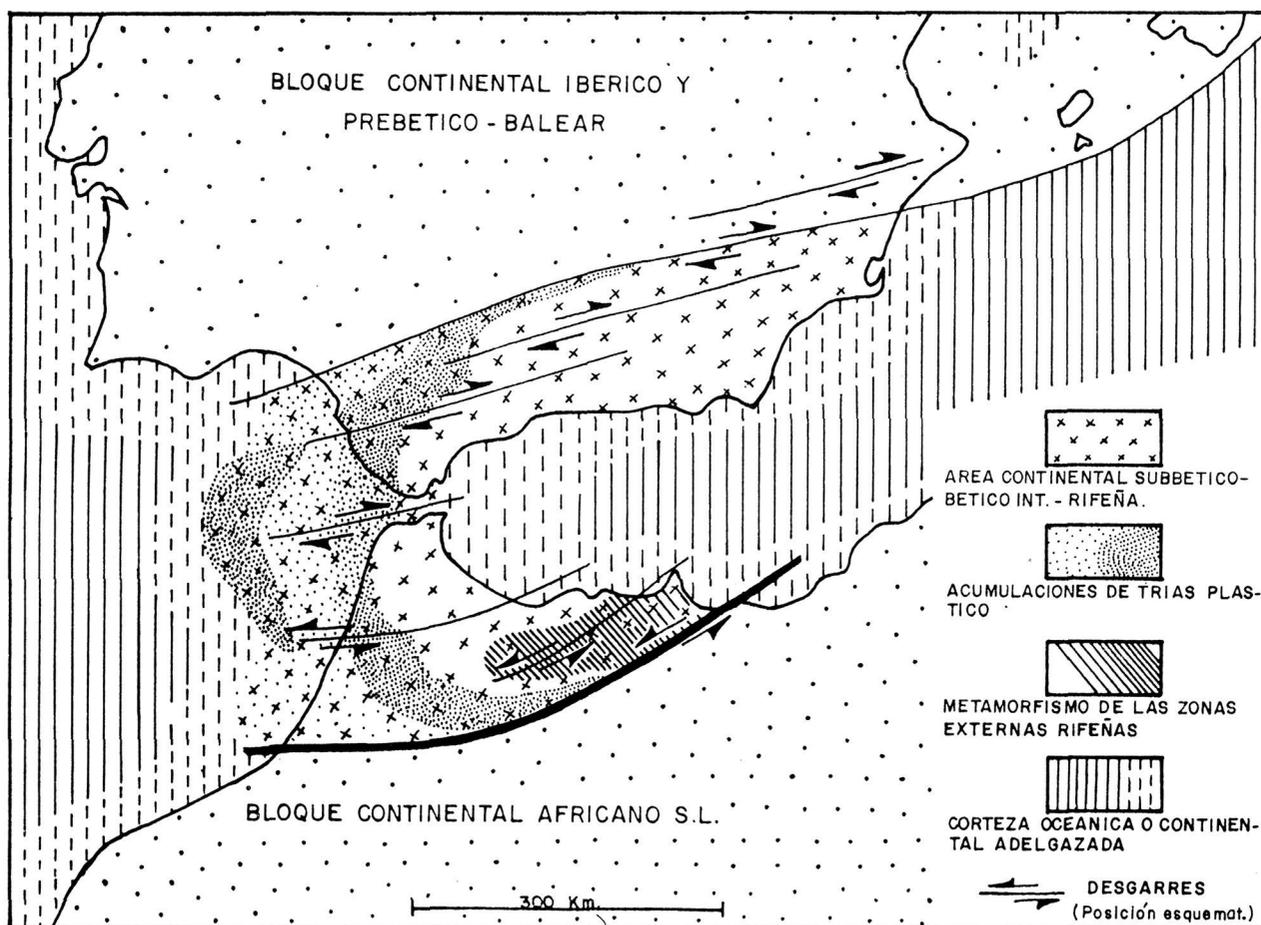


Figura 4: Modelo tectónico propuesto para la Cordillera Bético-rifeña. Algunos datos geológicos del oeste del Estrecho se han tomado de BONINI et al. (1973), y LAJAT et al. (1975).

este funcionamiento dextral es activo desde hace 80-50 M.A. (Cretácico-Eoceno), y que hace 15 M.A. (Mioceno) es cuando aparece la componente compresiva norte-sur o noroeste-sureste.

En cuanto al Mediterráneo occidental (cuya sismicidad está limitada, fundamentalmente, a los bordes continentales), parece haber corteza oceánica en las subcuencas tirrena, provenzal y sur-balear (ver BANDA y CHANNELL, 1979; DURAND-DELGA, 1980) mientras que la de Alborán parece constituida por una corteza continental adelgazada (HATZFELD y BOLOIX, 1976). La edad de todas estas cuencas debe ser miocena superior, pues no contienen sedimentos más antiguos (FINETTI y MORELLI, 1973). Un rasgo común es su alto flujo calorífico, superior incluso al de las dorsales centro-oceánicas donde se genera nueva corteza (ERICKSON, 1970, in BANDA y CHANNELL, 1979), lo cual se atribuye a la actividad de un manto anormal hidratado (MARILLIER, 1981). Por todo ello, y porque aún no se han definido auténticas dorsales oceánicas de acreción, se les considera cuencas marginales (creadas por un ascenso astenosférico, KARIG, 1971) situadas sobre planos de subducción a cuyo favor la placa africana podría hundirse

bajo la euro-asiática. Sea cual fuere su origen, un proceso de oceanización cenozoico afecta al Mediterráneo occidental.

El mar de Alborán debe considerarse como un área que en la actualidad está siendo oceanizada pues se encuentra sometida a esfuerzos tensionales, como se deduce de la comparación de su estructura cortical profunda con la del orógeno Bético-rifeño vecino, y de la interpretación geodinámica de sus sismos (UDIAS et al., 1976). Debe representar, por tanto, la avanzadilla más occidental del proceso de oceanización mediterránea y probablemente se encuentra en un estado evolutivo algo menos avanzado al de las demás subcuencas pues aún posee corteza continental.

El mecanismo geodinámico invocado para explicar el nuevo modelo tectónico presentado antes resulta de la interacción de la falla transformante Azores-Gibraltar con dicho proceso de oceanización. Se considera que el sistema bético de desgarres dextrales paralelos representa la continuación de dicha falla en el bloque continental ibérico; los procesos expansivos de oceanización han debido aprovechar dicha componente dextral para progresar hacia el oeste, al sur del sistema, siendo el Arco de Gibraltar el frente de avance máximo. Este avance ha sido mayor que el relativo del bloque continental africano, lo que explica la existencia de accidentes sinistral al sur del Rif. Según esto, no es necesario invocar un acercamiento entre los bloques continentales ibérico y africano para generar las compresiones de dirección NNO.-SSE., clásicamente descritas en el orógeno Bético-rifeño: los esfuerzos expansivos de oceanización pueden ocasionarlas al empujar, más o menos perpendicularmente, sobre los sistemas de desgarres (fig. 5).

Esto último puede explicar la coexistencia de la clásica tectónica compresiva de este orógeno con la de dirección NNO.-SSE. vergente al OSO. (o al ENE.), que ha merecido una descripción especial en este trabajo y que, recuérdese, se invocó directamente relacionada con dicho sistema de desgarres, desde el punto de vista genético.

Por otra parte, si se considera que el bloque continental Subbético + Zonas Internas Béticas ha sido empujado hacia el oeste gracias en parte a la oceanización del área sur-balear, la mayor profusión de cuencas neógenas en el área oriental del bloque puede explicarse suponiendo que reflejan distensiones en la parte más retrasada (en la parte más «adelantada», occidental, del bloque predominarán las compresiones ENE-OSO.). Otra explicación alternativa es relacionar su subsidencia con la subducción neógena que, muy probablemente, se ha producido en la parte oriental de ese bloque.

El volcanismo neógeno «post-orogénico» de las Béticas y del Rif parece típico de márgenes continentales activos, por sus características de evolución geoquí-

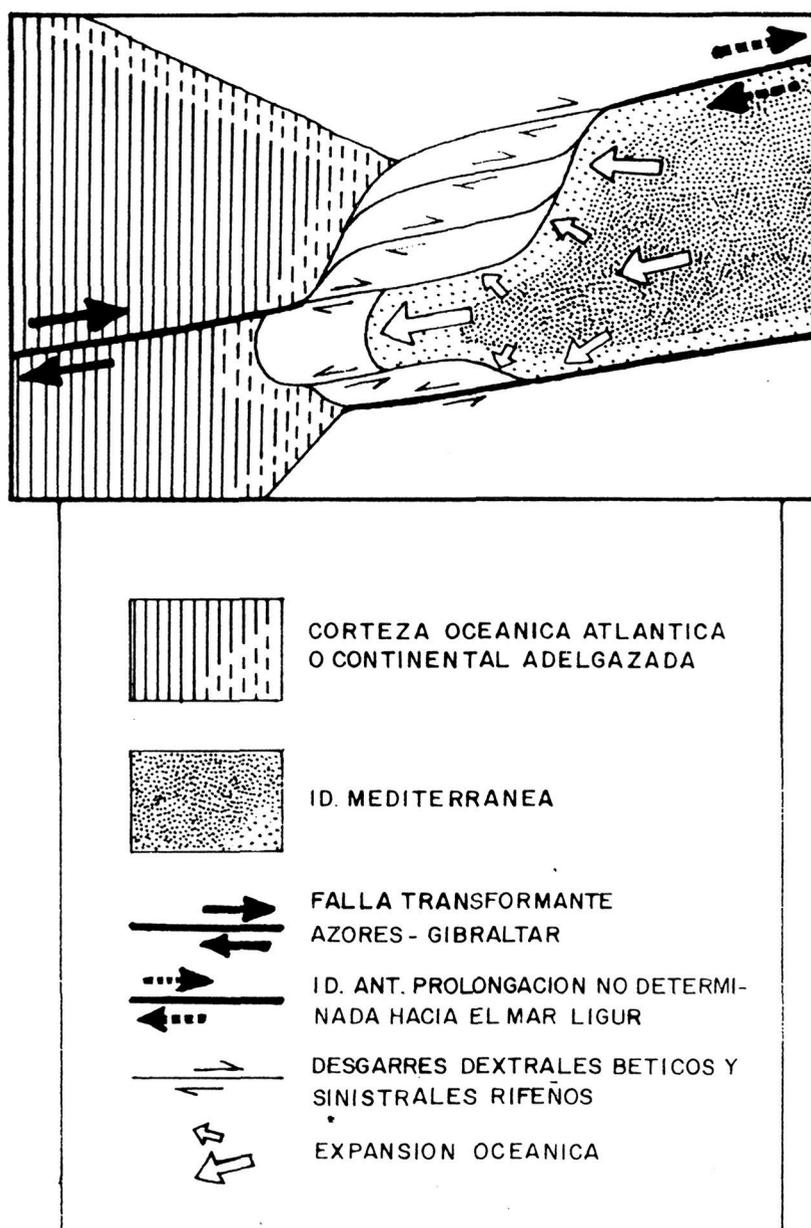


Figura 5: Modelo geométrico esquemático del área bético-rifeña, y mecanismos geodinámicos relacionados.

mico-temporal así como por la disposición actual de sus diversas series magmáticas<sup>5</sup>. En este sentido, ya se propuso debido a una subducción de la placa africana bajo la ibérica (ARAÑA y VEGAS, 1974). Otros autores realzan el carácter «simétrico» del volcanismo rifeño respecto del bético (composición más potásica y edad decreciente de ambos hacia el interior de los continentes) y concluyen que habrían existido a ambos lados del mar de Alborán sendas zonas de subducción donde

<sup>5</sup> Algunos autores no participan de esta opinión y suponen este volcanismo ascendido a favor de fracturas y originado por fusiones parciales, debidas a la actividad de un manto anormal hidratado (ver PUGA, 1980). Toda la discusión que sigue se va a referir a la serie calcoalcalina s.l. - lamproítica.

la corteza oceánica se sumergiría en dirección norte bajo las Béticas y en dirección sur bajo el Rif (LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ BADIOLA, 1980; ver datos adicionales en DELARUE y BROUSSE, 1974, BELLON y BROUSSE, 1977, y PINEDA et al., 1981). Sin embargo, ninguna de estas hipótesis explica bien el que el volcanismo se encuentre restringido a la parte oriental del orógeno. Queda, además, por dilucidar: a) si la isla de Alborán representa, o no, los restos de una posible dorsal oceánica (magmatismo toleítico), como apuntan algunos de los autores citados; y b) la naturaleza del posible volcanismo presente en el fondo del mar de Alborán, al oeste de esa isla (ver OLIVET et al., 1973).

Hasta el momento, nunca se ha relacionado el volcanismo neógeno con los sistemas de desgarres béticos y rifeños, y sus causas. Si estos sistemas son en parte resultado de una expansión oceánica mediterránea hacia el oeste (fig. 4), el volcanismo puede deberse a pequeñas zonas de subducción situadas en la parte más atrasada de las porciones continentales afectadas por ellos; es decir, que dichos esfuerzos de expansión oceánica, al concentrarse en el área más débil entre los bloques continentales ibérico y africano, va a producir dos efectos: 1) una expansión sobre todo libre hacia el oeste en la parte central (mar de Alborán y Arco de Gibraltar); 2) una expansión en parte frenada, a la que se ligan las subducciones y el volcanismo, en las áreas más cercanas (Béticas y Rif) a esos bloques (fig. 6). Ello explicaría que este volcanismo sólo aparezca en la parte oriental del orógeno Bético-rifeño, coincidiendo en gran parte con su terminación. Como hipótesis de trabajo, se puede pensar que, ya que los sistemas de desgarres han podido seguir afectando el área volcánica, el volcanismo menos potásico (Cabo de Gata en las Béticas, y Ras Tarf en el Rif), que originalmente debió tener la posición más oriental de todos, ha podido ser desplazado hasta encontrarse hoy en día prácticamente en el mismo meridiano que los demás.

El modelo tectónico propuesto y el mecanismo geodinámico invocado explican perfectamente los datos geofísicos sobre la estructura cortical del área, y la sismicidad actual.

### **Sobre la estructuración de las Zonas Internas**

Volviendo hacia atrás en el tiempo geológico, y reconstruyendo el juego dextral de la falla transformante Azores-Gibraltar (= sistema de desgarres dextrales béticos), en el Cretácico-Eoceno el bloque continental Subbético + Zonas Internas Béticas se encontraría adosado al sur del Prebético + Baleares, formando una parte suroriental de la placa ibérica. Ésta, lógicamente, tendría una posición mucho más occidental respecto del bloque africano que la que actualmente presenta. El Arco de Gibraltar tampoco existiría en esa época, al menos en la forma

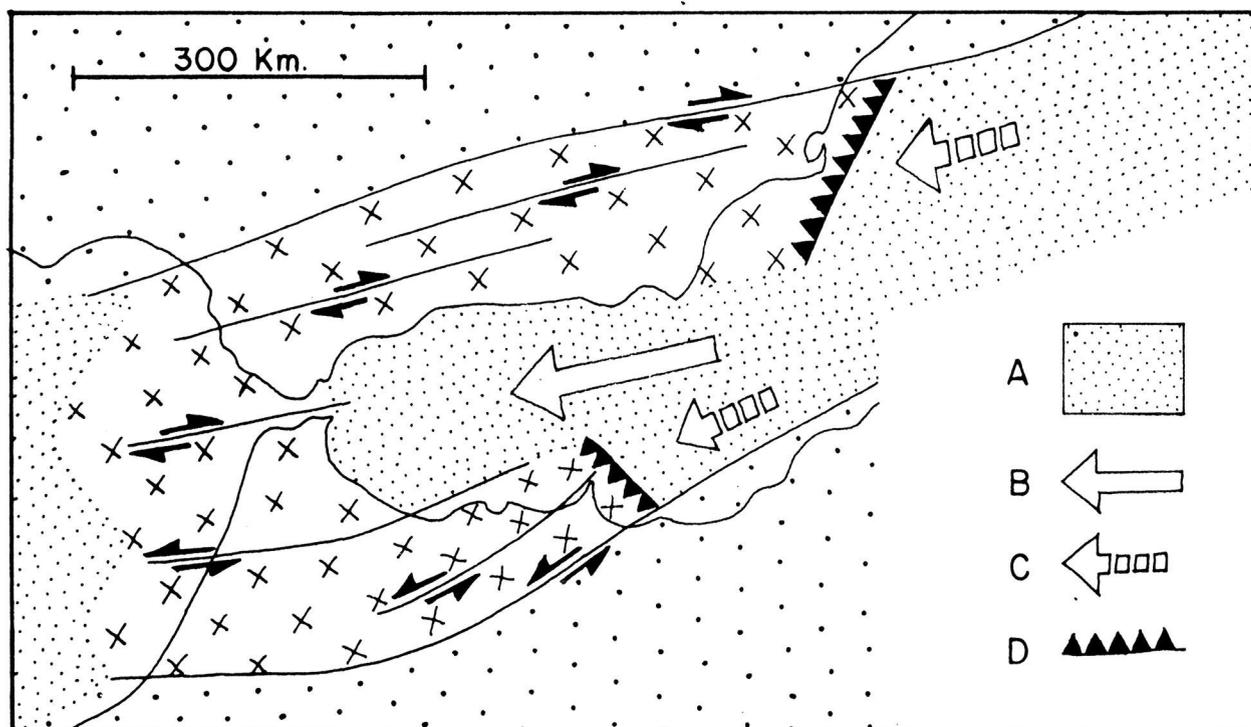


Figura 6: Nueva hipótesis para explicar el volcanismo «post-orogénico» neógeno bético-rifeño. A, áreas de corteza oceánica, o continental adelgazada; B, expansión oceánica «libre»; C, id. «obstaculizada»; D, subducciones. Los demás símbolos como en la fig. 4.

que hoy tiene. En esta situación ¿qué significado tiene el metamorfismo y la estructuración de las Zonas Internas?

Estas dos cuestiones han sido tratadas fundamentalmente por PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976), DIAZ DE FEDERICO et al. (1978), y TORRES-ROLDAN (1979), pero sin invocar los desplazamientos laterales citados. Indican una edad cretácico superior - eocena para el metamorfismo alpino principal, que es de tipo alta presión (típico de zonas subducidas) en el Complejo Nevado-Filábride, y de alta temperatura en el C. Alpujárride y, bastante menos, en el C. Maláguide. El primer Complejo estaría adosado a la placa ibérica y separado del Alpujárride por una porción de corteza oceánica. El Maláguide ocuparía una posición más meridional aún. El Nevado-Filábride habría sufrido una subducción hacia el sur bajo el Alpujárride, lo que habría propiciado la aparición de un carácter anómalo en el manto, encima del plano de Benioff, y el consiguiente diapirismo mantélico (representado por las peridotitas de la Serranía de Ronda y de Beni Boussera), que sería la causa del metamorfismo térmico en el Alpujárride. El acortamiento cortical de conjunto lo explican debido al acercamiento entre los bloques continentales europeo y africano.

En principio, estoy de acuerdo con este conjunto de hipótesis, salvo en dos aspectos importantes: la posición paleogeográfica inicial de los diversos Complejos y el sentido de la subducción. Se argumentó anteriormente que el Complejo Maláguide debió ser originalmente el más septentrional (en realidad, sería la par-

te más meridional del bloque ibérico, apenas o nada tocada por el metamorfismo alpino), y el Nevado-Filábride el más meridional. Por tanto, propongo que este último ha subducido hacia el norte bajo el Alpujárride, durante el Cretácico, lo que puede explicar el que la raíz «siálica» de Sierra Nevada (SURIÑACH y UDIAS, 1976) se encuentre aún hoy día inclinada hacia el norte.

Dado que estos procesos de acortamiento cortical se han producido en el borde suroriental de la placa ibérica y no en una placa distinta (Alborán como placa independiente o parte de la africana), resulta muy sugestivo relacionarlos con los de extensión cortical ligados a la apertura del Cantábrico, que provocan una rotación levógira de la placa ibérica respecto del continente europeo. Como es sabido, éstos parecen haberse producido también en el Cretácico y, como resultado, cabe esperar acortamientos, compresiones y subducciones en el frente de giro, que es precisamente la parte suroriental de Iberia (fig. 7).

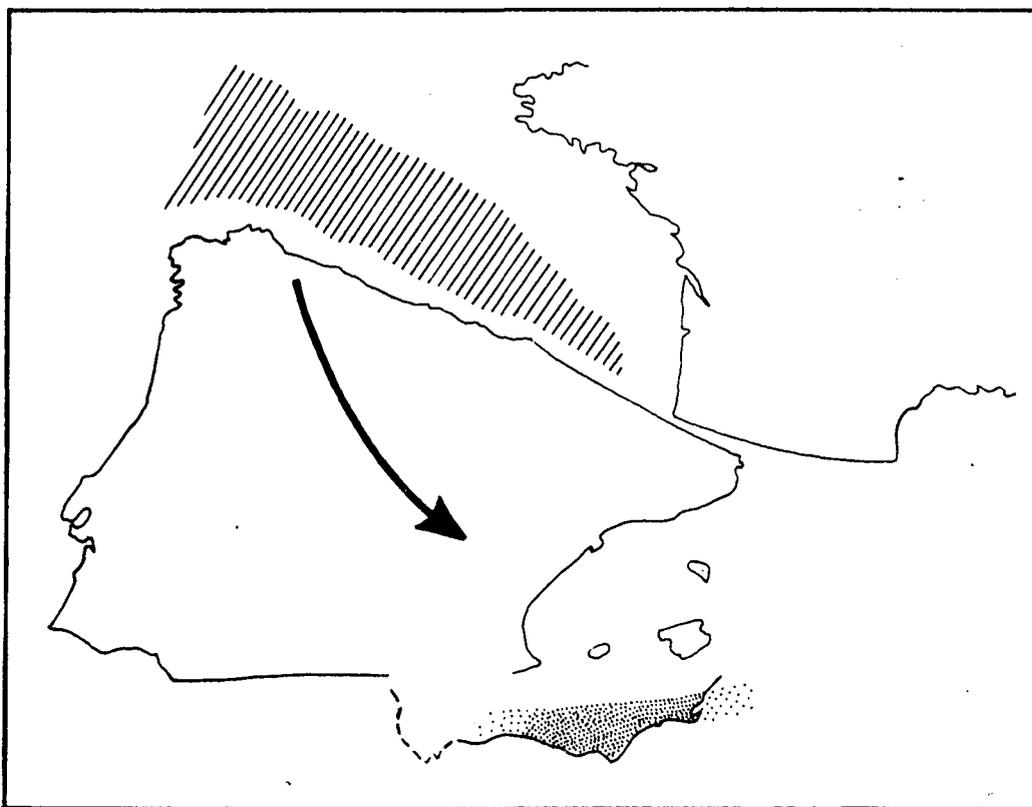


Figura 7: Posición paleogeográfica propuesta para el conjunto Subbético + Zonas Internas Béticas en el Cretácico (la del bloque ibérico-prebético-balear respecto del europeo ha sido tomada de otros autores). Posibles relaciones causa-efecto debidas al giro del bloque ibérico (la flecha indica su trayectoria): En rayado, áreas de extensión cortical (apertura del Cantábrico), y, en punteado, áreas de acortamiento (compresión, subducción y metamorfismo alpino principal en el Complejo Nevado-Filábride).

También resulta lógico relacionar las Flyschs con estas deformaciones. Su carácter autóctono y, muchas veces, discordante sobre esa parte de Iberia, su edad (Paleógeno y hasta Mioceno inferior), su composición detrítica a partir del Mesozoico subbético y de su zócalo (Paleozoico de tipo maláguide), hacen que pueda

considerárseles sedimentos post-orogénicos respecto de dichas deformaciones. Las areniscas numídicas no participan de este significado (véase lo dicho antes).

Por último, es de destacar la similitud tectónica global de la estructuración propuesta para las Zonas Internas con la que hoy día presenta la mitad meridional del Subbético (la estructura de éste es «en abanico»). Ello puede significar que la compresión miocena se limitó, fundamentalmente, a exagerar los rasgos de esa primera deformación cretácica.

## RECAPITULACION EN EL MARCO DE UNA EVOLUCION HISTORICO-GEOLOGICA

Según se desprende de todo lo dicho, la Cordillera Bético-rifeña actual resulta de la superposición de dos evoluciones orogénicas distintas.

La primera comienza en los tiempos post-hercínicos, en el (Permo-) Trías, y abarca hasta el Cretácico. El borde suroriental de la placa ibérica<sup>6</sup> (Subbético, Maláguide y, probablemente, Alpujárride) está sometida a una etapa distensiva ligada a una primera apertura del Atlántico que, de acuerdo con VEGAS y BANDA (1982) y VEGAS y MUÑOZ (1984), genera una zona transformante sinistral entre los bloques continentales ibérico y africano. En el Cretácico se produce la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación levógira de Iberia; consecuentemente, en su parte suroriental se producen acortamientos corticales que la deforman y acaban soldando el Nevado-Filábride. Según datos de KAMPSCHUUR y RONDEEL (1975), estos acortamientos han podido producirse bastante oblicuamente a los surcos de sedimentación, lo que podría testimoniar una interferencia con la aparición precoz de expansiones oceánicas en el Tethys más occidental, preludio de las que existen más tarde.

La segunda etapa evolutiva empieza en el Cretácico-Eoceno y debe proseguir actualmente. Comienza la erosión de la probable cordillera formada por la deformación cretácica, iniciándose el depósito post-orogénico de los Flyschs. Simultáneamente, el juego de la zona transformante entre Iberia y Africa cambia a dextral (falla Azores-Gibraltar), afectando a partir de ese momento a la parte sureste del bloque ibérico. Es posible que este último hecho se deba a la interferencia que supone el Nevado-Filábride como engrosamiento cortical soldado, con lo cual la

<sup>6</sup> Quizá deba hablarse de «golfo» occidental del Tethys si entre los bloques continentales ibérico y africano nunca ha habido una auténtica zona de separación oceánica (al menos desde principios del Mesozoico), como apuntan varios autores y parece posible.

falla transformante se dispersa, aprovechando como solución mecánica más simple la fracturación producida por la distensión mesozoica en el Subbético y creándose el sistema bético de desgarres dextrales paralelos. Las expansiones oceánicas del Mediterráneo occidental comienzan a aparecer, o a hacerse más patentes en el área sur-balear, quizá ya en el Oligoceno. Durante el Aquitaniense, la probable cordillera cretácica habría sido ya prácticamente desmantelada, el mar de Alborán aún no existiría y las areniscas numídicas llegarían a depositarse, incluso, sobre la parte meridional de la placa ibérica. Durante el Serravalliense y gran parte del Mioceno, la expansión oceánica mediterránea progresa ininterrumpidamente hacia el oeste empujando también en sentido norte y sur, creándose el mar de Alborán y el orógeno casi como se les conoce en la actualidad. Se originan pequeñas zonas de subducción (con volcanismo asociado) en la parte más atrasada (oriental) de los zócalos continentales del orógeno empujados por dicha expansión. En el Plioceno y Cuaternario aparecen algunos fenómenos (tendencia a la aparición de rifts en las costas orientales de la Península, y más lejos aún, con volcanismo basáltico alcalino asociado; acercamiento Africa-España medible según algunos autores; etc.) que podrían indicar un cierto bloqueo, o quizá cambio, de la geodinámica descrita, o de parte de ella. No obstante, la pervivencia de síntomas geofísicos en el área (direcciones de compresión o tensión de sismos, flujos caloríficos, etc.) significa probablemente que la parada sería momentánea, en términos relativos.

Todo parece indicar que la expansión oceánica mediterránea se ha resuelto hacia el oeste a través de una zona cortical débil, que quizá representa los restos del primitivo «golfo» occidental tethysiano, al sur de, y en parte ayudada por, la falla transformante Azores-Gibraltar-Subbético. Un pronóstico futurista indicaría que, de seguir así la geodinámica en el área, dicha expansión acabará contactando con la corteza oceánica atlántica: el actual Arco de Gibraltar podrá llegar a ser, quizá dentro de 15 ó 20 millones de años, un bloque continental aislado al oeste del actual Estrecho, mientras que la Península Ibérica ocupará una posición más oriental que la actual respecto del continente africano (fig. 8).

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Prof. M. DURAND-DELGA su magistral crítica, que no implica su acuerdo con varias de las ideas que se han expuesto; también, a A. MARTIN-SERRANO y E. PILES sus valiosos comentarios sobre determinadas áreas. Vaya mi reconocimiento especial al Dr. C. J. DABRIO por la profunda revisión y sugerencias sobre el manuscrito, y por el interés tomado en su publicación.

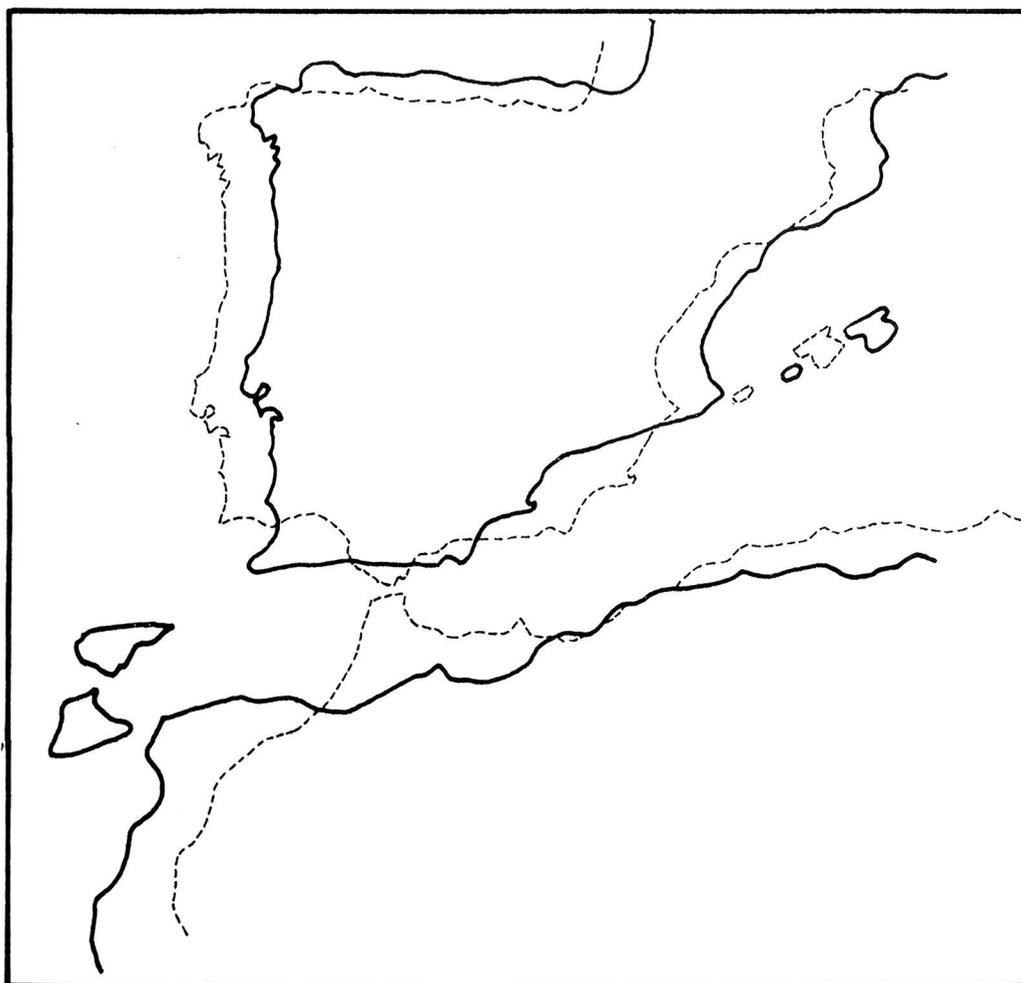


Figura 8: Posible geografía en un futuro geológico (en trazo discontinuo, la actual).

## BIBLIOGRAFIA

- ANDRIEUX, J. (1973). Sur le métamorphisme des Zones Externes du Rif. *Bull. Soc. Géol. France*; (7), XV (2); 106-107.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M.; y MATTAUER, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planet. Sc. Let.*, 12 (2); 191-198.
- ARAÑA, V.; y VEGAS, R. (1974). Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24; 197-212.
- BAENA, J.; y JEREZ MIR, L. (1982). Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.sr). *Inst. Geol. y Min. de España*. Colección-Informe; 256 págs.
- BANDA, E.; y CHANNELL, J.E.T. (1979). Evidencia geofísica para un modelo de evolución de las cuencas del Mediterráneo occidental. *Est. Geol.*, 35; 5-14.
- BELLON, H.; y BROUSSE, R. (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bull. Soc. Géol. France*; (7), XIX (3); 469-480.

- BLUMENTHAL, M.M. (1931). Géologie des Chaînes Pénibétiques et Subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie). *Bull. Soc. Géol. France* (5), I; 23-94; 4 fig., 3 pl. h. text.
- BONINI, W.E.; LOOMIS, T.P.; y ROBERTSON, J.D. (1973). Gravity anomalies, ultramafic intrusions and the tectonics of the region around the Strait of Gibraltar. *Jour. Geophys. Res.*, 78 (8); 1372-1382.
- BOURGOIS, J. (1978). La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modèle d'évolution à l'Arc de Gibraltar. Tesis Univ. Besançon. Extrait des *Ann. Scient. Géologie*, 3<sup>e</sup> serie, fasc. 30.
- BOURROUILH, R. (1970). Le problème de Minorque et des Sierras de Levante de Majorque. *Ann. Soc. Géol. Nord.*; 90, (4); 363-380.
- BOURROUILH, R. (1978). Coulissages de plus de 700 km. en Méditerranée occidentale: Une tectonique de type californien précédant les serrages miocènes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 286 (D); 1339-1342.
- BOURROUILH, R.; y MAUFFRET, A. (1975). Le socle immergé des Baléares (Espagne): Données nouvelles apportées par des prélèvements sous-marins. *Bull. Soc. Géol. France*; (7) XVII (6); 1126-1130.
- CANO MEDINA, F. (1982). Mapa geológico (1/50.000) y memoria explicativa de la Hoja n.º 1038: Ardales (en prensa). 2.<sup>a</sup> serie. I.G.M.E.
- DELARUE, Ch.; y BROUSSE, R. (1974). Volcanisme miocène en subduction au Maroc à l'extrémité orientale de l'Arc de Gibraltar. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 279; 971-974.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; GOMEZ-PUGNAIRE, M.T.; PUGA, E.; y TORRES-ROLDAN, R.L. (1978). Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 8; p. 39-60.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; FONTBOTE, J.M.; GARCIA-DUEÑAS, V.; MALDONADO, A.; OLIVIER, Ph.; y VERA, J.A. (1981). Geología del Estrecho de Gibraltar (síntesis, realizada por SECEGSA, del "Estudio monográfico sobre la Geología del Estrecho de Gibraltar", de los mismos autores).
- DURAND-DELGA, M. (1973). Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XV, (2); 119-120.
- DURAND-DELGA, M. (1980). La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Livre jubilaire Soc. Géol. France*; 1830-1980.
- DURAND-DELGA, M.; y MATTAUER, M. (1960). Sur l'origine ultra-rifaine de certaines nappes du Rif septentrional (Maroc). *C.R. somm. Soc. Géol. France*; 22-23.
- ERICKSON, A. J. (1970). The measurement and interpretation of heat flow in the Mediterranean and Black Sea. *Thesis Mass. Inst. Technol. and Woods Hole Ocean Inst.*
- FALHQUIST, D.A.; y HERSEY, J.B. (1969). Seismic refraction measurements in Western Mediterranean Sea. *Bull. Inst. Oceanogr.*, 52.
- FALLOT, P. (1948). Les Cordillères Bétiques. *Est. Geol.*; 8; 83-172, 12 fig., 3 láms.
- FINETTI, I.; y MORELLI, C. (1973). Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geofis. Teorica Appl.*; 15; 263-341.

- FOURCADE, E.; AZEMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A.; y RANGHEARD, Y. (1977). Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les Zones Externes Bétiques, Baléares, Corso-Sardes et Alpines. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dynam.* (2) XIX (4); 377-388.
- HATZFELD, D.; y BOLOIX, M. (1976). Resultados preliminares de los perfiles sísmicos profundos del mar de Alborán. *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán*. Ed. Univ. Granada; 19-24.
- HERMES, J.J. (1978 a). The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Vélez Rubio - Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Proc. Konink. Nederl. Akad. Wetens.*, Amsterdam; (B) 81; 54 págs.
- HERMES, J.J. (1978 b). The Prebetic zone, the Guadalquivir basin and the Balearic promontory. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, (4); 187-190.
- HINZ, K. (1972). Results of the seismic refraction investigations (project Anna) in the Western Mediterranean Sea south and north of the Is. Mallorca. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*; 6; 405-426.
- HOEPPENER, R.; HOPPE, P.; DÜRR, S.; y MOLLAT, H. (1964). Ein Querschnitt durch die Betschen Kordilleren bei Ronda (S.W. Spanien). *Geol. Mijnbouw*, 43; 282-298.
- JEREZ MIR, F. (1981). Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. Min.*, XCII-I; 1-18.
- JEREZ MIR, L. (1984). Sobre la reconstrucción de la Cuenca Alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica. *I Cong. Esp. de Geología* (Segovia, Abril de 1984). Sec. de Cadenas y Cuencas Alpinas.
- KAMPSCHUUR, W.; y RONDEEL, H.E. (1975). The origin of the Betic orogen, Southern Spain. *Tectonophysics*; 27; 39-56.
- KARIG, D.E. (1971). Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76; 2542-2561.
- LAJAT, D.; BIJU-DUVAL, B.; GONNARD, R.; LETOUZEY, J.; y WINNOCK, E. (1975). Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc Bético-rifain. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XVII (4); 481-485.
- LEBLANC, D.; y OLIVIER, Ph. (1984). Role of strike-slip faults in the Betic-rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101; 345-355.
- LOOMIS, T.P. (1975). Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *Am. Jour. Science*; 275; 1-30.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1971). Geología de la Zona Prebética al NE. de la provincia de Jaén. *Pub. Univ. Granada*, 317 págs.
- LOPEZ RUIZ, J.; y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980). La región volcánica neógena del Sureste de España. *Est. Geol.*, 36; 5-63.
- MAC GILLAVRY, H.J. (1964). Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Vélez Rubio and Moratalla. *Geol. Mijnbouw*, 43; 299-309.

- MÄKEL, G.H.; RONDEEL, H.E.; y VANDENBERG, J. (1984). Triassic paleomagnetic data from the Subbetic and the Malaguide Complex of the Betic Cordilleras (Southeast Spain). *Tectonophysics*, 101; 131-141.
- MARILLIER, F. (1981). Upper mantle structure of the Euro-african plate contact between the Mid-Atlantic ridge and the Western Mediterranean Sea from seismic surface waves and body waves. *Thesis ETH-Zurich.*, 287 págs.
- MARTIN-SERRANO, A. (1985). La estructura de las Unidades del Flysch del Campo de Gibraltar. Consecuencias tectónicas y paleogeográficas. *Bol. Geol. Min.* (en prensa).
- MAUFFRET, A. (1976). Étude géodynamique de la marge des îles Baléares. *Thèse Doct. État. Univ. Pierre et Marie Curie.* Paris 6.
- MAUFFRET, A.; AUZENDE, J.; OLIVET, J.L.; y PAUTOT, G. (1972). Le bloc continental baléaire (Espagne). Extension et évolution. *Marine Geology*, 12; 289-300.
- MAUTHE, F. (1971). La Geología de la Serranía de Ronda (Cordillera Bética occidental). *Bol. Geol. Min.* LXXXII-I; 1-36.
- MEGIAS, A.G. (1982). La evolución del mar de Alborán y cadenas bético-maghrébides durante el Néogeno. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología*, Argentina. Actas, II; 329-340.
- OLIVET, J.L. (1978). Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. *Thesis Univ. Paris.* 150 págs.
- OLIVET, J.L.; AUZENDE, J.M.; y BONNIN, J. (1973). Structure et évolution tectonique du bassin d'Alboran. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XV (2); 108-112.
- PAQUET, J. (1974). Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XVI, (1); 58-73.
- PEYRE, Y. (1974). Géologie d'Antequera et de sa region (Cordillères Bétiques - Espagne). *Thèse. Travaux du Lab. Géologie Méditerran. Inst. Nat. Agronomique de Paris-Grignon.* 528 págs.
- PINEDA, A.; GINER, J.; GOY, J.L.; y ZAZO, C. (1981). Mapa geológico (1/50.00) y memoria explicativa (2ª serie) de las Hojas nºs. 1046 (Carboneras), 1059 (Cabo de Gata e Isla de Alborán) y 1060 (Pozo de los Frailes). *I.G.M.E.*
- PITMAN, W.C.; y TALWANI, M. (1972). Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Am.*; 82; 619-646.
- PUGA, E. (1980). Hypothèses sur la genèse des magmatismes calcoalcalins, intra-orogénique et post-orogénique alpins, dans les Cordillères Bétiques. *Bull. Soc. Géol. France*; (7), XXII (2); 243-250.
- PUGA, E.; y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976). Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán.* Ed. Univ. de Granada, 79-111.
- RANGHEARD, Y. (1971). Étude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). *Mem. I.G.M.E.*, 82; 340 págs., 111 figs., 10 tabl., 23 pl.

- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). Los grandes accidentes tectónicos de la provincia de Alicante. *Tecniterrae*; 17; 19-27.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 39; 157-165.
- SURINACH, E.; y UDIAS, A. (1976). Determinación de la raíz de Sierra Nevada - Filabres a partir de medidas de refracción sísmicas y gravimetría. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán*. Ed. Univ. de Granada; 25-34.
- TORRES-ROLDAN, R.L. (1979). The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost alpine belt. *American Jour. Sc.*, 279, 19-51.
- UDIAS, A.; LOPEZ-ARROYO, A.; y MEZCUA, J. (1976). Sismotectónica de la región de las islas Azores a la Península Ibérica. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cord. Bética y mar de Alborán*. Ed. Univ. Granada; 47-58.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1973). Geodynamic models for the Alpine type orogeny (test-case II: the Alps in central europe). *Tectonophysics*, 18; 33-79.
- VEGAS, R.; y BANDA, E. (1982). Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4; 320-343.
- VEGAS, R.; y MUÑOZ, M. (1984). Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la placa ibérica. *I Cong. Esp. Geología (Segovia)*, III; 105-118.

Presentado por el Departamento de Estratigrafía, 30 julio 1985



## QUELONIOS FOSILES DEL PLIOCENO TERMINAL DE ALMENARA (CASTELLON)

E. JIMÉNEZ FUENTES\*

RESUMEN (\*\*).— En Almenara (Castellón) (Plioceno Terminal, Mn 17) se dan dos familias de Quelonios: TESTUDINIDAE y EMYDIDAE.

Una especie (*Testudo sp.*) (*T. ? globosa* PORTIS o *T. ? pyrenaica* DEPÈRET) está representada por individuos inmaduros y adultos.

ABSTRACT.— Two Chelonian families (Testudinidae y Emydidae) are represented in Almenara (Castellón, E. Spain) (Upper Pliocene)

One species (*Testudo sp.*) (*T. ? globosa* PORTIS o *T. ? pyrenaica* DEPÈRET) is represented by adult and juvenil specimens.

El yacimiento de Casablanca se encuentra situado en las proximidades de Almenara, población distante 30 km. al S de Castellón (Coordenadas UTM YK 30).

Se localiza en un relleno kárstico inmediato a unas canteras de caliza. Presenta una gran riqueza de micromamíferos, como es habitual en este tipo de yacimientos, acompañados de algunos macromamíferos. Su estudio ha sido realizado por GIL & SESÉ (1984 a, b), SOTO (1984) y SOTO & MORALES (i.l.).

La determinación faunística proporciona una datación en el Villafranquien-se Medio (unidad MN 17) (Plioceno Terminal), por equivalencia con la fauna de Valdeganga III, Islas Medas y Córdoba, Stranzendorf G y Saint-Vailler.

### QUELONOFAUNA

Los quelonios están representados en el yacimiento de Casablanca (Almenara, Castellón), por 46 fragmentos de diversa importancia anatómica, entre los cua-

\* Departamento Geología; F. Ciencias, Salamanca.

\*\* Proyecto CAICYT-2620/83.

les destaca el numerado como 3136, consistente en un lóbulo delantero de peto. Todo el material ha sido depositado en la Universidad de Salamanca.

## DESCRIPCION

La pieza 3136 aparece cortada por la sutura hio-hipoplastral. Lateralmente puede verse parte de la sutura periferal izquierda.

Sus dimensiones, en mm, son (fig. 1 y 2):

### *ESCUDOS DERMICOS.*

GULARES: Longitud 22; anchura 15 y 14.

HUMERALES: Surco interhumeral, 29; húmero-pectoral, 42.

PECTORALES: Surco interpectoral, 18; pecto-abdominal, 55.

ABDOMINALES: Surco sagital mayor de 14,8.

### *PLACAS OSEAS (superficie ventral)*

EPIPLASTRONES: Sutura sagital, 16; epi-hioplastral, 20.

ENTOPLASTRON: Longitud, 29; anchura, 28.

HIOPLASTRON: Sagital, 38; hio-hipoplastron, mayor de 52.

### *RELACIONES OSEO-DERMICAS (Superficie ventral)*

Superposición de los gulares sobre el entoplastron: 6.

Separación entoplastron-pectoral: 6.

### *DIMENSIONES GENERALES*

*Longitud de la pieza, 82; anchura 75.*

*LÓBULO ANTERIOR DEL PLASTRON: Longitud, 39; anchura, 75.*

El plastron ventralmente es plano, con tendencia a la concavidad (carácter masculino). El lóbulo anterior se levanta suavemente, quedando su borde delantero elevado 18 mm.

Por su cara visceral gulares y humerales cubren al repliegue óseo característico en los Testudínidos modernos, penetrando hasta 19 mm. hacia atrás. Los gulares, tienen en esta parte una anchura de 19 mm., si bien el derecho se encuentra muy erosionado. Son ligeramente más largos sagital que lateralmente. El repliegue óseo aparece sin cubierta dérmica 2,5 mm., para caer verticalmente 14 mm. sobre el entoplastron, formando una depresión cóncava —«bolsillo»— hacia delante con una profundidad de 2 mm.

El entoplastron en su superficie visceral tiene forma de delta y es de dimensiones menores que ventralmente: Longitud 20 mm., anchura 27. Se debe a la oblicuidad de las suturas, si bien el vértice posterior del entoplastron coincide en ambas caras. Es posible la existencia de la espina visceral posterior del entoplastron, que en este caso se hubiera perdido.

La superficie visceral del peto es suavemente ondulada. Su grosor es máximo (aparte de en el repliegue óseo epiplastral) en el vértice posterior del entoplastron, con 11 mm. y mínimo en la sutura hio-hipoplastral, con 5,5.

Pese a parecer como si los dos hioplastrones estuviesen separados por una fontanella, ello solo es aparente debido a la rotura del ejemplar. Se trata, por tanto, de un individuo adulto cuyo plastron debió medir, en total, de 17 a 18 cm.

## CLASIFICACION

La clasificación de este ejemplar dentro del género *TESTUDO* Linnaeus, tal como se le entiende actualmente, es incuestionable.

Dos métodos pueden seguirse para definir específicamente a los miembros fósiles de este género, especialmente si estos son del Plioceno: basarnos en los datos exclusivamente paleontológicos o referirlos comparativamente con las actuales especies circunmediterráneas.

Las ideas de M. CHEYLAN (1981) sobre la separación interespecífica *hermanni* - *graeca* son sumamente útiles para definir a que línea correspondería el ejemplar de Almenara.

Así, tomando los índices por él propuestos (Cuadro I) estaría dentro del rango de *T. graeca*, salvo en la relación «B/A» (humeral/gular sobre el epiplastron). La relación «3/7» (anchura/espesor del epiplastron) es intermedia.

También es más propio de *T. graeca* la mayor longitud de la cubierta gular visceral en la sínfisis que en el surco gulo-humeral, la caída cóncava del epiplastron sobre el entoplastron, y el mayor grosor de la sutura epi-hioplastral en el borde. Es muy característico el índice «1/5» (longitud/grosor del epiplastron), que en nuestro ejemplar es 2, claramente entre los límites de *T. graeca*.

Desgraciadamente, otros rasgos como el escudo cervical, o las placas pigal, xifiplastrones o hipoplastrones, no nos pueden ayudar en este caso, por ausencia.

Según la opinión general (MLYNARSKI 1976, DE BROIN 1977, KOTSAKIS 1980) la tortuga antepasada directa de *T. hermanni* es *T. globosa* PORTIS 1980 (*T. szalvai* MLYNARSKI 1955, es considerada sinónima). La imprecisa frontera entre ambas especies se sitúa en el Pleistoceno Inferior. Así lo entendemos para algunos ejemplares dudosos de algunos yacimientos del S de Francia (Montosse 5, La Sar-tanette y Vallonnet) (CHEYLAN, 1985).

Pero ese acuerdo a que se ha llegado sobre la línea que desemboca en *T. hermanni* no está tan claro en la de *T. graeca*. MLYNARSKI (1962) sugirió como ancestro pliocénico a *T. antiqua noviciensis* DEPERET 1895, sucesor de la compleja

línea *antiqua* del Mioceno, pero en un trabajo reciente (MLYNARSKI 1984) da a *T.a.noviciensis* como sinónima de *T. globosa* y, por otra parte, no veo a *T. antiqua*, tal como la redefine SCHLEICH (1981) como precursora de *graeca*.

El fósil de Almenara estaría dentro de la línea «*graeca*», pero ello basándose en los índices de diferenciación de CHEYLAN, de cuyo valor paleontológico no estamos seguros. De ser positivo dicho valor, sería antecesor directo de *T. graeca*.

Por la posición del surco húmero-pectoral respecto al entoplastron, así como por la relación entre la distancia sinfisaria del surco pecto-abdominal con respecto al húmero-pectoral y a la sutura hio-hipoplastral (próxima a 1), el fósil de Almenara puede compararse a *T. globosa*, *T. catalaunica* BATALLER 1926 y *T. pyrenaica* DEPERET 1885. En cuanto a *T. promarginata* REINACH 1900, presenta el surco húmero-pectoral curvado.

La forma del borde del lóbulo delantero, ovalada y redonda en el ápice gular, no festoneada, se da también en *T. catalaunica*.

El reborde gular visceral del epiplastron quizás diferencia al fósil de Almenara de *T. globosa* (falta en el holotipo, pero es «del tipo *hermanni*», según KOTSAKIS 1980, pg. 24) y es similar al de *T. promarginata* y *T. canetotiana* LARTET 1851, así como al de *T. catalaunica*, actualmente en fase de revisión.

Todos estos datos resultan insuficientes para poderse pronunciar por la clasificación de este quelonio de Almenara como *Testudo globosa* PORTIS o como *Testudo pyrenaica* DEPERET dado que no se conocen, ni el escudo cervical ni el supracaudal. Incluso es posible que la forma sea nueva.

Por ello debemos consignarla como *Testudo sp.*

## OTROS FRAGMENTOS DE QUELONIOS

La pieza 3139 (fig. 1 E) es un hioplastron completo, con la fontanella central abierta aún, indicadora de su condición inmadura del individuo. Presenta los surcos húmero-pectoral y pecto-abdominal con las mismas características que la pieza 3136, pero de un tamaño menor. Muestra estrías de crecimiento. Se clasifica como un individuo inmaduro de la misma especie que la anterior.

La pieza 3141 consiste en un entoplastron (fig. 2 C) de aspecto romboidal (20 x 20 mm), muy corroído visceralmente y bastante erosionado ventralmente, con los surcos dérmicos muy borrados. Pese a su contorno, diferente del entoplastron de la pieza 3136 y del deducido para la 3139 consideramos que corresponde a un Testudinidae.

La pieza 3174 (Figs. 1 G y 2 D) es un fragmento de suprapigal de un Emydidae.

### Placas periferales

Hay dos piezas que son claramente de Testudinidae: la 3138, que es una IX izquierda (mide 44 x 30) y la 3169 (17 x 18 mm.), X izquierda de un individuo inmaduro con la fontanella abierta.

Otras dos piezas son de Emydidae; la 3170, I izquierda (19 x 16 mm.) (fig. 1 H y 2 E), que presenta el surco vértebro-costal atravesando la sutura pleuro-periferal, y la 3169 (fig. 1 I) indeterminable.

Tres piezas más están muy erosionadas, pulidas, no pudiendo definirse ni siquiera a nivel familiar.

### Placas pleurales y neurales

Dos pleurales, fragmentadas, son de Testudinidae: la 3137, I izquierda de un adulto con las fontanellas cerradas y la 3153 (fig. 1 F), fragmento distal de un inmaduro. Ambas presentan estrías de crecimiento. Hay 15 neurales, 9 de Testudinidae, con diferente estado de conservación.

El resto de los fragmentos de quelonios no da ninguna información.

## CONCLUSION

En el Plioceno Terminal (MN 17) de Almenara (Castellón) hay dos tipos de quelonios: Testudinidae y Emydidae.

Respecto a los Testudínidos, hay una especie que —por falta de datos— ha sido clasificada como *Testudo sp.*, con dos individuos, uno de ellos inmaduro. Podría ser *T. globosa* o bien *T. pyrenaica*, ambas de la misma edad deducida para Almenara.

Figura 1: Quelonios del Plioceno terminal de Almenara (Castellón)

A, B, C, D: *Testudo sp.*

A: Norma ventralis. B: Norma visceralis. C: Perfil sinfisario. D: Perfil de la sutura epihioplastral (n.º 3136).

E: *Testudo sp.* Hioplastron de un individuo inmaduro (n.º 3139) (ft = fontanella).

F: TESTUDINIDAE gen & sp. ind. Fragmento distal de pleural (n.º 3153) (ft = fontanella. tc = terminación libre de costilla).

G, H, I: EMYDIDAE gen. & sp. ind.

G: Fragmento de suprapigal (n.º 3174).

H: Ia periferal izquierda (n.º 3170).

I: Periferal (n.º 3169).

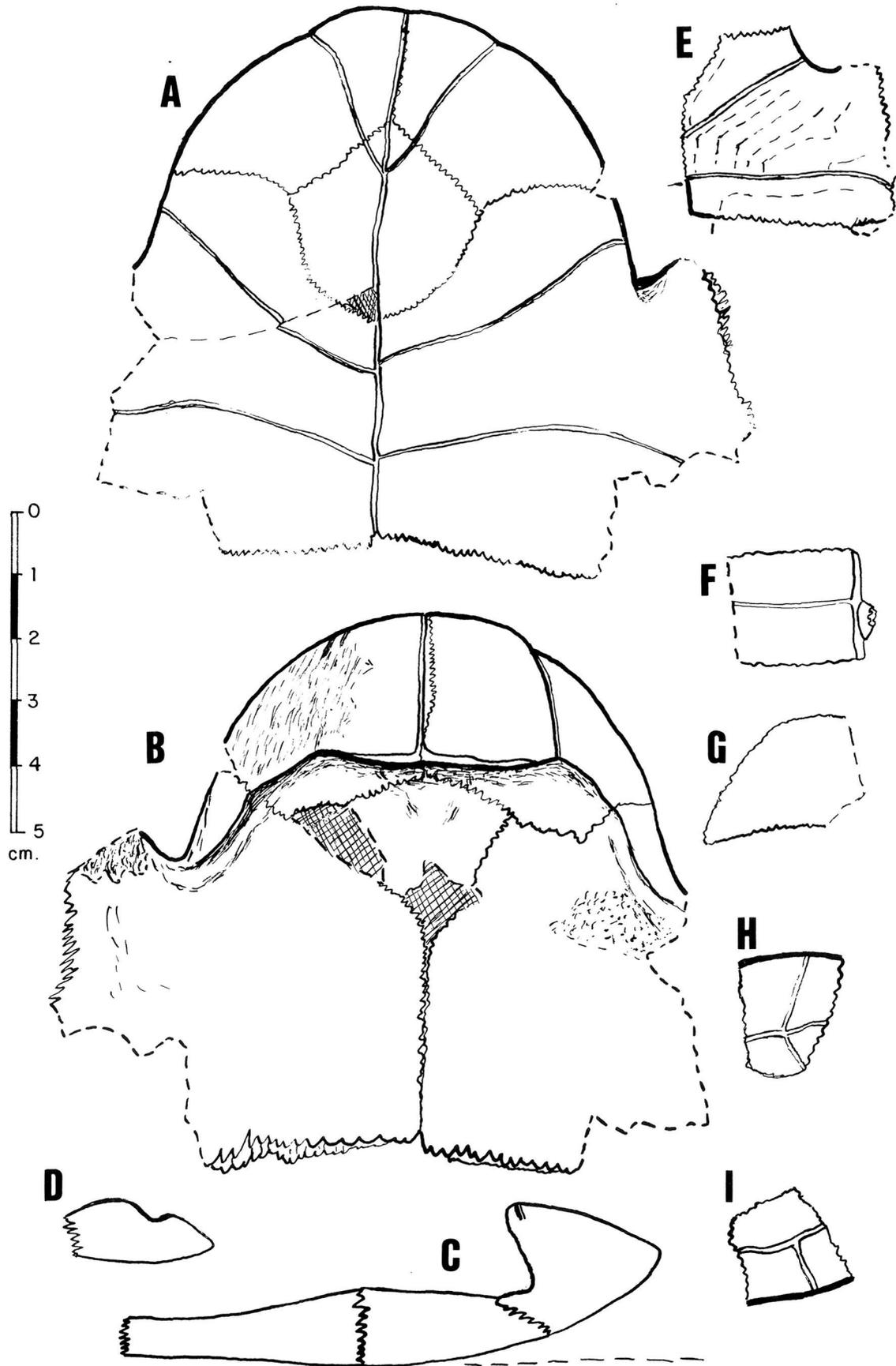


Figura 2: Quelonios del Plioceno terminal de Almenara (Castellón)

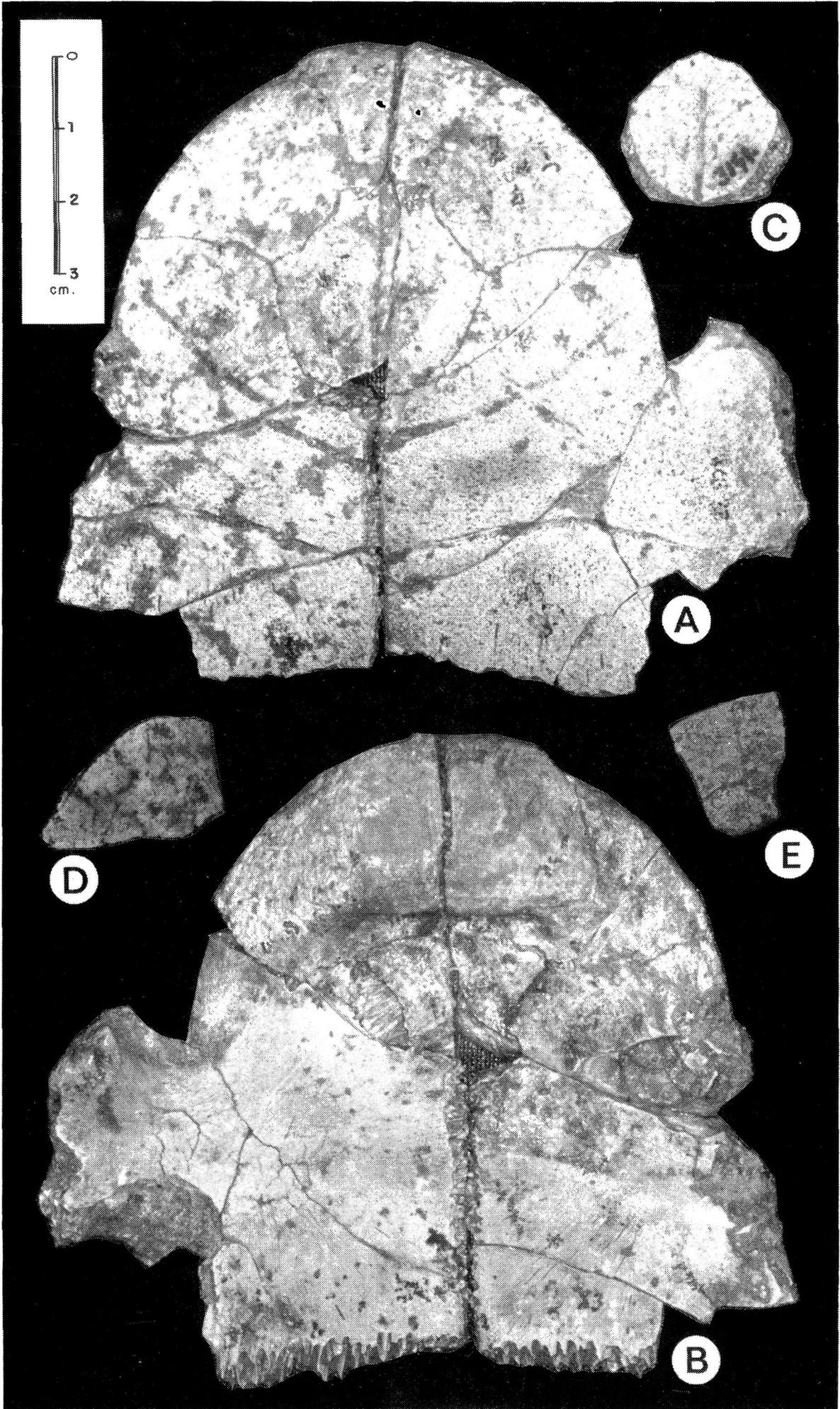
A, B: *Testudo sp.* en normas ventral y visceral (n.º 3136).

C, D, E: EMYDIDAE gen. & sp. ind.

C: Entoplastron (n.º 3141).

D: Fragmento de suprapigal (n.º 3174).

E: I.º periferal izquierda (n.º 3170).



## BIBLIOGRAFIA

- BERGOUNIOUX, F.M. (1958): Les reptiles fossiles du Tertiaire de la Catalogne. *Est. Geol.*; 14 (39); 129-219; 30 lams.: Madrid.
- BROIN, F. De (1977): Contribution à l'étude des Chéloniens. Chéloniens continentaux du Crétacé et du Tertiaire de France. *Mém. Mus. Nation. Hist. Natur.* (n.s.); C, 38; 1-366; 38 pls., Paris.
- CHEYLAN, M. (1981): Biologie et ecologie de la tortue de Hermann *Testudo hermanni* GME-LIN 1789. Contribution de l'espèce à la connaissance des climats de la France. *Mem. et Trav. Inst. Montpellier*; 13; 1-404; 82 fgs. 20 pls.
- DEPÉRET, Ch. & DONNEZAN, A. (1890): Animaux pliocènes du Roussillon. *Mém. Soc. Géol. France; Paléont.* 5; 5-198; pl. I-XVIII, 4 fgs.; 1 tab.; Paris.
- GIL, E. & SESÉ, C. (1984a); Primeros datos sobre los micromamíferos del nuevo yacimiento Villafranquiense de Casablanca I (Almenara, Castellón). *Actas de la V Reunión de Paleolitistas Españoles; Peñíscola 1984.*
- (1984b): Micromamíferos del nuevo yacimiento Villafranquiense de Casablanca I (Almenara, Castellón). *Estudios Geol.*; 40; 243-249; 2 fgs.; Madrid.
- KOTSAKIS, T. (1980): Révision des tortues (Emydidae, Testudinidae, Trionychidae) du Plio-Pléistocène de Valdarno supérieur (Toscane, Italie). *Quaternaria*; 22; 11-37; Roma.
- MLYNARSKI, M. (1962): Notes on the Amphibian and Reptilian Fauna of the Polish Pliocene and Early Pleistocene. *Acta Zool. Cracoviensia*; 7 (11); 177-194; pl. XIV.
- (1977): Testudines. In «Handbuch der Palaoherpetologie». T. 7, part 7; 130 pp.; 116 fgs.; Stuttgart-New York.
- (1984): Fossil Chelonians of Poland. *Stvd. Geol. Salmanticensia (vol. esp. 1). Stvdia Palaeocheloniologica I*; 189,-203, 5 fgs. Salamanca.
- PORTIS, A. (1890): I rettili pliocenici del Valdarno superiore e di alcune altre località plioceniche di Toscana. 32 pp., 2 pl., Firenze.
- SCHLEICH, H.-H. (1981): Jungtertiäre Schildkröten Süddeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Fundstelle Sandelzhausen. *Cour. Foursch. Instit. Senckenberg*, 48; 372 pp.; 19 tf.; Frankfurt am Main.
- SOTO, E. (1984). Primeros datos sobre los macromamíferos del nuevo yacimiento Villafranquiense de Casablanca I (Almenara, Castellón). *Actas I Reun. Paleolitistas Esp.*; Peñíscola 1984.
- SOTO, E. & MORALES, J. (i.l.): Grandes mamíferos del yacimiento villafranquiense de Casablanca I, Almenara (Castellón). *Estudios Geol.*; Madrid.

(entregado el 9-October 1985)

## MINERALIZACIONES ESPAÑOLAS DE Pb-Zn ASOCIADAS A FENOMENOS CARSTICOS EN ROCAS TRIASICAS Y JURASICAS \*

A. ARRIBAS y C. MORO \*\*

**RESUMEN.**— En este trabajo se resumen los principales caracteres geológicos y metalogénicos de los yacimientos de Pb-Zn de «San Juan» y «San Carlos», en Ibiza (Islas Baleares), situados en dolomías del Lías-Dogger; «Loma Charra», al O. de Olvega (Soria), en calizas del Oxfordiense; y «San Rafael 2º» al S. de la Unión (Murcia), en dolomías del Trías. Los yacimientos de Ibiza y Soria corresponden a concentraciones de Pb y Ba originados por un enriquecimiento cárstico de mineralizaciones estratoideas de tipo BGPC. Por el contrario, el yacimiento de Murcia se debe a la misma actividad hidrotermal que dió lugar a las mineralizaciones BGPC de la Sierra de Cartagena, y que en este caso actuó a favor de una estructura cárstica originada previamente por procesos de meteorización o por los propios fluídos hidrotermales.

**SUMMARY.**— This paper summarizes the main geological and metallogenic features of the Pb-Zn ore bodies of «San Juan» and «San Carlos» in Ibiza (Balearic Islands), located in Lias-Dogger dolostones; «Loma Chara», near Olvega (Soria), in Oxfordian limestones; and «San Rafael 2º», in the vicinity La Unión (Murcia), in Triassic dolomites. The Soria and Ibiza deposits correspond to a concentration of Pb and Ba in a karst developed on a previously existing stratabound BGPC mineralization. On the contrary, the Murcia ore body was originated by hydrothermal activity which gave place to the BGPC ores of the Sierra de Cartagena, but following have a karst developed either by weathering processes or the own hydrothermal solutions.

### INTRODUCCION

Entre las mineralizaciones de Pb-Zn originadas por procesos de alteración superficial que se conocen en España en formaciones triásicas y jurásicas, sólo dos grupos han podido ser adscritos con seguridad a este tipo de yacimientos pa-

\* Este trabajo forma parte de un estudio realizado dentro de un programa de investigación subvencionado por la Fundación Juan March.

\*\* Dpto de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

leocársticos: los de «San Juan» y «San Carlos», en Ibiza, situados en dolomías del Lías-Dogger, y los de «Loma Charra», en Olvega (Soria), en calizas del Oxfordiense.

Como las dos mineralizaciones tienen una edad muy próxima, se puede admitir que ambas se formaron durante un mismo período paleoclimático.

Desde otro punto de vista, algunas de las mineralizaciones de plomo y cinc del Trías alpujárride, p.e., las de «San Rafael 2.º», en la Unión (Murcia), pueden ser consideradas como un caso de carst hidrotermal. Sin embargo, la imposibilidad de efectuar observaciones detalladas en las antiguas explotaciones impide llegar a establecer conclusiones definitivas por el momento.

Por ello, y aunque se puede admitir la formación de este último yacimiento por la creación previa, y posterior relleno, de cavidades de disolución en las dolomías triásicas, ya sean debidas estas cavidades a procesos cársticos de meteorización o hidrotermales, se considera como factor más característico su asociación con los fenómenos volcánicos que tuvieron lugar en la Sierra de Cartagena, ya que serían éstos los que, en definitiva, habrían dado lugar al depósito de las mineralizaciones de plomo y cinc.

CALLAHAN (1964), en su clasificación de las mineralizaciones de plomo-cinc en rocas carbonatadas pertenecientes a los yacimientos sinsedimentarios de Missouri, definió los caracteres geológicos y mineralógicos de este tipo de yacimientos cársticos y lo denominó «de Pb-Zn bajo discordancia».

De acuerdo con BERNARD et al. (1972), ha sido el gran avance en el conocimiento de los procesos que intervienen en la geoquímica de superficie lo que ha puesto de relieve la importancia de la meteorización como factor metalogénico. Sin embargo, a pesar de que repetidamente se ha reconocido la relación entre los procesos cársticos y la formación de ciertas concentraciones minerales de Pb y Zn, no hay todavía acuerdo sobre si estas mineralizaciones se deben a una removilización cárstica de dichos elementos por aguas meteóricas, las cuales habrían disuelto y reconcentrado los sulfuros de Pb y Zn diseminados en algunos sedimentos carbonatados (ALTHANS, 1891; FORD y KING, 1966; TAMBURRINI y ZUFFARDI, 1969; ZUFFARDI, 1970; PADALINO et al., 1972; y BERNARD et al., 1972), o bien, si el relleno de las cavidades cársticas ha sido producido, y estas estructuras originadas previamente, por soluciones mineralizadoras de tipo hidrotermal (LOUGHLIN, 1926; HEYL et al., 1955; FORD, 1969; y BOGACZ et al., 1970). Es decir, si las mineralizaciones cársticas son de tipo diplogénico, en el primer caso, o litogénico, en el segundo, de acuerdo con el sentido dado a estos términos metalogénicos por LOVERING (1963).

## LOS INDICIOS Y YACIMIENTOS DE IBIZA (BALEARES)

Las mineralizaciones de Ibiza que han sido objeto de estudio se encuentran en el ángulo NE de la isla, en las inmediaciones de las localidades de San Juan y San Carlos (Fig. 1).

Es muy posible que en la isla existen otros yacimientos de esta clase, aunque por ahora no se conozcan. Pero, teniendo en cuenta que los actuales son claramente estratoideos y están asociados a los mismos niveles del Lías-Dogger, es de suponer que no se trata de un fenómeno aislado y que mineralizaciones análogas pueden existir en la misma formación por debajo de las calizas del Kimmeridgiense.

### Geología Regional

Entre los pocos trabajos que se ocupan de la geología y tectónica del este de Ibiza, destacan por su interés los de HAANSTRA (1935) y FALLOT (1971), y el de RANGHEARD (1970), que es el más importante.

En líneas generales, se puede decir que Ibiza, con Formentera, son las dos islas más occidentales del archipiélago balear y, como tal, una prolongación de la Cordillera Bética que recorre el sur de la Península y que, en grandes segmentos, está hundida bajo el mar Mediterráneo. Los materiales que constituyen la isla son principalmente calizos y corresponden a los que se depositaron en el geosinclinal mesozoico y fueron después, durante la orogenia alpina, plegados y fallados.

La historia pre-triásica de la isla de Ibiza es desconocida ya que no se han encontrado en ella terrenos paleozoicos «in situ».

Por lo que se refiere al Trías, éste está representado por dos formaciones, una inferior, de 100 a 150 ms. de potencia, formada por calizas y calizas dolomíticas del Muschelkalk, y otra superior, de 50 a 75 ms. de potencia, constituida por margas yesíferas del Keuper, en la que existen intercaladas rocas eruptivas básicas, tales como ofitas y andesitas piroxénicas.

Al Jurásico Inferior, y probablemente al Medio, corresponden las calizas dolomíticas y dolomías grises, de 75 ms. de potencia, atribuidas al Lias-Dogger, las falsas brechas rojas y calizas nodulosas azules, de 8 a 19 ms. de potencia, del Oxfordiense superior, y las calizas compactas, en lajas de 100 a 125 ms. de potencia, del Kimmeridgiense.

Al Jurásico Superior y Cretácico Inferior pertenecen las calizas margas y arenosas y micáceas, y calizas arcillosas que se depositaron desde el Titónico al Albense y dieron lugar a tres dominios paleogeográficos —los correspondientes a

las llamadas series de Eubarca, San José e Ibiza— que, de NW a SE, muestran un rápido cambio lateral de facies neríticas a pelágicas.

Durante el Cretácico superior se depositaron, en las series de Eubarca y San José, además de las margas cenomanenses, las calizas del Cenomanense, Turonense y Senonense.

Durante el Eoceno, la isla debió de estar emergida, ya que no se conocen en ella formaciones nummulíticas. Por el contrario, durante el Mioceno Inferior, se depositaron pudingas (100 ms.), atribuidas al Burdigaliense y base del Vindoboniense, que están netamente discordantes sobre los terrenos mesozoicos.

Por último, el Cuaternario está representado en Ibiza por varios niveles de conglomerados atribuidos al Tirreniense, los cuales alternan o están relacionados con las formaciones continentales que se extienden hacia el interior de la isla.

Finalmente, hay que destacar que todas las formaciones geológicas situadas entre el Trías y la base del Mioceno Medio han sido afectadas por una tectónica tangencial que ha dado lugar a la formación de pliegues tumbados hacia el NO. y a mantos de corrimiento que aparecen imbricados según tres unidades estructurales. Estas han sido denominadas (RANGHEARD, 1970) de Eubarca, Llentrisca-Rey e Ibiza, las cuales, salvo la segunda, están constituídas por terrenos pertenecientes a las series de Eubarca, San José e Ibiza respectivamente. La serie de Llentrisca-Rey comprende formaciones pertenecientes tanto a la serie de San José como a la de Eubarca.

Durante el Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario, las Baleares debieron estar unidas a la Península, pero el hundimiento de grandes bloques a favor de profundas fallas pliocuaternarias dió lugar a la aparición de las islas.

Hay que destacar, por último, que las formaciones geológicas de la isla de Ibiza presentan analogías muy grandes con las formaciones de la zona penibética, media y meridional —entre Alcoy y Gandía—, y con las de la Sierra de Mallorca.

## **Mineralizaciones**

Desde muy antiguo se conoce en Ibiza la existencia de trazas de cobre oxidado en algunas rocas de Trías, y de indicios con plomo en, al menos, dos localidades: una, en el Puig Argentera, y otra cerca de San Juan (Fig. 1).

En principio, las dos mineralizaciones con galena, como mineral esencial, que existen en Ibiza, tienen características generales muy parecidas, si bien muestran algunas diferencias de detalle. Así, ambos yacimientos están encajados en las calizas dolomíticas o en las dolomías del Lias-Dogger, y los dos tienen paragénesis

análogas, las que, salvando pequeñas diferencias, consisten en una asociación de barita, fluorita, galena, esfalerita, pirita, calcita y cuarzo, siendo la barita y la galena los minerales más abundantes.

Los dos yacimientos han sido reconocidos o parcialmente explotados, como ocurre en el Puig Argentera, por labores muy superficiales, y en ambos casos, la mineralización «in situ» parece corresponder a filones que cruzan transversalmente las rocas carbonatadas encajantes, lo que está en evidente contradicción con todas las informaciones anteriores, en las que se decía que los minerales aparecían en capas o en lentejones estratificados (HALLEMANS, 1959). En cuanto a sus diferencias, la principal es que la intensidad de los procesos de enriquecimiento cárstico que existen en el Puig Argentera no se ha observado en la zona de San Juan (Foto 1).

### *Las mineralizaciones del Puig Argentera*

La existencia de las explotaciones mineras situadas entre los cerros de la Argentera y del Miquelet, al sur de San Carlos, se conoce desde el tiempo de los romanos.

Limitándose a épocas recientes, las primeras referencias datan de 1845, en que se cita la existencia de unas minas de galena argentífera en los términos de Santa Eulalia y San Juan Bautista, las cuales sufrieron un intento de explotación por la Sociedad Catalana de Industria y Navegación hacia los años 1827 o 1830. Más adelante, en 1870, se reanudaron las explotaciones, y en 1879 se trabajaba en nueve labores a cielo abierto y en diez subterráneas de reconocimiento. Entre 1885 y 1886 se continuaron las explotaciones por la Compañía de Minas de Ibiza, y en ellas se encontraron indicios de cinabrio. Hacia 1909, la Sociedad Nueva Minera Ibicenca encontró grandes dificultades para continuar los trabajos, y aquéllos debieron interrumpirse.

Más recientemente, HALLEMANS (1959), en un informe para la Sociedad Minero Metalúrgica de Peñarroya, dice que las dolomías del Lias-Dogger del Puig Argentera forman bancos de 25 a 45 ms. de potencia ligeramente inclinados al NNO. En la base de las dolomías aparecen arcillas rojas y calizas arcillosas y blanquecinas en las que existen horizontes concordantes con la estratificación que contienen galena argentífera, más o menos oxidada en granos y nódulos de cerusita, baritina, y cinabrio en escasa proporción. Dado que fué imposible visitar el interior de las antiguas explotaciones, hoy inactivas, se recogen a continuación los datos más importantes contenidos en el informe de HALLEMANS.

Una capa mineralizada de aproximadamente 2 ms. de potencia aflora en la base NE del Puig Argentera, cerca de C'an Pedro d'es Puig de las Minas. La ley

en plomo es del 4% de media, con 800 a 900 grs. de plata por tonelada de galena. Aparte los trabajos de los romanos, las minas fueron explotadas, más o menos intensamente, entre 1881 y 1909, con unos rendimientos variables entre 400 y 1.000 toneladas al año.

La zona explotada alcanzó el nivel hidrostático a 20 ms. por debajo de la superficie topográfica. La pendiente de la capa mineralizada es de 10° a 20° al NW, pero se acentúa rápidamente en la zona inundada (25° a 45° al NW). Para explicar los buzamientos del nivel mineralizado al norte de la zona explotada, por encima de la cota O, HALLEMANS sugiere dos hipótesis: flexión o un pliegue tumbado hacia el NO.

Con objeto de completar la información existente sobre este tema, se ha de añadir que HAANSTRA (1935) atribuye la mineralización a las ofitas que afloran en la base SO del Puig Argentera (andesitas piroxénicas para RANGHEARD). Sin embargo, dado que las ofitas siempre existen en el Keuper, sin que por ello haya mineralización, RANGHEARD supone que los minerales deben ser sinsedimentarios.

Por lo que se refiere a las observaciones realizadas durante el desarrollo de este trabajo, lo cierto es que en las dolomías del Lias-Dogger del Puig Argentera, y tanto en la base como a media ladera, se encuentran concentraciones de galena argentífera acompañada de baritina y algo de cinabrio, y que aquella está más o menos transformada en cerusita (Foto 2).

Las dolomías grises están prácticamente horizontales, lo que se pone muy bien de relieve por la alineación de los nódulos de sílex que contienen. No tienen nada encima, y se apoyan directamente sobre las margas del Trías que afloran en su base, por el oeste, y junto a la carretera que va de Santa Eulalia a San Carlos. Todos los cerros de la zona tienen una constitución semejante y están rodeados por los sedimentos arcillosos del Cuaternario.

Las dolomías están carstificadas, y las cavidades rellenas de arcillas de decalcificación rojas, con nódulos limoníticos y cristales de baritina y galena más o menos oxidada (Foto 3).

Las rocas dolomíticas del Puig Argentera están atravesadas, en la ladera oriental, por tres filones paralelos que llevan dirección aproximada N-S y son prácticamente normales a la estratificación. En algunos puntos han sido vaciados hasta los 20 ms. de profundidad, pero en otros sitios pueden verse aún los materiales que los rellenaban.

El mineral tiene un aspecto macizo, brechoideo, y está constituido por placas de galena, fragmentos de baritina, cuarzo y dolomía, y restos de un material filoniano formado por galena, esfalerita, pirita, cinabrio, y ganga de cuarzo y calcita. La pirita está totalmente oxidada, y todos los elementos citados aparecen envueltos en un material arcilloso-calizo, fuertemente rojizo o amarillento, según

el grado de hidratación de la limonita, que tiene el aspecto de ser una arcilla de decalcificación de relleno cárstico (Foto 4).

Los trabajos mineros, situados junto al km. 11 de la carretera de Santa Eulalia a San Carlos, son de muy fácil acceso, y se extienden sobre una superficie de aproximadamente 4 Has. donde existen todavía unos diez pozos de 12 a 20 ms. de profundidad. A su alrededor el terreno está removido, e importantes cantidades de escombros, de color rojizo por la fuerte oxidación, se acumulan en las proximidades. Estos escombros tienen una concentración relativamente alta en baritina y galena, esta última transformada parcialmente en cerusita, especialmente junto a los pozos Roza y Enhebro, y cerca de las oficinas de la mina, hoy en ruinas. Todo ello produce la sensación de que en las antiguas labores, efectuadas antes de utilizarse la flotación como método de concentración, se empleó el estrío a mano o la concentración por gravedad para la separación de la galena, no beneficiándose ni la baritina ni la cerusita.

Se hicieron, además, algunas otras observaciones que conviene destacar. Así, por ejemplo, llama la atención la escasa profundidad de los pozos de reconocimiento, los cuales, salvo los que están en la zona explotada, no tienen galerías y están excavados en dolomías estériles, atravesadas por fracturas N-S y con muestras de carstificación. Ellos permiten comprobar, además, que las dolomías están cubiertas por arcillas rojas de decalcificación y, a veces, en superficie, por una costra calcárea discontinua.

Otros datos de interés se obtienen en las trincheras que existen en la ladera oriental del Puig Argentera. En ellas se ve claramente que la mineralización residual, explotada en la base norte del cerro, es análoga a la que ocupa aquellas estructuras, y que ambas se han formado a partir de unos materiales originalmente filonianos. Estos fueron destruidos durante el proceso cárstico —probablemente plioceno— que afectó a la zona, y ello permitió la posterior concentración de los materiales pesados más difícilmente atacables: baritina y galena.

### *Las mineralizaciones de San Juan*

Las pequeñas labores de reconocimiento que existen al sur de San Juan, sobre la vertiente norte de Sierra Grossa, representan la única señal de mineralización de este área.

Las rocas encajantes, dolomías y calizas dolomíticas grises, finamente granudas, del Lias-Dogger, con buzamiento de 25° al SE y atravesadas por fracturas N-S casi verticales, afloran a media ladera entre las calizas y margas del Trías que asuman en la base y las calizas del Kimmeridgiense que constituyen lo alto de la Sierra.

Los trabajos de reconocimiento consisten simplemente en un pozo de anchura irregular, de aproximadamente 20 ms. de profundidad, y un socavón de anchura variable e inclinación creciente que parece ir a unirse con el fondo del pozo. La cantidad de escombros acumulados, tanto al pie del pozo óxidos de hierro. Las segundas son de color gris claro a oscuro, a veces algo azulado, rugosas al tacto y, en ocasiones, celulares o brechoideas. Están también atravesadas por vénulas de calcita y pueden contener algunas zonas silíceas.

Al microscopio, las dolomías o calizas dolomíticas de ambas facies son finamente granudas, con cristales xenomorfos engranados entre sí y pigmentados por óxidos de hierro; otras veces contienen grumos arcillosos. Debido a la recristalización, no se encuentra en ellas fauna. El análisis químico demuestra que se trata en realidad de calizas dolomíticas (CaO, 27 a 33%; MgO, 17 a 22%). El contenido en minerales pesados es: turmalina, 42%; zircón, 14%; epidota, 3%; granate, 5%; rutilo, 2%; anatasa, 30%; esfena, 20%; y anfíbol, 2%. Como dice RANGHEARD, se trata de los mismos minerales conocidos en el Keuper. Hay que destacar también que entre estas rocas se intercalan estratos de margas y de calizas arcillosas, ambos sin fósiles.

La ausencia total de fauna hace imposible datar con certeza la edad de estas rocas. Solamente se puede decir que las dolomías y calizas dolomíticas se encuentran entre las margas de Keuper y las falsas brechas y calizas nodulosas del Oxfordiense Superior, datado por sus ammonites. Por ello, supone RANGHEARD que aquellas rocas deben pertenecer a la parte alta del Trías, ó a la base del Lías, quizás al Dogger.

Y por lo que se refiere a la mineralización, se ha observado que, macroscópicamente, la de San Juan se presenta en forma de filoncillos de galena y barita en una brecha de las dolomías encajantes. Pero, aquí, quizá porque la mineralización es muy pequeña, no ha habido procesos cársticos de importancia.

En Ses Mines, tanto al pie del cerro como en la ladera oriental del Puig Argentera, el aspecto de la mena es el de un material brechoideo, residual, en el que quedan restos de minerales metálicos más o menos oxidados.

Macroscópicamente, se observa que la mena está compuesta por fragmentos de las dolomías encajantes, baritina, galena, cerusita, cuarzo microcristalino y arcillas de decalcificación rojas y con abundantes oolitos y pisolitos de limonita. Todos ellos reunidos por calcita recristalizada.

Las características de los minerales presentes en los dos yacimientos son los siguientes.

*Galena.* Generalmente idiomorfa, está frecuentemente transformada, total o parcialmente, en cerusita. Unas veces, la cerusita es seudomórfica de la galena; en otros casos, la oxidación de la galena es centrípeta, en anillos concéntricos.

Esto facilita el reemplazamiento posterior de la cerusita por hidróxidos de hierro, así como la formación de colitos de limonita, los cuales quedan englobados en las arcillas de decalcificación que rellenan las estructuras filonianas de las calizas carstificadas (Foto 5).

*Pirita.* Los sulfuros de hierro que han podido existir en el yacimiento están completamente limonitizados, lo que es lógico, dada la intensidad de los procesos de oxidación sufridos por el mineral. A ello se debe la fuerte coloración roja que tienen todos los materiales en los que se encuentra mineralización.

*Esfalerita.* Se ha visto en una sola sección pulida. Sin embargo, aunque es muy escasa, es posible que originalmente fuera más abundante, pero debido a la intensidad de los procesos cársticos, el sulfuro de cinc ha debido ser lixiviado casi por completo.

*Cinabrio.* Solo aparece en el Puig Argentera, en forma pulverulenta, diseminado junto con los fragmentos de barita, cuarzo microcristalino y calcita que constituían la ganga de los filones originales. Es posible que se haya formado durante los procesos cársticos como consecuencia de una concentración residual a partir del mercurio contenido en la esfalerita originalmente presente, bien fuera diseminada o en filoncillos, en las rocas sedimentarias (Foto 6).

*Baritina.* Muy abundante, aparece en cristales tabulares sencillos o en agregados flabeliformes. Su difícil solubilidad hizo que se concentrara, junto con la galena, en los materiales de relleno cársticos (Foto 3).

*Fluorita.* Solo se ha visto en los indicios de San Juan, pero es probable que exista también en el Puig Argentera.

*Cuarzo.* En general, microcristalino y escaso. La mayor parte procede de los granos detríticos que hay en las dolomías y calizas encajantes, y fueron concentrados en las estructuras filonianas después de disueltos los materiales originales.

*Calcita.* Muy abundante, la hay de varios tipos: macrogranuda, microgranuda y travertínica. Este tipo ha sido el último en depositarse y aparece generalmente formando costras sobre las salbandas de los antiguos filones o sobre las grietas de las rocas encajantes.

*Limonita.* Muy frecuente y abundante, se formó como consecuencia de la alteración de los sulfuros de hierro. Tiñe las arcillas de decalcificación y forma los nódulos de goethita, de variable tamaño, incluidos en aquellas. En otros casos, la limonita dió lugar a la formación de boxworks por disolución de la calcita que cementaba los materiales de relleno cárstico.

## Origen de la mineralización

De todo lo dicho anteriormente se deduce que las mineralizaciones de plomo de Ibiza corresponden a un sistema de filoncillos con barita y galena —eventualmente, también, con fluorita, cinabrio, esfalerita, y piritita que está totalmente oxidada— encajados dentro de las calizas y calizas dolomíticas del Lías-Dogger. Estos filoncillos han sido afectados posteriormente por una circulación freática de soluciones ácidas, la cual dió lugar al desarrollo de un proceso cárstico representado por la formación de cavidades de disolución, arcillas de decalcificación, brechas de hundimiento, hematización, y todos los demás fenómenos derivados de la disolución de los carbonatos. Las cavidades cársticas están rellenas por los productos menos solubles, tales como galena, baritina y cuarzo, que formaban los yacimientos originales encajados en los sedimentos del Lías-Dogger.

Sin embargo, en contra de la opinión de HALLEMANS (1959), parece debe descartarse la idea de que estos yacimientos correspondan a una capa con la mineralización diseminada, ya que los datos obtenidos no dan base para ello. En efecto los caracteres geológicos y mineralógicos de los yacimientos de San Juan y del Puig Argentera parecen no dejar lugar a dudas sobre la estructura filoniana de la mineralización, si bien ésta se ha enriquecido posteriormente como consecuencia de los procesos cársticos desarrollados sobre y a favor de dichas estructuras.

Ahora bien, descartada la idea de que la mineralización, tal y como se presenta hoy en el Puig Argentera, haya sido originada por el relleno hidrotermal de un carst preexistente, se debe admitir que los indicios encontrados hasta ahora en Baleares, asociados siempre a algunos niveles calco-dolomíticos del Lías-Dogger, deben corresponder a una removilización cárstica de mineralizaciones estratoideas preexistentes. Es decir, que los yacimientos originales, aún siendo filonianos, habrían estado asociados a un mismo estrato y fueron destruidos por procesos de carstificación que, dada la analogía de edad con los indicios de Soria, debieron actuar a lo largo de un extenso período de tiempo.

## LOS INDICIOS Y YACIMIENTOS DE OLVEGA (SORIA)

El yacimiento «Loma Charra» está situado 4 km. al NO de Olvega (Soria), en la zona que se extiende al norte de las formaciones paleozoicas y mesozoicas que forman las Sierras del Madero y Toranzo, al oeste del Moncayo, y en el límite entre los materiales carbonatados del Jurásico Superior y los de la facies wealdense que constituyen la rama occidental del sinclinal de Olvega (Fig. 2).

El yacimiento ha estado en explotación hasta muy recientemente y las labores mineras, efectuadas por galerías y a cielo abierto, han permitido constatar de forma inequívoca el carácter cárstico de las concentraciones de plomo y cinc.

## Geología regional

En el área del yacimiento aparecen sólo formaciones pertenecientes al Dogger-Malm y al Wealdense. Al Jurásico corresponden las calizas conglomeráticas, calcarenitas, calizas margosas y arenosas, y calizas biohémicas del Calloviense-Oxfordiense, muy fracturadas, en las que se encuentra la mineralización. Al Jurásico Superior o Cretácico, las areniscas, micritas limosas y limolitas rojizas, de facies Wealdense, que forman las laderas orientales del cerro Los Arenales donde se encuentra el yacimiento.

De acuerdo con los datos contenidos en los detallados estudios de la Cordillera Ibérica efectuados por RICHIER (1929) y BEUTHER et al. (1966), las características petrográficas más significativas de estas dos formaciones en el área de Olvega son las siguientes.

*Calloviense-Oxfordiense.* Comienza por unas calizas detríticas que pasan lateralmente a areniscas y conglomerados formados por cantos de cuarzo con cemento calcáreo. Las calizas corresponden a micritas y esparitas, arcillosas y arenosas, con Ammonites, Braquiópodos y Lamelibranquios. Tienen más de 250 m. de potencia.

Sobre las calizas detríticas se depositaron otras arrecifales, muy fosilíferas, con fragmentos de corales y pecten, y tallos de crinoides, bituminosas, que contienen a veces niveles de gravas. Su potencia oscila entre 60 y 140 ms.

Constituyen estas calizas la roca encajante de la mineralización. En el área del yacimiento están constituídas por brechas calizas y niveles de oolitos, cantos calcáreos y restos de conchas, y tienen unos 100 m. de potencia. Al techo de estas calizas pararrecifales aparecen otras de tipo lacustre que sirven de paso a la facies Weald.

*Kimmeridgiense.* Los materiales weáldicos del sinclinal Muro-Olvega están representados por una serie continental de ambiente deltaíco, constituída por conglomerados, cuarzoarenitas, micritas limosas, limolitas, calizas y margas, de colores abigarrados, frecuentemente rojizos. La fauna más frecuente está constituída por ostrácodos, gasterópodos y algas (Charáceas).

El contacto entre el Jurásico Superior marino y el de facies Wealdense se efectúa por una pequeña discordancia, fácilmente observable en las labores a cielo abier-

to, entre las calizas y las areniscas, que rompe la discontinuidad de la estratificación. Esta se sigue fácilmente en los materiales wealdenses, en los que se aprecia con claridad el buzamiento ENE, mientras que en las calizas es más difícil de observar a causa de la fracturación y las alteraciones producidas por los fenómenos de carstificación que precedieron al depósito de las areniscas del Kimmeridgiense.

El yacimiento «Loma Charra» se encuentra situado en la unidad estructural de la Cordillera Ibérica llamada del Moncayo-Olvega. Esta gran estructura está limitada al sur por una gran falla en tijera, de dirección ONO, que, hacia el sur de Olvega, pone en contacto anormal los materiales del Ordovícico y del Cretácico a través de un salto superior a 3.000 m.

La estructura está constituida, al este, por el Anticlinal del Moncayo, y por el sinclinal Muro-Olvega al oeste. Es en la rama occidental del sinclinal, y siguiendo el afloramiento de las calizas pararecificales del Kimmeridgiense, donde se encuentran el yacimiento y la serie de indicios con plomo y cinc situados al norte del mismo.

## Mineralizaciones

Además del yacimiento «Loma Charra», otros dos indicios del área de Olvega (Fig. 2) han sido objeto de un estudio geoquímico por el I.G.M.E. Uno está situado 3 km. al ENE de Noviercas, y otro a 4 km. al NNE de Pozalmuro.

En «Loma Charra», la mineralización coincide con una estructura paleocársica desarrollada sobre una serie de filoncillos paralelos, de dirección dominante N 25° O, que atraviesan las calizas del Jurásico Superior formando una banda más o menos paralela con el límite de los materiales wealdenses. Esta dirección N-S predomina también en las anomalías geoquímicas de los indicios de Noviercas y Pozalmuro (REY, 1973).

En «Loma Charra», las formaciones mineralizadas tienen una potencia variable de varios milímetros a algunos decímetros, excepcionalmente más de un metro, y están formadas principalmente por minerales secundarios de plomo y cinc, lo que se explica por el hecho de que las observaciones solo se han realizado hasta ahora en la zona de oxidación (Fig. 7).

## Caracteres metalogénicos

La mineralogía del yacimiento «Loma Charra» es muy sencilla. Al microscopio, en luz reflejada, y en algunos casos macroscópicamente, se ven cristales

de galena y esfalerita con tendencia al idiomorfismo, frecuentemente brechificados, reunidos por los minerales secundarios, cerusita y smithsonita, especialmente la primera, que es el mineral más importante desde el punto de vista económicos, y los minerales de la ganga. De éstos, el principal es la calcita, si bien, en determinadas zonas han sido relativamente intensos los procesos de silicificación, los cuales se ponen de manifiesto por la abundancia de calcedonia. Se ha citado también la presencia de fluorita.

En una de las muestras estudiadas al microscopio se observó la presencia de barita, si bien en una escasa cantidad. Todo ello confirma que la mineralización corresponde a una paragénesis típica en las formaciones mesozoicas españolas: galena, esfalerita, calcita, pirita, cuarzo y barita. La pirita, escasa, está totalmente oxidada en las zonas del yacimiento expuestas por las labores mineras. Hay que destacar, además, la existencia de concentraciones de caolín en determinados puntos del yacimiento.

### **Origen de la mineralización**

Desde el punto de vista genético, interesa destacar especialmente dos características de la zona mineralizada.

La primera es la intensa fracturación de las calizas, la cual ha favorecido el acceso de las soluciones mineralizadoras e, independientemente de la existencia de vetas y filones bien definidos, permitido la amplia distribución de los minerales metálicos a través de las rocas encajantes (Fig. 8).

La segunda se refiere al intenso proceso de carstificación que afecta a las calizas jurásicas. Esta acción erosiva ha sido facilitada por las estructuras filonianas, ya que éstas constituyen una importante solución de continuidad en la estructura de las rocas encajantes de la mineralización.

Por ello, las torcas, grietas, canales, etc., se desarrollan especialmente en la zona mineralizada, favoreciendo la circulación de las aguas superficiales en la zona de oxidación y, en consecuencia, la alteración de los sulfuros y el relleno de las fracturas por minerales secundarios de plomo y cinc. En consecuencia, el área mineralizada, tal y como se presenta en la actualidad, corresponde a una impregnación de las calizas por carbonatos e hidróxidos de Pb y Zn que se extiende a lo largo de, por lo menos, 400 ms. de longitud y que se puede seguir en la superficie por los registros, pozos y trincheras de los antiguos reconocimientos mineros.

## LAS MINERALIZACIONES «CARSTICAS» HIDROTERMALES DE LA SIERRA DE CARTAGENA

De los yacimientos estudiados en la Sierra de Cartagena, (ARRIBAS et al., 1983) el de «San Rafael 2º», situado en las calizas dolomíticas triásicas que constituyen el bloque tectónico del Machón, unos 2 km. al SE de Alumbres, presenta en su zona oriental, en la que corresponde a la antigua mina de «El Concilio» (parte sur del filón «Prodigio»), una serie de características, tales como cavidades de disolución, brechas de hundimiento y otras estructuras análogas, debidas a la disolución de materiales carbonatados. Estas estructuras cársticas, puestas de manifiesto muy claramente en las zonas ya explotadas del yacimiento, donde aparecen todavía rellenas o tapizadas por sulfuros BGPC, parecen haber sido producidas por soluciones mineralizadoras que habrían dado lugar, primero, a los procesos de disolución y hundimiento, y posteriormente a la deposición de los sulfuros de plomo y cinc.

Aunque no se excluye la posibilidad de que los procesos cársticos podrían ser debidos también a la acción de aguas meteóricas, especialmente en aquellos casos en los que las rocas triásicas podrían haber quedado expuestas a la acción de aguas subterráneas, aquí solo se consideran las estructuras de disolución contemporáneas o penicontemporáneas con el depósito de los sulfuros. Es decir, aquellas que parecen ser debidas a la acción de fluidos hidrotermales.

### **Geología regional**

Las rocas encajantes son mármoles bandeados pertenecientes a la Serie Filábride, es decir, a la llamada también Serie Intermedia (Mischung Zone). Debajo se encuentran los esquistos, anfíbolitas y gneises albiticos de la Serie Filábride, y encima, los esquistos sericíticos y las calizas dolomíticas de las dos unidades del Complejo Alpujárride. Unas y otras separadas por superficies de contacto mecánico.

### **Mineralizaciones y caracteres metalogénicos**

La mineralización aparece tanto en los esquistos como en los mármoles nevado-filábrides. En los primeros es claramente filoniana, y rellena fracturas abiertas. En los mármoles, por el contrario, dominan las estructuras en disolución, sin límites bien definidos, los cuales fueron rellenos, en deposición alternante, por los sulfuros y las gangas.

Los minerales metálicos son principalmente esfalerita, pirita, galena, calcopirita y pirrotina. La ganga dominante es calcita. En alguna de las antiguas labores se puede ver aún como los sulfuros se depositaron sobre los huecos irregulares producidos en las rocas encajantes dando lugar a costras y estalactitas.

Las estructuras de disolución más importantes, fácilmente reconocibles en las antiguas explotaciones, se pueden reducir a los tipos siguientes:

*Cavidades de disolución.* Fueron producidas por soluciones ácidas que dieron lugar a una red de conductos irregulares, claramente controlado por las diaclasas de las rocas encajantes. Al igual que los fragmentos de estas últimas, los huecos fueron recubiertos por los sulfuros en forma de estructuras bandeadas y orbiculares (Fig. 10).

*Brechas de hundimiento.* Las cavidades aparecen enlazadas por sistemas de drenaje cuyos techos se desplomaron y dieron lugar a brechas de hundimiento. Estas consisten en bloques y fragmentos de dolomita rodeados y cementados por sulfuros y calcita, entre los cuales quedaron huecos que fueron tapizados por cristales idiomorfos de los minerales metálicos (Fig. 11).

Estas brechas han sido consideradas como de origen tectónico, pero su distribución irregular, discontinuidad y localización preferente a lo largo del contacto entre las pizarras del muro y los mármoles, y su coincidencia y relaciones texturales con las zonas mineralizadas, prueban claramente que los procesos de disolución y colapso, y la mineralización son más o menos contemporáneos (Fig. 12).

**Fracturas mineralizadas.** Las brechas y cavidades se continúan, lateralmente y hacia arriba, por una red de fracturas rellenas de sulfuros que pueden o no estar controlados por los planos de estratificación y las diaclasas de los mármoles.

*Arcillas de decalcificación.* Algunos de los filones, principalmente los subhorizontales, están ocupados frecuentemente, a lo largo de la salbanda inferior, por arcillas de decalcificación. Aunque el aspecto y la disposición de estos materiales arcillosos sugiere la existencia de un proceso de alteración hidrotermal, éste se reduce, en definitiva, a la disolución del carbonato cálcico y a la acumulación, más o menos «in situ», de las arcillas contenidas en las rocas encajantes (Fig. 19).

## EL ORIGEN DE LAS CONCENTRACIONES CARSTICAS DE IBIZA, SORIA Y CARTAGENA

Las analogías que muestran entre sí las mineralizaciones cársticas en rocas carbonatadas de Ibiza y Soria, especialmente en lo que se refiere a la edad de las

rocas encajantes y estar situadas debajo una discordancia, así como con otros yacimientos europeos, p.e., los de Cerdeña, en cuanto a la edad de la carstificación, permiten suponer que aquellas mineralizaciones se formaron en condiciones paleoclimáticas similares; y que, además, en determinadas épocas, estas condiciones debieron ser muy parecidas en extensas zonas del área mediterránea.

Hay una diferencia, sin embargo. En los otros yacimientos, p.e., en los de Cerdeña, la mineralización se atribuye principalmente a una concentración de los elementos dispersos en las rocas sedimentarias carbonatadas afectadas por los procesos cársticos. En Soria e Ibiza, por el contrario, donde los contenidos en plomo y cinc de las rocas encajantes son muy bajos, hay que suponer que dichos procesos actuaron sobre mineralizaciones estratoideas preexistentes, tal como los filoncillos que atraviesan a las calizas de «San Juan» y «Loma Charra».

De acuerdo con esta idea, los procesos que dieron lugar a las concentraciones de Pb y Zn en las calizas y dolomías jurásicas descritas en este capítulo se podrían explicar aplicando un esquema de erosión cárstica, p.e., el de CVIJIC (1918), a una estructura filoniana. Los procesos de alteración y concentración se habrían producido tal y como se indica a continuación.

Las aguas superficiales circularían a través de las rocas carbonatadas por una *zona de percolación* superior, constituida por una red de fisuras y diaclasas, y estructuras filonianas tales como las que aún existen en San Juan y Loma Charra. El movimiento del agua sería en esta zona principalmente vertical y los caudales irregulares, predominando la erosión mecánica sobre la química.

Por el contrario, en la *zona de circulación permanente*, situada inmediatamente debajo de la anterior, el movimiento de las aguas subterráneas habría sido esencialmente lateral, unas veces libre y otras forzado, predominando los procesos de erosión química.

Por último, en la *zona de imbibición*, permanentemente inundada y con las aguas prácticamente estancadas, el sistema cárstico solo habría permitido una circulación reducida y forzada, favoreciendo claramente la sedimentación química y ultradetritica.

En la zona superior, las aguas freáticas, ácidas, por su alto contenido en CO<sub>2</sub>, habrían dado lugar a la rápida oxidación de los minerales metálicos, especialmente la pirita, contenidos en los filoncillos que atraviesan las rocas encajantes. En cambio, en la zona de imbibición, la más profunda del carst, donde el agua tiene propiedades reductoras por la falta de oxígeno y por la posible actividad biológica, habrían tenido lugar la concentración residual y la precipitación de los sulfuros y los minerales acompañantes. Entre ellos, los sulfatos (barita), carbonatos (cerusita) y las arcillas de decalcificación son los más importantes.

El depósito de los minerales que constituyen la paragénesis habría tenido lugar en tres fases. Durante la primera, la roca encajante carbonatada habría expe-

rimentado una dolomitización y silicificación en la zona de percolación. Se trataría, en este caso, de un proceso pericárstico análogo al que tiene lugar en las superficies de emersión. Durante el mismo, se habrían depositado los materiales arcilloso-ferruginosos que recubren las paredes y cavidades de la zona de oxidación, y los pisolitos ferruginosos y manganesíferos que tanto abundan en ellos.

En la zona de circulación permanente se habrían ido formando los cristales de barita (paralelamente a las paredes, primero, y perpendiculares, después), y reduciendo los sulfuros, lo que habría dado lugar a la deposición de la galena (el sulfuro con menor producto de solubilidad) sobre la barita, e incluso al reemplazamiento pseudomórfico de esta última. Es entonces cuando se habrían formado también la fluorita y el cuarzo que generalmente acompañan a la galena. Igualmente, cuando la concentración de Zn es suficiente, la esfalerita; la cual, aunque no es un mineral frecuentemente en los yacimientos españoles de esta clase, aparece como cristales colofórmicos, poco coloreados e impuros (schalenblende).

Posteriormente, debido a los frecuentes rejuvenecimientos del carst, los minerales citados fueron oxidados y lixiviados, y ello dió lugar a la formación de anglesita, cerusita y smithsonita, más o menos hematizadas.

Después de la formación de la red cárstica, la colmatación casi total de las cavidades en la zona de imbibición dió paso a una etapa de senilidad y a la fosilización del carst, probablemente costero, por los sedimentos deltaicos y marinos del Jurásico Superior o de la base del Cretácico, de facies wealdense.

En la actualidad, tanto en Soria como en Ibiza, los procesos erosivos han dejado al descubierto las zonas profundas de los sistemas cársticos originales. Por ello, en las estructuras mineralizadas, predominan los materiales característicos de la zona de imbibición, es decir, los sulfuros, las calcarenitas, los limos arcillosos más o menos arcillosos y crustificados, y los depósitos varvados ultralaminares, todos ellos teñidos frecuentemente por los óxidos de hierro originados por oxidación de los sulfuros de hierro.

Finalmente, respecto al origen de las mineralizaciones cársticas de la Sierra de Cartagena, conviene destacar que, al igual que los otros yacimientos de esta región, las mineralizaciones de «San Rafael 2º» están claramente relacionadas con los fenómenos volcánicos postmiocenos. Así, pues, a diferencia de lo que ocurre con otros tipos de carst hidrotermales, tales como los de Silesia (BOGACZ et al. 1970 y 1973), la fuente del plomo y el cinc no presenta problemas, ya que las soluciones mineralizadoras que atravesaron el complejo Nevado-Filábride se habrían depositado en las fisuras de los esquistos paleozoicos, en el contacto de éstos con los mármoles suprayacentes, y a lo largo de la red de cavidades abiertas en estos últimos por las soluciones hidrotermales ascendentes.

## BIBLIOGRAFIA

- ALTHANS, R. (1891). Die Erzformation des Muschelkalks in Oberschleisien, *Jb. Konigl. Preuss. Geol. L-A*, 12. Berlin.
- ARRIBAS, A., ESPINOSA, J. y MORO, C. (1983). Distribución de elementos en trazas en las esfaleritas y galenas de las mineralizaciones españolas asociadas con rocas volcánicas. *Tecniterrae*; 31; 1-27.
- BERNARD, A., LAGNY P. y LELEU, M.G. (1972). A propos de la métallogénie du Karst. *24 Int. Geol. Congr. Montreal*; 4; 411-422.
- BEUTHER, A., DAHM, H., KNEUPERHAACK, F., MENSINK, K., y TISCHER, G. (1966). Der jura und Wealden in Nordost-Spanien. *Beith. zum. Geol. Jahrb.*, Hannover; 44, 225 p.
- BOGACZ, K., DZULYNSKI, S., y HARANCZYK, C. (1970). Ore filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. *Acta Geol. Polonica*; 20 (2); 247-267.
- CALLAHAN, W.H. (1964). Paleogeographic premises for prospecting for stratabound base metal deposits in carbonate rocks. *CENTO Symp. ou Min. Geol. Base Met.*, 1; 191-248.
- CVIJIC, J. (1918). Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. *Trans. Inst. Geogr. Alp. Univ. Grenoble*; 6; 1-56.
- FALLOT, P. (1954). Comparaison entre Cordilleres bétiques et Alpes Orientales. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*; Tomo extr.; 259-279.
- FALLOT, P. (1971). Sur la tectonique de l'île d'Ibiza (Balears). *C.R. Acad. Sci.*, Paris; 164, 186.
- FORD, T.D. y KING, R.J. (1966). The Golconda caverns. Brassington. Berbyshire. *Trans. Cave Res. Gr. Great Britain*; 7; 2.
- FORD, T.D. (1969). The stratiform ore deposits of Derbyshire. *Prof. 15 Int. Univ. Geol. Congr. 1967*. Leicester.
- HAANSTRA, V. (1935). Geologie von Ost-Ibiza. *Tesis Doctoral. Universidad de Utrecht* (Holanda).
- HAALLEMANS, J.J. (1959). Informe geológico sobre la mina de San Carlos. *S.M.M. Peñarroya-España*. Madrid.
- HEYL, A.V., LYONS, E.J., AGNEV, A.F. y BEHERE, Ch.H. (1955). Zinc-lead-copper resources and general geology of the Upper Mississippi Valley district, *U.S. Geol. Surv. Bull*; 1015-GG; Washington.
- LOUGHLIN, G.F. (1926). Guides to ore in the Iradville district, Colorado. *U.S. Geol. Surv. Bull.*; 779; Washington.
- LOVERING, T.S. (1963). Epigenetic, diplogenic, syngenetic and lithogene deposits. *Econ. Geol.*; 58; 315-331.

- PADALINO, GG.; PRETTI, S.; TAMBURRINI, D.; TOCCO, S.; URAS, I.; VILOM, y ZUFFARDI, P. (1972). Carsismi e mineralizzazioni. *Rend. della Soc. Ita. Min. e letr.*; 28; 215-230.
- RANGHEARD, Y. (1970). Principales données stratigraphiques et tectoniques des îles d'Ibiza et de Formentera (Balears); situation paléogéographique et structurale de ces îles dans les Cordillères bétiques.
- REY, J. (1973). Trabajo de investigación de Pb-Zn en la Reserva de «Loma Charra», en la provincia de Soria. *Bol. I.G.M.E.*; 84; 32-43.
- RICHTER, G. (1929). Las cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. *Inst. Inv. Geol. Lucas Mallada*; 9; Madrid.
- TAMBURRINI, D. y ZUFFARDI, P. (1969). Field evidences of supergene remobilization of barium (and possibly of barite) in Sardinia. *Remob. of Ores and Min.: a Symposium*, Cagliari.
- ZUFFARDI, P. (1970). La metallogenèse du plomb, du zinc et du barium en Sardaigne: un exemple de permanence, de polygénétisme et du transformisme. 92; 3; *Am. Soc. Géol. Belgique*. Bruxelles.

(entregado el 11 de Octubre 1985)

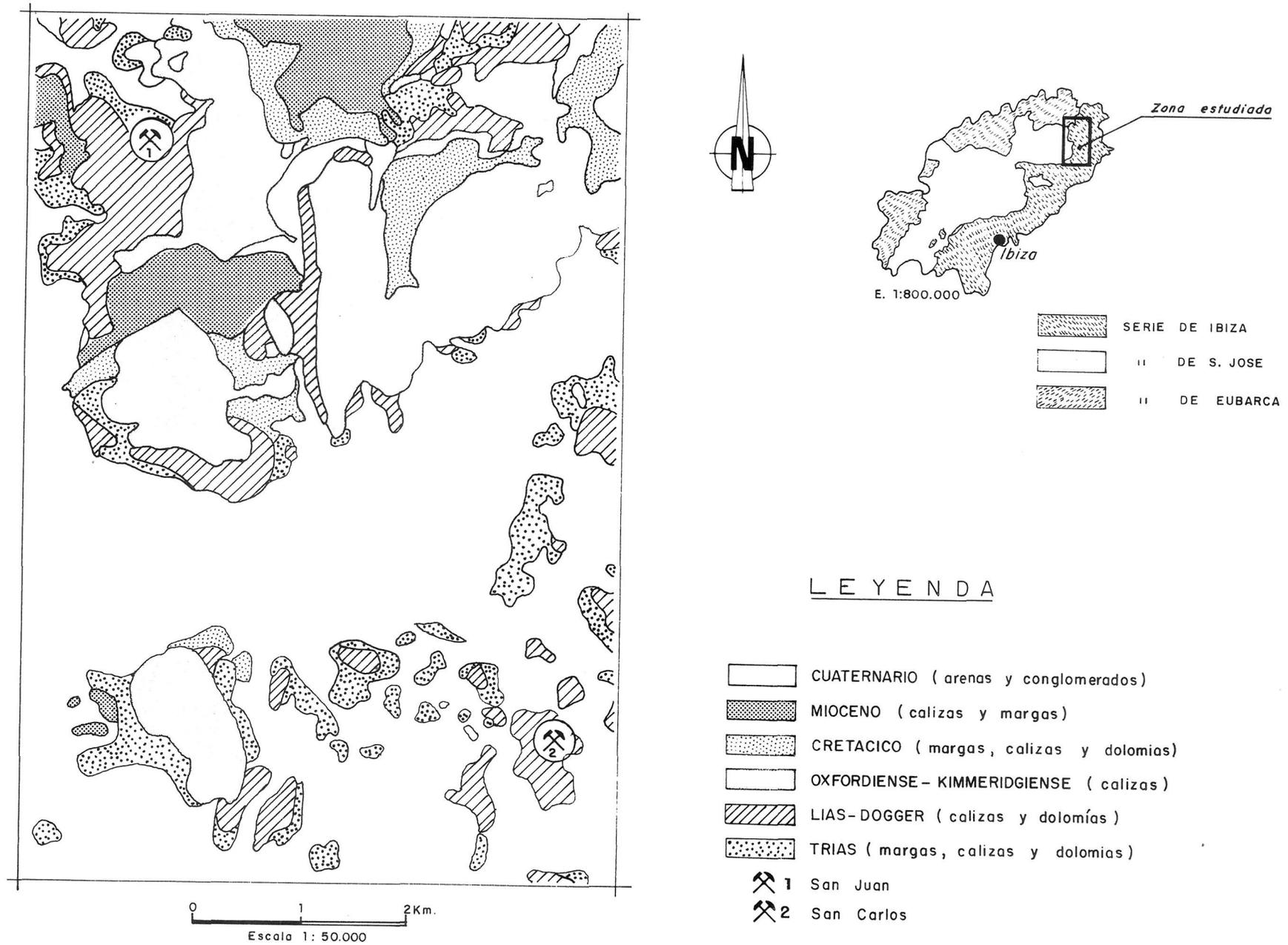


Figura 1: Esquema geológico de Ibiza y localización de las mineralizaciones de «San Juan» y «San Carlos».



### L E Y E N D A

-  CUATERNARIO ( limos y arenas )
-  OLIGOCENO ( arcillas rojas y limos )
-  PORTLANDIENSE ( micritas limosas )
-  II - KIMMERIDGIENSE ( limolitas y areniscas )
-  II II ( micritas algo limosas )
-  KIMMERIDGIENSE ( calizas pararrecifales )
-  CALLOVIENSE ( biosparita con arena y grava )
-  II ( esparitas limosas )
-  LIAS- DOGGER ( calizos, margas y calizas dolomíticas )
-  TRIASICO ( conglomerados, areniscas y limolitas )

-  1 Loma Charra
-  2 El Madero
-  3 Noviercas

Figura 2: Esquema geológico del área de Olvega (Soria).



Foto 1: San Carlos (Ibiza). En las labores a cielo abierto de la vertiente sur del Puig Argentera se puede observar muy bien el carst que se desarrolló sobre las dolomías liásicas, casi horizontales. El carst está relleno por materiales limoníticos con nódulos de óxido de hierro y manganeso.



Foto 2: San Carlos (Ibiza). Aspecto de uno de los filones explotados en la vertiente oriental del Puig S'Argentera. Las dolomías del Lias aparecen atravesadas por los conductos cársticos que estaban rellenos de sulfuros BGPC, barita e indicios de cinabrio.



Foto 3: Mina Sex, San Carlos (Ibiza). Detalle de la mineralización en las dolomías del Lias-Dogger de la vertiente septentrional del Puig S'Argentera, en Sex Mines. Sobre la roca de la caja se ven adheridos los restos de la ganga (materiales arcillosos limonitizados) con cristales de barita (izquierda) y galena oxidada en cerusita (derecha).



Foto 4: Mina La Argentera, San Carlos (Ibiza). Aspecto típico de la mineralización: Galena (gris), barita (blanco) y cinabrio (puntos rojos) rodeados por una matriz arcilloso-calcárea limonítica. Corresponde al relleno de un conducto cárstico en las dolomías liásicas.

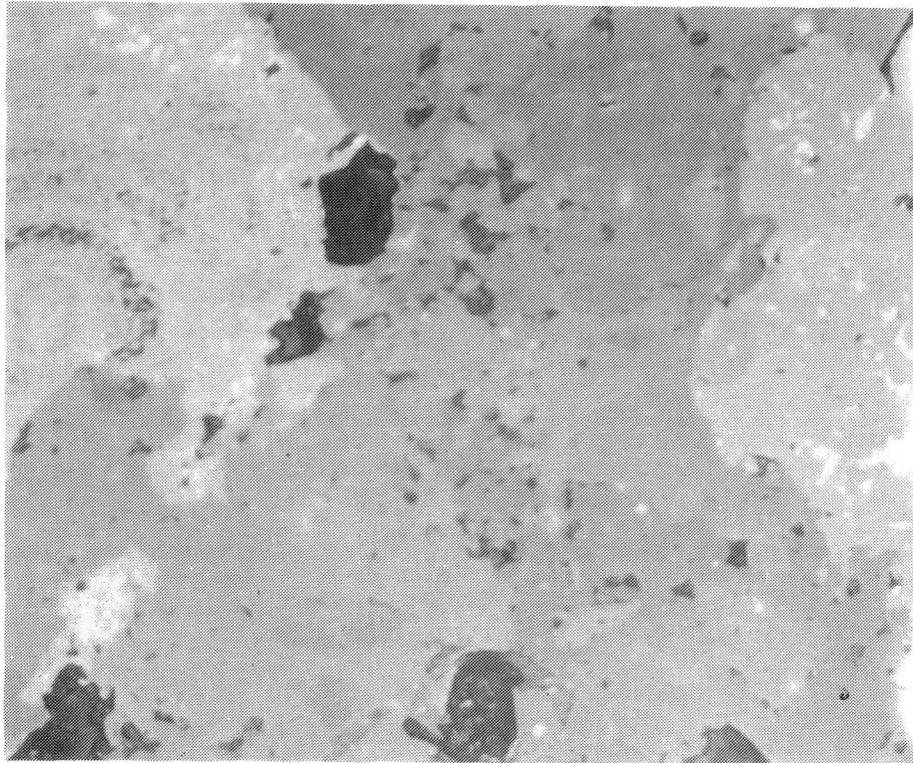


Foto 5: Mina La Argentera, San Carlos (Ibiza). Sec. pul. LN x 50. Los cristales de galena, y las estructuras concrecionadas coloidales, de este mismo mineral, están fuertemente alteradas y transformadas en cerusita. Sin embargo, los carbonatos de plomo tienen mayor reflectividad que los de la roca encajante, claramente pleocroicos.

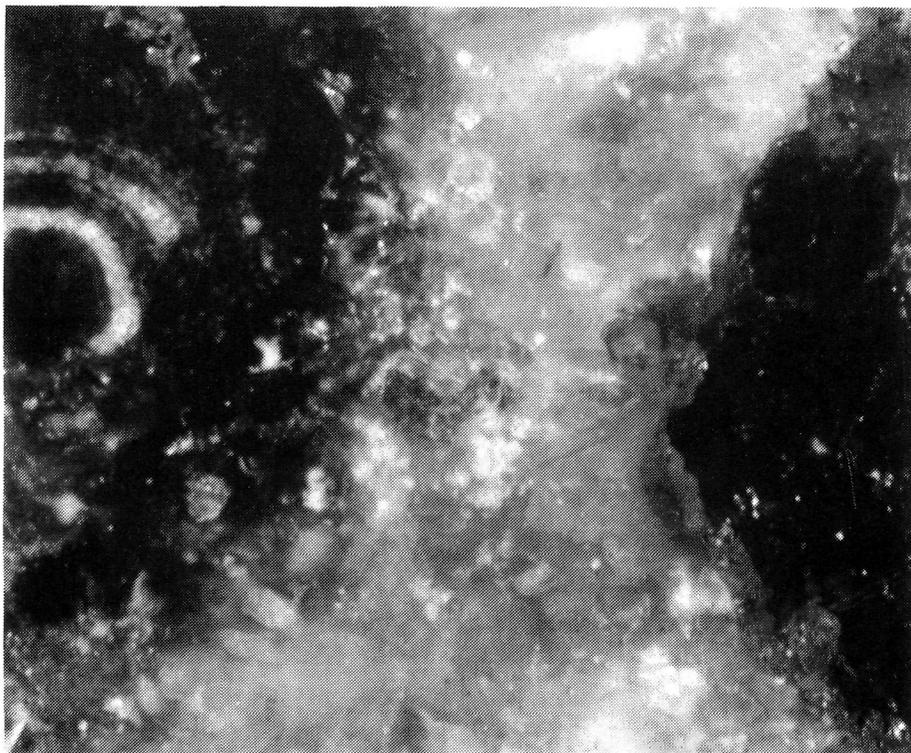


Foto 6: Mina La Argentera, San Carlos (Ibiza). Sec. pul. Nc x 150. Entre nícoles cruzados, se ve que la cerusita, prácticamente opaca, contiene aún mucha galena sin transformar. También se comprueba así como el cinabrio (rojo) aparece diseminado entre los carbonatos de la matriz y rellenando los huecos de la roca.



Foto 7: Mina Loma Charra, Olvega (Soria). En el borde norte de la explotación a cielo abierto se ve una sección transversal de una de las numerosas torcas que se desarrollaron en las calizas wealdenses. Las labores mineras recuperan los sulfuros, barita y cerusita existentes en los materiales de relleno.



Foto 8: Mina Loma Charra, Olvega (Soria). Aspecto de los filoncillos de galena y pirita y esfalerita en menor proporción, que atraviesan las calizas jurásicas. A partir de ellas se han formado las concreciones de cerusita que tanto abundan en la mina.

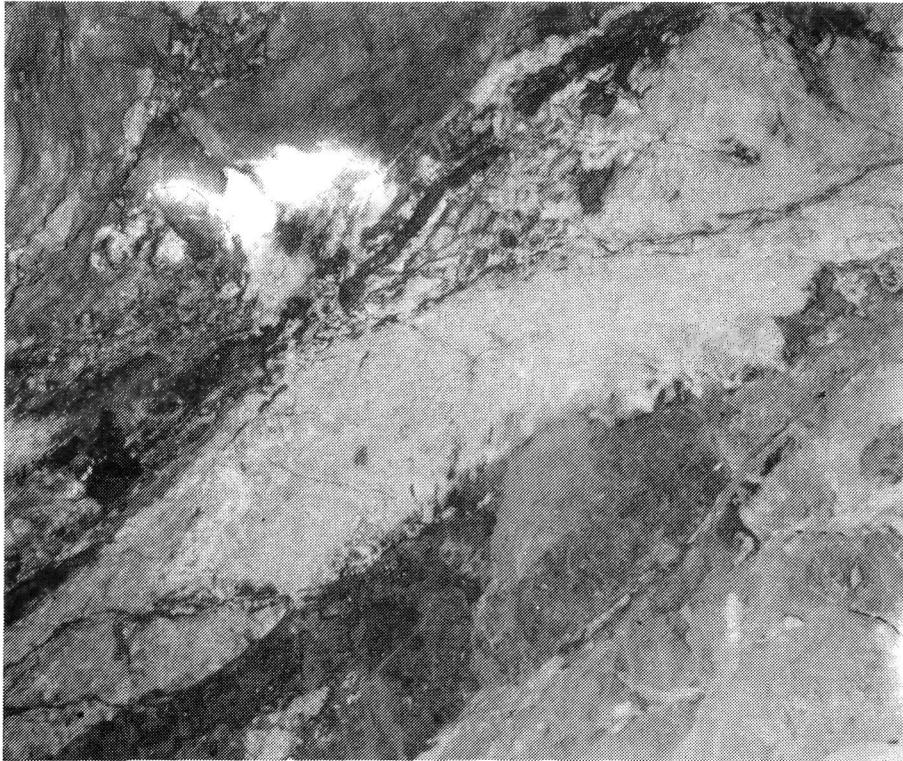


Foto 9: Mina San Rafael 2°, Alumbres (Murcia). El proceso de arcillización de los mármoles de la Mischungzone es muy acusado en el nivel 135. La alteración se extiende a ambos lados del filoncillo de esfalerita que atraviesa oblicuamente los mármoles, de izquierda a derecha de la figura.

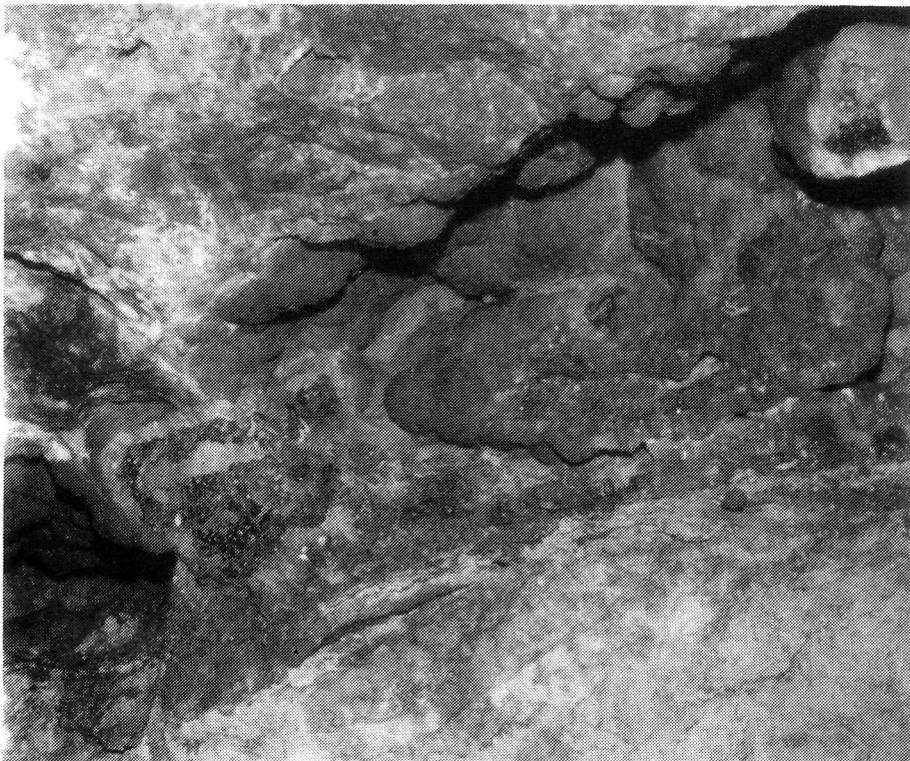


Foto 10: Mina San Rafael 2°, Alumbres (Murcia). Aspecto de un conducto cárstico en los mármoles bandeados de la Serie Filábride (Nivel 142) relleno con sulfuros BGPC y calcita concrecionada. El canal pudo formarse por un proceso previo de disolución de origen hidrotermal.

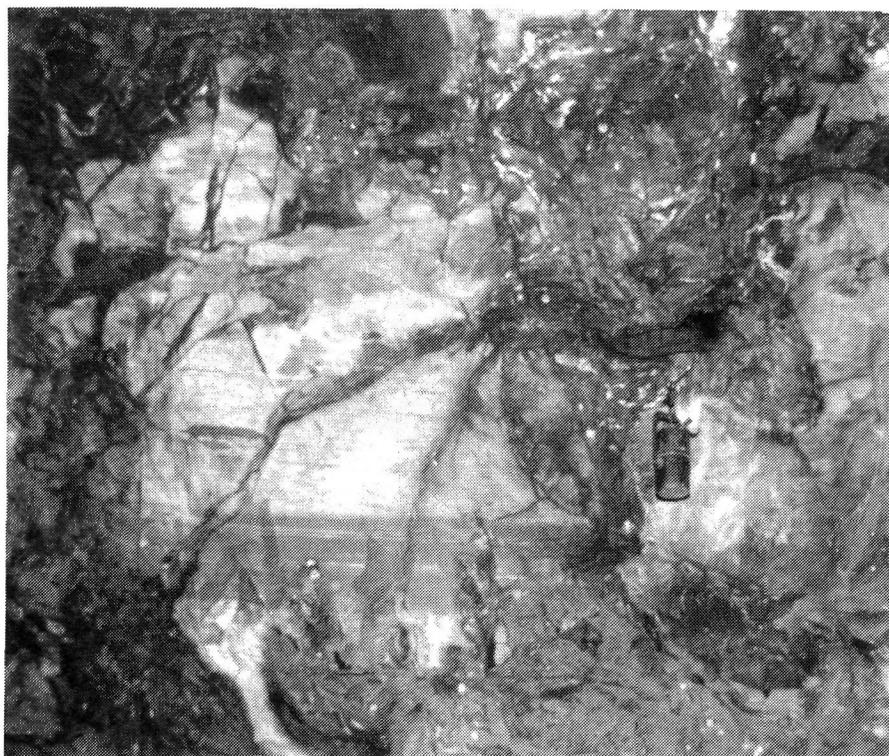


Foto 11: Mina San Rafael 2º, Alumbres (Murcia). Contacto entre los mármoles bandeados de la Serie Intermedia (Niv el 135 del Filón Prodigio) y los sulfuros. Obsérvese el claro aspecto cárstico que tiene el contacto entre las rocas encajantes y la mineralización.



Foto 12: Mina San Rafael 2º, Alumbres (Murcia). Aspecto del contacto entre las pizarras (abajo) y mármoles (arriba) de la Serie Filábride. La brecha de colapso, con matriz de sulfuros, que aparece a lo largo del contacto, tiene todo el aspecto de llenar un canal de disolución.



# ESTUDIO GEOQUIMICO DE LOS METASEDIMENTOS DEL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO COMO POSIBLE FUENTE DEL U DE LOS YACIMIENTOS DEL OESTE DE LA PROVINCIA DE SALAMANCA

A. MARTIN-IZARD \*, A. ARRIBAS ROSADO \*, J. HERRERO PAYO \*\*

**RESUMEN.**— Las últimas hipótesis sobre el origen de los yacimientos de U situados en las pizarras del complejo-esquistos grauváquico (C.E.G.) consideran como fuente del U los propios metasedimentos encajantes, fértiles, a partir de los cuales se habría concentrado dicho elemento en las brechas y fracturas que constituyen estos yacimientos.

Con objeto de comprobar la validez de esta teoría se ha llevado a cabo un estudio geoquímico, sistemático de los metasedimentos del C.E.G. situados al O. de C. Rodrigo. Este estudio se ha efectuado en tres etapas sucesivas, una previa, otra piloto, y otra sistemática.

El estudio previo demostró la posibilidad de efectuar los análisis utilizando muestras de superficie, mientras que el estudio piloto confirmó la existencia de niveles anómalos en U dentro de los niveles pelíticos. En consecuencia, el estudio sistemático se llevó a cabo sobre los diferentes materiales que forman la columna estratigráfica generalizada del C.E.G. en la zona, para lo que se tomaron 796 muestras pertenecientes a 3 perfiles y 2 sondeos.

Las rocas analizadas pertenecen a los siguientes tipos litológicos: filitas ampelíticas, sericíticas y cuarzo-sericíticas, cuarcitas, conglomerados, y rocas carbonatadas y anfibólicas. A su vez, y con el fin de comprobar si existía alguna relación entre el U y otros elementos menores, se analizaron el S, y el C orgánico y total.

De todos los elementos analizados se hallaron el valor medio y las desviaciones típicas y standard, considerando como valores normales los comprendidos entre la media y esta más menos una desviación, mientras que se consideraron como anómalos los análisis que superaban o quedaban por debajo de este último valor.

Los resultados obtenidos demuestran que existe una relación directa entre el carácter ampelítico de la roca y su contenido en U, y que la mitad de este elemento puede considerarse como lábil y, por tanto, fácilmente movilizable. Además, los niveles anómalos tienen gran continuidad y han podido detectarse en todos los perfiles realizados.

\* Dept. de Geología y Mineralogía. Universidad de Salamanca.

\*\* División de Minería. ENUSA. Salamanca.

Por lo que se refiere al Th, Ni, Cu, Zn, Ti y Fe, existe también una relación directa entre el contenido en U y estos elementos, y el carácter ampelítico de la roca.

Los valores anómalos del C orgánico corresponden a las de carácter ampelítico. El P y S, aunque en superficie tienen gran dispersión, en los testigos de sondeo muestran una perfecta correlación con los otros elementos analizados.

En consecuencia, es posible admitir que el U ha sido extraído de los metasedimentos, y concentrado en las brechas y fracturas en las que se encuentra actualmente, por diversos procesos, entre ellos, un flujo hidrotermal convectivo de carácter geotérmico.

**ABSTRACT.**— The results of systematic geochemical study of the different lithologies making up the Late Precambrian-Lower Paleozoic schist and graywacke complex (C.E.G.), are given in this paper. The purpose of this study was to verify if the metasediments, which are the host-rock of several uranium deposits, are the source of the uranium contained in some rich orebodies located in the western region of the Salamanca province. The study was carried out in three successive stages: preliminary, previous and systematic.

Completion of the first two stages resulted respectively in the evidence of stratigraphic levels showing anomalous uranium contents and the feasibility of sampling to carry out the systematic stage, in which 796 samples, covering all C.E.G. lithologies, were analyzed.

The results proved the existence of a direct relationship between the ampelitic character of the rocks and the uranium content, as well as a great lateral continuity of the anomalous layers. Furthermore, a perfect correlation between the uranium and some other trace elements was verified after a comparative statistical analysis. Therefore, it seems likely to admit that the uranium actually concentrated in fractures and breccias was leached from the fertile metasediments.

## I. INTRODUCCION

La presencia en el O. peninsular de numerosas mineralizaciones uraníferas encajadas en rocas metasedimentarias, las cuales constituyen un nuevo tipo metalogénico, han sido objeto últimamente de diversos trabajos (Arribas 1980, 1984; Arribas y otros, 1983 y 1984; Martín-Izard y Arribas 1984; Martín-Izard, 1985), a propósito del origen, modo de transporte y deposición del U que ha dado lugar a los numerosos indicios y yacimientos. Según estos autores, la fuente de U se podría encontrar en las rocas encajantes fértiles es decir, las que contienen alto fondo geoquímico en dicho elemento de la serie metasedimentaria.

Las rocas encajantes de estas mineralizaciones pertenecen todas ellas al Complejo Esquisito-Grauváquico (C.E.G.), las cuales (Arribas y otros, 1983; Martín Izard y Arribas, 1984; Martín-Izard, 1985) se depositaron en una plataforma continental o mar epicontinental de naturaleza siliciclástica en la que se desarrollaron durante largos períodos de tiempo condiciones anóxicas, con deposición de materiales ampelíticos ricos en materia carbonosa y sulfuros de Fe.

Con el objeto de comprobar si, efectivamente, los metasedimentos del C.E.G. han podido ser la fuente de U, se ha llevado a cabo un estudio geoquímico sistemático de todas las litologías que lo forman para ver si, se produjo también un enriquecimiento parcial en algunos elementos metálicos, particularmente en U.

## 2. ANTECEDENTES

Este estudio ha sido llevado a cabo en tres etapas. La primera consistió en un estudio previo (Arribas y otros, 1983), con el objeto de poder definir y controlar las variables que podrían incidir en una investigación de esta clase y ver si este era representativo con muestras tomadas en superficie. El estudio se llevó a cabo con 41 muestras tomadas en diferentes litologías, a diferentes profundidades respecto de la superficie y de las que se analizó U total, U labil y Th. Se pudo comprobar que, mientras la materia carbonosa no se encontrara oxidada un estudio de estas características era perfectamente viable con muestras tomadas en superficie. Por otro lado, también se vió que, en general, las litologías de carácter ampelítico presentaban mayores contenidos en U.

Teniendo en cuenta los positivos resultados alcanzados en el estudio previo, se llevó a cabo un estudio geoquímico piloto (Arribas y otros, 1983), a partir de 322 muestras tomadas a lo largo del eje del sinclinal de Gallegos de Argañán (Fig. 1) y de manera que se abarcara la mayor parte de la serie estratigráfica general. Con este trabajo se comprobó que, el contenido medio en U es claramente mayor en las rocas de carácter ampelítico, que muchas muestras tienen altos contenidos en U, llegando a alcanzar valores de 60 ppm y que, casi todas las muestras anormales corresponden a filitas de carácter ampelítico.

## 3. ESTUDIO SISTEMATICO

Tomando como base los positivos resultados obtenidos en las fases anteriores, y para comprobar si las rocas metasedimentarias podrían ser la fuente del U que dió lugar a las mineralizaciones situadas en las brechas y fracturas del C.E.G., se llevó a cabo un desmuestre geoquímico sistemático de la columna estratigráfica. Para ello, se tomaron muestras según perfiles transversales a las grandes estructuras tectónicas (Fig. 1), concretamente, el anticlinal de Alameda, y los sinclinales de Villar de la Yegua, y Castillejo de Martín Viejo. Además, para com-

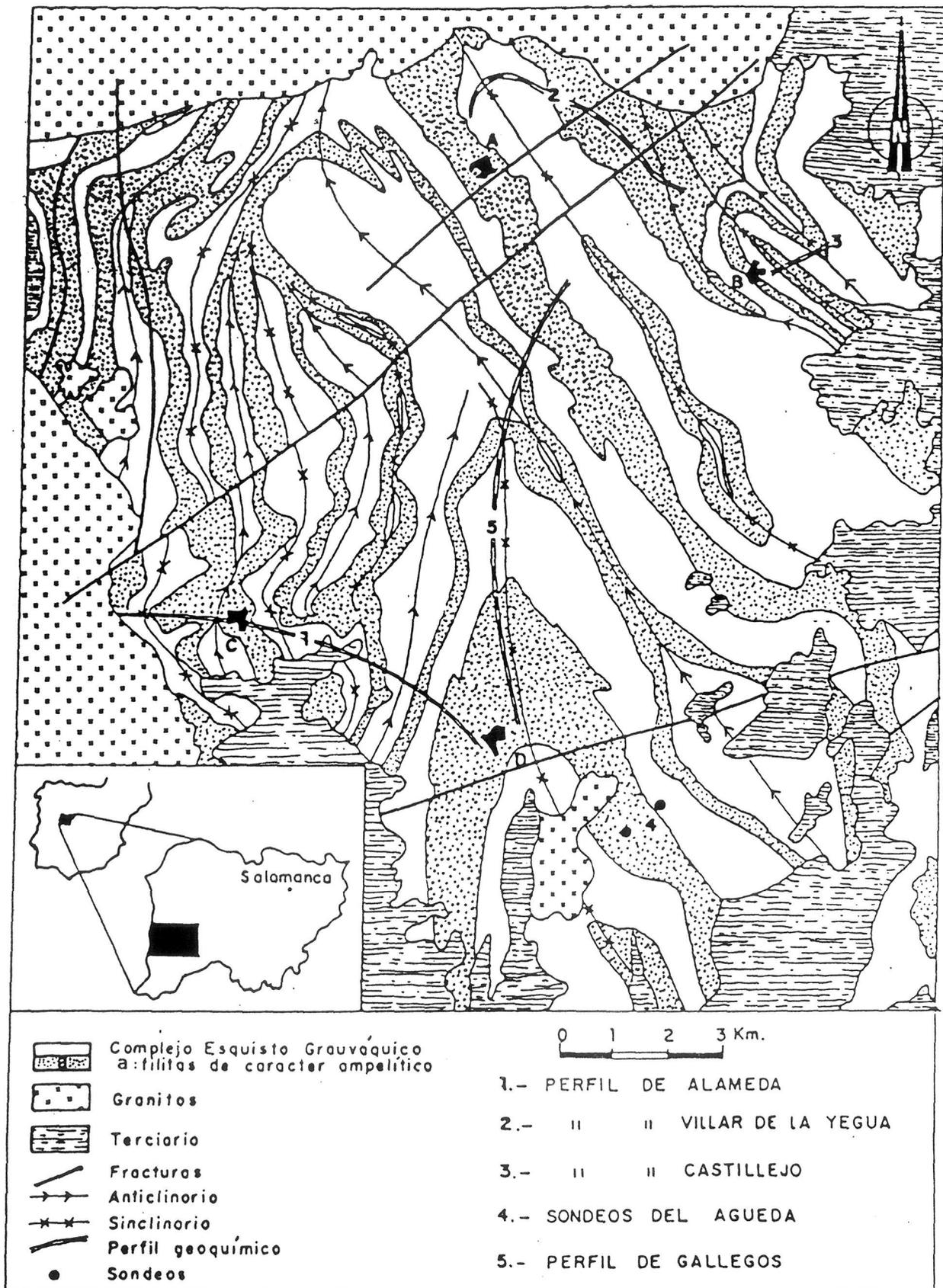


Figura 1: Esquema litoestructural del C.E.G. al O. de Ciudad Rodrigo.

probar las variaciones del contenido en los elementos analizados, y especialmente del U, se demostraron dos sondeos realizados en el flanco occidental del anticlinal del Agueda, en un área afectada únicamente por la primera fase tectónica, con el fin de evitar la repetición de unidades litológicas. (Arriba y otros, 1984). El criterio seguido para el demuestre fue el analizar todas y cada una de las diferentes litologías existentes en la columna estratigráfica regional, y cuando aquellas superaban los 5 m. de potencia, se tomaron varias muestras de acuerdo con la anchura del tramo.

También, para demostrar las rocas que estaban parcialmente oxidadas y/o alteradas en superficie, se escavaron pequeños pocillos hasta encontrar la roca fresca. Por último, al tiempo que se realizaba el demuestre, se midió la radiometría de cada una de las rocas con un escintilómetro SPP2NF.

Para el análisis químico, se tomaron aproximadamente 3 kg. de cada muestra, poniendo especial cuidado de no cogerlas de rocas brechificadas y fracturadas, ya que es en este tipo de materiales donde se encuentran normalmente las mineralizaciones.

A lo largo de los tres perfiles y dos sondeos, se tomaron un total de 795 muestras distribuidas de la siguiente forma:

- Perfil 1 (Alameda, fig. 1,1) = 252 muestras.
- Perfil 2 (Villar de la Yegua, fig. 1,2) = 261 muestras.
- Perfil 3 (Castillejo, fig. 1,3) = 99 muestras.
- Sondeos (anticlinal del Agueda, fig. 1,4) = 183 muestras.

En todos estos perfiles se han diferenciado los siguientes grupos litológicos.

Filitas de carácter ampelítico; filitas sericíticas y cuarzo-sericíticas; micacitas, cuarcitas y conglomerados; y rocas carbonatadas y anfibólicas.

De los cuatro tipos de rocas definidos en el área los dos primeros son los más abundantes. Con el fin de establecer la distribución geoquímica dentro de las diferentes facies, para cada una de las muestras se determinaron, por espectrometría  $U_{total}$ ,  $U_{labil}$ , y  $Th$  y por fluorescencia de rayos X por energía dispersiva Ni, Cu, Zn, Ti, Fe, y P. Así mismo, se analizaron de 151 muestras representativas de todos los tipos litológicos, S, C orgánico y C total.

Además para una mejor interpretación del significado de los valores obtenidos, para cada uno de los elementos analizados, se halló el valor medio y las desviaciones media y estandar. Todos los valores comprendidos entre el medio y este más o menos una desviación, han sido considerados como normales, y únicamente se han considerado como anómalos los que quedan por encima o por debajo de los valores antes mencionados.

Con estos resultados y teniendo en cuenta las características litológicas de cada una de las muestras, se ha efectuado un estudio comparativo entre ellas, pa-

ra ver las posibles relaciones existentes entre las que presentan valores anómalos, ya sean altos o bajos —aunque haciendo hincapié en los primeros— y poniendo particular atención para determinar las relaciones entre las características litológicas y los contenidos en U y los demás elementos.

Por lo que se refiere a la distribución del U, Arribas y otros (1984), exponen los primeros resultados obtenidos en este estudio sistemático, observándose ya entonces que, las rocas más interesantes por sus contenidos en U son las filitas de carácter ampelítico las cuales a su vez, representan un importante porcentaje dentro de las pizarras del C.E.G., por lo que, existen grandes volúmenes de roca fértil.

Por otro lado los niveles estratigráficos que poseen un alto contenido en U tienen, en general, gran continuidad lateral, por lo que han sido identificados en todos los perfiles realizados, permaneciendo muy constante la relación  $U_{total}/U_{labil}$  en todas las muestras.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo para el U quedan representados en la tabla 1 y se resumen a continuación.

TABLA 1: Distribución estadística del U en los diferentes tipos de roca del C.E.G.

Litología	Nº de muestras	> 10 ppm	> 17 ppm (X + n)	> 20 ppm	> 30 ppm
Filitas de carácter ampelítico	372	77 (21%)	32 (8.6%)	28 (7.5%)	14 (3.7%)
Filitas sericíticas	328	13 (3.9%)	1 (0.3%)	0	0
Micacitas, cuarcitas y conglomerados	79	7 (8.8%)	0	0	0
Rocas carbonatadas y anfibólicas	16	1 (6.2%)	0	0	0

Ninguna roca perteneciente a micacitas, cuarcitas, conglomerados, rocas carbonatadas y anfibólicas contienen valores anómalos en U, esto es, sus contenidos no están por encima de la medida más la desviación, valor este situado en 17 ppm.

En cuanto al contenido en U de las filitas sericíticas, únicamente la muestra P-1-247 tiene un valor superior a 17 ppm, llegando a 17.6.

Sin ninguna duda y tal y como se venía apuntando, las rocas más interesantes por sus contenidos en U son las filitas de carácter ampelítico, caracterizadas a su vez por sus altos contenidos en materia carbonosa y sulfuros de Fe.

— De las 33 muestras anómalas en U, 32, es decir el 97% corresponden a filitas de carácter ampelítico. Dentro de esta litología las 32 muestras representan el 8,6% del total de rocas ampelíticas. Además, 14 muestras, lo que supone un 3,7%, dan más de 30 ppm, siendo de destacar que 4 de ellas contienen 90, 111, 169 y 198 ppm.

— La relación  $U_{\text{lábil}}/U_{\text{total}}$  en el total de las rocas analizadas es 0.5, siendo las desviaciones media y standard inferiores a 0.12, por lo que, en principio, la mitad del U contenido en las rocas del C.E.G. es lábil y, por tanto, fácilmente lixiviable y movilizable.

— Además, y como era igualmente de esperar, existe una relación directa entre los contenidos en U y los valores radiométricos medidos con el SPP2, es decir, no hay ningún tipo de desequilibrio radiométrico.

— Los análisis realizados han demostrado la presencia en C.E.G. de niveles ampelíticos con alto contenido en U. Estos horizontes han sido detectados en todos los perfiles realizados, lo que demuestra la existencia de niveles estratigráficos, de carácter reductor, que tienen una gran continuidad lateral.

— Existen 2 muestras la P-37, y la P-38, cuyos contenidos en  $U_{\text{total}}$  son elevados —91 y 36 ppm respectivamente— mientras que los de  $U_{\text{lábil}}$  son prácticamente nulos. El análisis mineralógico ha permitido comprobar que ambas —situadas una a techo y otra a muro del mismo nivel— eran ricas en circón, lo que explica el porqué de dichos valores anómalos.

Por lo que se refiere a los valores de Ni, Cu, Zn, Ti y Fe, los resultados obtenidos se resumen así:

— De un total de 325 muestras anómalas en alguno de esos elementos 192 es decir, el 60% del total, corresponden a filitas de carácter ampelítico; 115, el 34% a filitas sericíticas; 9, al 2.5% a cuarcitas y conglomerados, y 8, el 2.5% a rocas carbonatadas y anfibólicas. Cabe señalar que ninguna muestra perteneciente a las dos últimas litologías es anómala en Ti ó en Fe.

— Considerando la media más dos desviaciones, media y standard, hay un total de 65 muestras que sobrepasan este valor. De estas muestras, 39, lo que supone el 61%, corresponden a filitas de carácter ampelítico; 20, el 30% a filitas y cuarcitas sericíticas; 4 el 6%, a calizas y anfibolitas; y 2, el 3% a cuarcitas y conglomerados. Estos valores permiten afirmar que, aunque no tan marcadamente como en el caso del U, la mayor parte de las muestras anómalas en alguno de estos 5 elementos pertenece a filitas de carácter ampelítico. —

— Cabe señalar, además, que de las 33 muestras anómalas en U, 26, es decir el 79%, lo son también en alguno de aquellos 5 elementos, existiendo pues una relación directa entre las anomalías geoquímicas en U y las correspondientes al Ni, Cu, Zn, Ti y Fe. Por otro lado, 6 de las 7 muestras anómalas en U, pero no

en los otros elementos, están situadas entre muestras que si lo son. Por ello, únicamente la muestra P-2-53, anómala en U, no está directamente relacionada o comprendida entre las que presentan contenidos anómalos en Ni, Cu, Zn, Ti y Fe.

— Cabe señalar que las muestras P-1-26, S-136, P-2-105 y A-47, ésta última correspondiente al estudio geoquímico previo, situados en diferentes perfiles pero con contenidos anómalos en U y los otros 5 elementos, se encuentran en un mismo nivel estratigráfico.

— De las muestras cuyos contenidos geoquímicos en U, Ni, Cu, Zn, Ti y Fe son inferiores a la media menos una desviación, únicamente el 10% corresponde a filitas de carácter ampelítico; el 11%, a filitas y cuarcitas sericíticas; el 50%, a cuarcitas y conglomerados; y el 29% a rocas carbonatadas y anfibólicas. Si se tiene en cuenta que más de 85% de las rocas analizadas son filitas, ya sean ampelíticas o sericíticas, y que el 80% de las que muestran bajos contenidos geoquímicos en los elementos citados pertenecen a cuarcitas, conglomerados y rocas carbonatadas y anfibólicas, puede decirse que, tal y como era de esperar, estas litologías son prácticamente estériles en dichos elementos, y que, por tanto, no presentan condiciones para ser rocas fuente del U.

— Los análisis del P muestran una mayor dispersión que la de los otros elementos, no observándose, en las muestras tomadas en superficie, relación alguna entre la distribución del P, las diferentes litologías, y el contenido en los otros elementos. Sin embargo, en las muestras de los sondeos, sí que existe una clara relación entre las filitas ampelíticas, anómalas en U, y las que muestran contenidos anómalos en P y alguno de los otros 5 elementos. Cabe pensar, pues, que el P se ha comportado como un elemento extremadamente móvil, por lo que, en las muestras de superficie, que siempre están parcialmente oxidadas, su distribución es muy irregular.

Por lo que se refiere a los análisis de C orgánico, C total, y S cabe destacar los siguientes resultados:

— Todas las muestras ricas en C orgánico corresponden a filitas ampelíticas y sericítico-ampelíticas, siendo muy bajo el contenido de dicho elemento en las restantes litologías. Así, en las rocas de carácter ampelítico, el contenido medio se sitúa en un 0.51% llegándose a alcanzar valores de hasta 2.79%, mientras que en las restantes rocas dichos valores son 0.13% y 0.5%. Ello pone de manifiesto la estrecha relación existente entre el color de la roca y su contenido en C orgánico.

— El contenido medio en S muestra una clarísima diferencia entre las muestras de superficie y las procedentes de los sondeos. Así, mientras que en las primeras dicho contenido es de 0.07%, en las últimas es de 0.5% lo que indica claramente que las muestras de los perfiles P1, P2 y P3 están parcialmente alteradas y con la pirita oxidada. Sin embargo, los valores correspondientes al Fe son muy

parecidos, lo que indica que la mayor parte de este elemento permaneció en las rocas como óxido.

— Las escasas muestras de superficie que presentan una distribución irregular del C orgánico, ya sea ésta positiva o negativa, deben esta condición, en el primer caso, a la presencia de material vegetal —tal y como ocurre con la P-1-62— o, en el segundo caso, a la fuerte alteración de la roca —muestra P-2-53—.

— En los sondeos, donde las rocas no están alteradas el valor medio del contenido en S de los materiales de carácter ampelítico es del 1.6% alcanzándose valores de hasta 4.4%, mientras que en el resto de las rocas es de 0.56% con un máximo del 1.48%.

— También en los sondeos, el contenido en C orgánico de las rocas de carácter ampelítico alcanza un valor medio de 0.5%, mientras que en el resto de las litologías es del 0.18%, valores ambos muy próximos a los obtenidos en los desmuestres de superficie, por lo que se puede considerar que el C orgánico ha sido menos móvil que el S.

#### 4. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos por el estudio geoquímico sistemático permiten llegar a las siguientes conclusiones:

— La mayoría de las muestras cuyo contenido en U es mayor que 17 ppm corresponden a filitas de carácter ampelítico, existiendo únicamente una filita sericitica que alcanza un valor semejante. Esto indica que el U se depositó casi exclusivamente en los sedimentos que contenían abundante materia carbonosa y sulfuros de Fe, es decir, en los de carácter reductor.

— Junto con el U, la materia carbonosa y el S se depositaron otros elementos —entre ellos, Ni, Cu, Zn, Ti, Fe y P— que muestran, cuando las rocas son frescas, una estrecha relación entre el contenido en U, C orgánico y S, y el carácter reductor de las pizarras.

— Los niveles estratigráficos que presentan valores anómalos en U, Ni, Cu, Zn, Ti, Fe y P tienen, por lo general, una gran continuidad lateral, y por ello han sido identificados en todos los perfiles.

— Las filitas de carácter ampelítico, muy abundantes en el área, representan más de 40% de la serie estratigráfica, por lo que en esta parte del C.E.G. existe un enorme volumen de roca fértil. Por otro lado, dado que la relación  $U_{\text{libil}}/U_{\text{total}}$  se mantiene constante en todas las rocas analizadas, tanto las de superficie como las de los sondeos, la cantidad de U movilizable es, en principio, muy im-

portante, y capaz de explicar que, por lixiviación de las pizarras del C.E.G. se ha podido movilizar y redepositar el importe tonelaje de  $U_3 O_8$  que se encuentra en las estructuras mineralizadas.

A la vista de los positivos resultados obtenidos por la geoquímica con los que se demuestra que son los esquistos ampelíticos los que tienen mayor contenido en U, puede aceptarse como válida la hipótesis de que estos materiales son la fuente del uranio que dió origen a los yacimientos encajados en los propios esquistos. Aparte del U, el S es también muy abundante en los esquistos ampelíticos, los cuales contienen una gran cantidad de pirita diagenética en los planos de esquistosidad.

En cuanto al Ni y Cu, es necesario destacar un dato altamente significativo: como resultado de la lixiviación de las eras para la extracción del U de la mina Fé, junto con este elemento se concentran más de 150 ppm de Ni y alrededor de 75 ppm de Cu, lo que puede ser consecuencia del alto stock geoquímico que, de estos dos elementos tienen las rocas encajantes de las mineralizaciones uraníferas; lo que está de acuerdo con la presencia, aunque escasa, de calcopirita entre los minerales de la paragénesis.

Por lo que se refiere al Ti, tal y como se ha indicado anteriormente hay una gran abundancia de rutilo en los metasedimentos, lo que explica la riqueza de éstos en dicho elemento.

La presencia de esfalerita entre los minerales que forman la paragénesis uranífera indica que el Zn se movilizó a partir de los metasedimentos junto con el U, lo que sería consecuencia del alto stock geoquímico que las pizarras tienen en dicho elemento.

Por lo que se refiere al P, por el contrario apenas si existe este elemento en los esquistos ampelíticos. Ello explica la relativa escasez de fosfatos entre los minerales secundarios de U, los cuales son, en su mayor parte, silicatos.

Todos estos datos mineralógicos vienen a confirmar los resultados obtenidos por la geoquímica, esto es, que en ciertos tramos de la serie sedimentaria se depositaron también, junto con el U, S y la materia carbonosa, cantidades más o menos significativas de otros elementos especialmente Fe, Ni, Cu y Zn.

Por lo que se refiere a las causas que pudieron dar lugar a este enriquecimiento, HEINRICH (1966) ha recogido numerosas referencias en las que se señala que, en condiciones reductoras, el U puede ser extraído de la propia agua del mar, pasando a formar parte de los sedimentos. Por otra parte, MULLER y HALBACH (1983), indican también que el U contenido en ciertos sedimentos lacustres recientes y ligado a materia orgánica procede de la lixiviación de rocas volcánicas próximas.

En consecuencia, una situación similar podría haber tenido lugar durante la deposición de los sedimentos del C.E.G., en cuyo caso, el enriquecimiento de es-

tos últimos en U podría haber sido debido a la extracción de este elemento, en condiciones anóxicas, a partir del agua marina. A su vez, el uranio se podría haber acumulado en esta última por diferentes procesos. Entre otros, por la meteorización y erosión de la corteza continental, por lixiviación de rocas volcánicas—lavas y rocas piroclásticas—, medios todos ellos ricos en uranio, o por el aporte directo de U al medio de sedimentación a través de procesos exhalativos relacionados con fracturas existentes en la plataforma.

En este sentido, cabe señalar que, de acuerdo con los trabajos de DEGENS y otros (1977), diversos tipos de organismos de tipo planctónico pueden fijar en sus estructuras celulares elementos pesados, entre ellos el U. Por este proceso biológico, se pueden acumular en dichos organismos concentraciones hasta 10.000 veces superiores a las del agua marina, en donde los valores medios son inferiores a una decena de ppb. De esta forma, las concentraciones en aquellos organismos pueden alcanzar valores de varias decenas de ppm, pudiendo crecer este valor en función de la mayor abundancia de U en el medio. Por ello, los citados autores deducen que las condiciones reductoras en la cuenca de sedimentación sirven únicamente para preservar la materia orgánica rica en U, y no precisamente para fijar este elemento.

En consecuencia, el U de las pizarras ampelíticas pudo ser fijado por este proceso, es decir, que el plancton marino habría dado lugar en los sedimentos a concentraciones más o menos elevadas de U y otros elementos a partir del agua marina. Estos elementos habrían permanecido en las rocas sedimentarias gracias a las condiciones anóxicas del medio, las cuales impidieron la destrucción de los complejos que la materia orgánica formaba con el U y otros elementos pesados.

El ejemplo mejor conocido de este tipo de fijación anóxica de uranio en rocas sedimentarias es el del Mar Negro (DEGENS y otros, 1977), en donde la concentración media de U en el agua marina es de unas 3 ppb, mientras que en los sedimentos las concentraciones llegan a alcanzar valores de hasta 50 ppm. En este caso, la baja concentración del U en el agua marina se explica por la ausencia de dicho elemento en los aportes a la cuenca de sedimentación (DEGENS y ROSS, 1974), mientras que el U fijado en la materia orgánica se debe a los procesos metabólicos celulares del plancton existente en el agua del mar.

Por último la presencia en el C.E.G. de niveles ampelíticos ricos en Mn, el cual aparece en forma de espessartita, podría también ser indicativo de acciones exhalativas submarinas en un medio anóxico.

En resumen, se puede decir que, desde el punto de vista metalogénico, los resultados del estudio geoquímico de las filitas ampelíticas hacen viable la hipótesis de que, dadas las características sedimentológicas de las series del C.E.G. en esta zona, el U que forma las mineralizaciones situadas al Oeste de Ciudad Ro-

drigo ha podido ser extraído de los propios metasedimentos fértiles, es decir, de los que tienen un alto contenido geoquímico en dicho elemento.

La concentración del U en las brechas y fracturas en la que se encuentran actualmente la mineralización, podría ser debida a diversos procesos, entre los que destacan un flujo hidrotermal convectivo de carácter geotérmico (Arribas, 1984; Arribas y otras, 1983; Martín-Izard, 1985). Su funcionamiento sería similar al denominado bombeo sísmico, propuesto por Sibson y otros (1975), para explicar el origen de ciertas mineralizaciones hidrotermales de Pb-Zn.

## BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A. (1980). Sobre el Origen de las mineralizaciones españolas de uranio en rocas metasedimentarias. *Libro Jubilar J.M. Rios. Geología de España; tomo II*. I.G.M.E. (en prensa).
- ARRIBAS, A. (1984). Sobre el origen de los yacimientos filonianos de uranio en rocas metasedimentarias: el caso de mina Fé (Salamanca) España. *En «On Vein-Like uranium deposit»*; Int. Atom. ENEG., Viena, 211-234.
- ARRIBAS, A., MARTIN-IZARD, A., MONTES, J. (1983). Las mineralizaciones de uranio de la zona de Alameda de Gardón y su posición en el contexto geotectónico de las pizarras del Oeste de la provincia de Salamanca. *VIII Reunión de Geol. del Oeste Peninsular. Stud. Geol.*; XVIII; 201-224.
- ARRIBAS, A., MARTIN-IZARD, MONTES, J. (1984). Distribución Geoquímica del uranio en los measedimentos del C.E.G. al Oeste de la provincia de Salamanca. *VIII Congreso Intern. de Min. y Metalurgia*, Barcelona; 1; 353-358.
- DEGENS, E.T. y ROOS, P.A. (1974). The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. *Amer Ass. Petrol. Geol. Mem.*; 20, Tulsa, Oklahoma.
- DEGENS, E.T., KHOO, F., MICHAELIS, W. (1977). Uranium anomaly in Blanck Sea Sediments. *Nature*; 269; 566-569.
- HEINRICH, E.W. (1966). Geología y Mineralogía de las materias primas radiactivas. *Ed. Omega*. Barcelona.
- MARTIN-IZARD, A. (1985). El origen de los yacimientos de uranio en las pizarras del Complejo Esquisto-Grauváquico. *Tesis Doctoral Universidad de Salamanca*.
- MARTIN-IZARD, A., ARRIBAS, A. (1984). Relaciones entre la estratigrafía y las mineralizaciones uraníferas del Complejo Esquisto-Grauváquico en el Oeste de la Provincia de Salamanca. *I Congreso Español de Geología*. II; 577-587.

MULLER, A., HALBACH, P. (1983) the Anderson Mine (Arizona) an early diagenetic uranium deposit in Mioceno lake sediments. *Economic Geol.*; 78; 275-292.

SIBSON, R.H., MOORE, J., RANKIN, A.H. (1975) Seismic Pumping. A hydrothermal fluid transport mechanism. *Jour. Geol. Soc.*; 131; 311-350.

(Presentado por el Dpto. de Mineralogía el 11-October-1985)



## LOS CERATOLITOS DE ALGUNAS SECCIONES DEL NOROESTE DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (S.O. DE ESPAÑA) Y SONDEOS OCEANICOS (D.S.D.P.) ADYACENTES

J.-A. FLORES VILLAREJO \*

**RESUMEN.**— En este trabajo se describen, discuten y figuran 7 especies del morfotipo «ceratolito» (nanoplancton calcáreo), procedentes de diferentes secciones del Tortonense superior, Messiniense y Plioceno inferior del borde noroeste de la Cuenca del Guadalquivir (España) y sondeos oceánicos adyacentes.

**SUMMARY.**— The present work describes and discusses 7 species of ceratoliths (Calcareous nannoplankton) from different Upper Tortonian, Messinian and Lower Pliocene sections from the NW edge of the Guadalquivir Basin (Spain) and 5 adjacent D.S.D.P. sites.

Palabras clave.

Nanoplancton calcáreo, ceratolitos, sistemática, Tortonense, Messiniense, Plioceno inferior, Cuenca del Guadalquivir, España.

Key words.

Calcareous nannoplankton, systematic study, Tortonian, Messinian, Lower Pliocene, Guadalquivir Basin, Spain.

KAMPTNER (1950) define el género *Ceratolithus* en función de sus características morfológicas; sin embargo, con posterioridad, en base a las peculiaridades ópticas que ya se habían observado anteriormente, GARTNER & BUKRY (1975) crean el género *Amaurolithus*, caracterizado por presentar el eje cristalográfico «C» del nanolito perpendicular o subperpendicular al plano sobre el que se asienta el ceratolito. Por consiguiente, en esa posición, que es la normal en la que aparecen en las preparaciones, no muestran brillo al observarlos con los nícoles cruzados (no birrefringente o con baja birrefringencia), en contraposición al ahora validado *Ceratolithus*, que con luz doblemente polarizada brilla.

\* Departamento de Paleontología. Universidad de Salamanca.

Estos nanofósiles, pese a su relativa baja frecuencia en el registro, proporcionan una muy apreciada información bioestratigráfica en el Mioceno superior y Plioceno, en función de sus intervalos de distribución. En este sentido, sobre las especies reconocidas en las diferentes secciones del borde NO de la Cuenca del Guadalquivir y sondeos D.S.D.P.\* próximos (figura 2), se realizarán las oportunas consideraciones, en lo referente a la descripción morfológica, así como otros inherentes a la distribución cronoestratigráfica, y similitudes y relaciones con otros taxones.

El morfotipo, en general, como ya insinuaran MAZZEI et al. (1979), parece responder a formas con preferencia a desarrollarse en medios de mar abierto, punto este que coincide con los resultados de FLORES (1985), ya que observa un claro incremento de ellos (una vez descartados los efectos de disolución selectiva), en secciones D.S.D.P., equivalentes cronoestratigráficamente a las secciones del Continente. Asimismo, de acuerdo con las ideas de ROTH et al. (1975), BERGEN (1984) y FLORES (op. cit.), esas formas se encuadrarían dentro de aquellos en los que existe un claro dominio del proceso de recrecimiento sobre el de disolución (difícilmente solubles). En este sentido, el propio BERGEN (op. cit.) sitúa en sus listas ordenadas de incidencia del proceso de disolución, a *Ceratolithus* por debajo de *Amaurolithus* (quizás por una mayor similitud cristalográfico-estructural con los asterolitos). En los ejemplares observados en la Cuenca del Guadalquivir del morfotipo «Ceratolito» en sentido amplio, no se han observado diferencias marcadas en esa línea, siendo siempre el recrecimiento un proceso manifiesto.

Las características conservacionales determinan que este morfotipo sea ideal para su empleo como marcador bioestratigráfico, aunque a este rasgo se contrapone el hecho de su aparición esporádica y su condicionamiento batimétrico.

FLORES (1985), en el estudio de estas secciones presentadas en la figura 2, llega a la conclusión de que la asociación que se registra es de aguas transicionales. Los ceratolitos, en lo que respecta a su condicionamiento ecológico, están influidos esencialmente por los cambios batimétricos, y no observan, quizás por el anterior efecto, una variación cuantitativa como en otros morfotipos o especies indicadores de condiciones paleotérmicas.

## TERMINOLOGIA PARA LAS DESCRIPCIONES (GLOSARIO DE TERMINOS)

**BRAZOS.**— Estructuras sobresalientes y alargadas, normalmente curvadas hacia el interior del nanolito.

\* DEEP SEA DRILLING PROJECT, a cuya Organización agradecemos la cesión de las muestras para su estudio.

ESPOLÓN.— Proyección más o menos acusada de uno de los brazos sobre el vértice.

GARFIO.— Curvatura brusca en el extremo de un brazo, en el sentido en el que se desarrolla el otro.

NÓDULOS.— Estructuras semiesféricas, normalmente irregulares, que se alinean longitudinalmente al desarrollo de los brazos.

QUILLA.— Estructura longitudinal, afilada, que se dispone sobre los brazos y sigue su trayectoria.

SUTURA.— Línea de contacto entre los elementos que definen cada brazo.

VÉRTICE.— Extremo en el que concurren los brazos.

Este glosario para la descripción de los ceratolitos se adapta en términos generales al propuesto en la II Mesa Redonda sobre nanoplancton calcáreo (FARINACCI, Ed., 1971); sin embargo, se han introducido algunas variaciones para una mayor precisión en castellano.

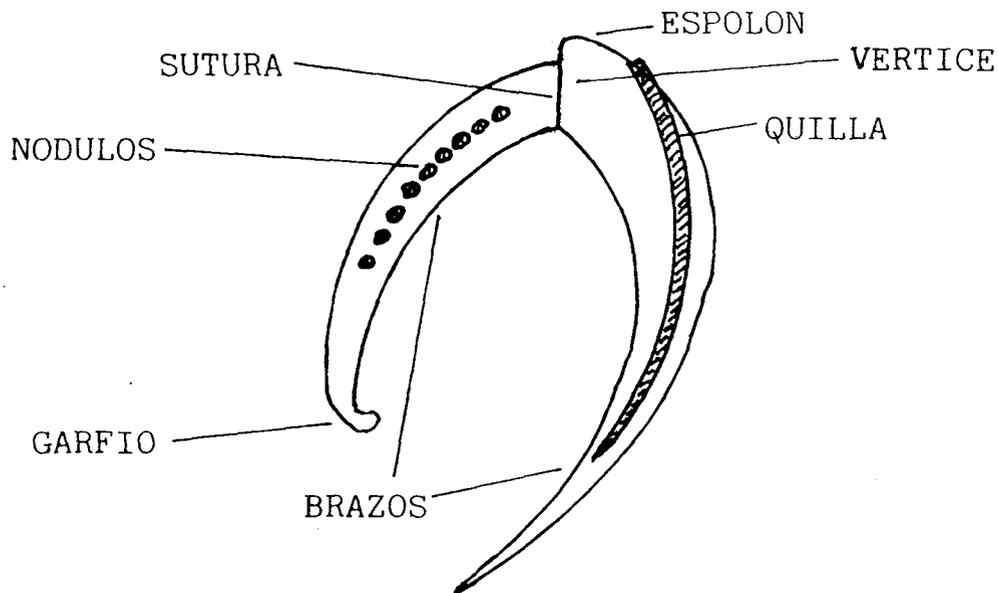


Figura 1: Morfotipo Ceratolito.

#### AMAUROLITHUS GARTNER & BUKRY, 1975

#### **Amaurolithus primus** (BUKRY & PERCIVAL, 1971 (GARTNER & BUKRY, 1975))

Lámina I; Figuras 1 y 2

1971 *Ceratolithus primus* BUKRY & PERCIVAL; L. 126; L. 1; fig. 12-14.

1973 *Ceratolithus primus*; HEKEL; L. 1; fig. 15-16.

1974 *Ceratolithus primus*; MÜLLER; pp. 591; L. 11; fig. 3.

1975 *Ceratolithus primus*; ELLIS; pp. 656.

1975 *Amaurolithus primus*; GARTNER & BUKRY; pp. 457; L. 7; fig. 1.

1976 *Amaurolithus primus*; RIO et al.; L. 5; fig. 1-3.

- 1977 *Amaurolithus primus*; PERCH-NIELSEN; pp. 745; L. 1; fig. 3, 5-6; L. 10; fig. 3.  
 1978 *Amaurolithus primus*; PROTO-DECIMA et al.; L. 5; fig. 10-11.  
 1978 *Amaurolithus primus*; BACKMAN; L. 2; fig. 8.  
 1978 *Amaurolithus primus*; HAQ & BERGGREN; L. 5; fig. 4.  
 ?1979 *Amaurolithus* cf. *primus* RAFFI & RIO; L. 8; fig. 5.  
 1984 *Amaurolithus primus*; BERGEN; pp. 430; L. 2; fig. 9.  
 1984 *Amaurolithus primus*; THEODORIDIS; pp. 80; L. 1; fig. 1-2.

Ceratolito no birrefringente o con baja birrefringencia, con ancha franja arqueada y brazos cortos. Asimétrico.

## PUNTUALIZACIONES

### *Brazos*

Cortos y bien diferenciados en longitud; el más largo suele poseer el extremo más agudo, aunque ambos están afilados. En la zona de unión de ambos se ensanchan considerablemente, llegando a ser en ocasiones el espesor próximo a la longitud total del brazo. La curvatura es variable, carácter que el largo acusa más.

### *Vértice*

Agudo o curvado; en ocasiones, comienza a definir una espina apical.

## TALLA

La magnitud máxima se sitúa entre las 5 y 8 micras.

## DISTRIBUCION CRONOESTRATIGRAFICA

HAQ et al. (1980) y HAQ & TAKAYAMA (1984), en un intento de datación de las edades absolutas de aparición de este taxón, comentan que se situaría entre los 6.20 a 6.30 millones de años, siendo éste el primer representante del género que se reconoce, y a pesar de que dicho evento sea prácticamente sincrónico en algunas regiones con la aparición de *A. delicatus*. Su primer registro en la zona NN 11 (*D. quinquerramus*) de MARTINI (1971) ha servido para que autores como BUKRY (1973 y 1975), ROTH (1973 y 1974) y OKADA & BUKRY (1980) entre otros, empleen ese dato para definir la base de la zona o subzona con el nombre de taxón. Desaparece ligeramente por encima de la aparición de *C. acutus*, hacia los 4.8 millones de años, en la parte alta de la zona de *A. tricorniculatus* (BUKRY y OKADA & BUKRY op. cit.), según GARTNER & BUKRY (1975).

## OBSERVACIONES

La morfología observada en estos nanolitos es variable; la longitud de sus lados, pese a ser cortos, fluctúa.

Se diferencia de *A. delicatus* en los brazos menos robustos que presenta esta especie (GARTNER & BUKRY 1975). De *A. tricorniculatus* lo diferencian los brazos más largos, curvados y regulares de éste, así como el prominente espolón. De *A. amplificus* se distingue por la mayor talla, la franja del arco más ancha, así como el vértice más agudo.

En nuestras muestras hemos podido observar formas intermedias entre las especies *A. primus*, *A. tricorniculatus* y *A. delicatus*, que en este caso hemos incluido en *A. ninae*. MÜLLER (1974), por su parte, añade que no se sabe realmente si se trata de una especie con entidad propia o una variedad de *A. tricorniculatus*; la diferente distribución cronoestratigráfica, y a nuestro entender, netas diferencias morfológicas, nos inducen a no considerar este punto.

PERCH - NIELSEN (1977) la supone descendiente de *Triquetrorhabdulus rugosus*.

**Amaurolithus delicatus** GARTNER & BUKRY, 1975

Lámina I; Figuras 6 y 7

- 1975 *Amaurolithus delicatus* GARTNER & BUKRY; pp. 456; fig. 7; a, f.  
 1976 *Amaurolithus delicatus*; RIO et al.; L. 5; fig. 4-12  
 1977 *Amaurolithus delicatus*; PERCH-NIELSEN; pp. 745; L. 1; fig. 9; L. 2; fig. 1-2, 4, 7, 10, 12; L. 4; fig. 1-2, 4-5; L. 6; fig. 8, L. 10; fig. 1-2.  
 1978 *Amaurolithus delicatus*; PROTO-DECIMA et al.; L. 5; fig. 3-7.  
 1978 *Amaurolithus delicatus*; HAQ & BERGGREN; L. 5; fig. 2-3.  
 1978 *Amaurolithus delicatus*; BACKMAN; L. 2; fig. 9  
 1979 *Amaurolithus delicatus*; RAFFI & RIO; L. 8, fig. 7-9.  
 1980 *Amaurolithus delicatus*; MOSHKOVITZ & EHRLICH; pp. 16; L. 7; fig. 29.  
 1982 *Amaurolithus delicatus*; VAROL; L. 2; fig. 8-11; L. 3; fig. 20.  
 1984 *Amaurolithus delicatus*; BERGEN; pp. 430; L. 2; fig. 4-5.  
 1984 *Amaurolithus delicatus*; THEODORIDIS; pp. 80; L. 1; fig. 9-11.

Ceratolito no birrefringente o con baja birrefringencia, asimétrico y con los brazos muy finos y de similares características.

## PUNTUALIZACIONES

*Brazos*

Finos y desiguales, aunque en algunos ejemplares se puede observar una longitud similar. Los extremos pueden estar bien separados o más o menos próximos. La curvatura

se acentúa más en el largo, y en ambos las puntas son agudas. La anchura se mantiene constante en uno y otro, aunque en algunos casos puede notarse una mayor anchura en la zona del arco. La curvatura, externa e internamente, se mantiene constante.

#### *Vértice*

Regular y redondeado.

#### *Talla*

La máxima magnitud del ceratolito mide en torno a las 8 micras.

## DISTRIBUCION CRONOESTRATIGRAFICA

Ya se comentó que por lo general aparece con posterioridad a *A. primus*, evento este que MAZZEI (1977) hace coincidir con el límite Tortoniense-Messiniense (equivalente a la aparición de *Globorotalia conomiozea*). BUKRY & GARTNER (1975) lo reconocen hasta los 3.6 (?) millones de años.

## OBSERVACIONES

Coincidiendo con la opinión de GARTNER & BUKRY (1971), hemos podido observar un pequeñísimo espolón; un criterio ciertamente subjetivo nos ha inducido a incluir en esta especie aquellas formas con esta estructura siempre que sea insignificante; en el caso de que sea prominente, sin llegar a definir estructuras como las reseñamos en *A. tricorniculatus*, las hemos adscrito a *A. ninae*. Del mismo modo son frecuentes formas intermedias con *A. primus* cuando los ejemplares presentan brazos y arcos relativamente más grueso de lo que cabría esperar (Lámina I; Figura 3); es posible que en algunos casos este hecho se deba a fenómenos de recrecimiento. Según los autores aludidos, la presente especie no debe proceder de *A. primus*, pues con un rango similar suelen aparecer separados, y sugieren una relación ecológica.

***Amaurolithus tricorniculatus* (GARTNER, 1967) GARTNER & BUKRY, 1975**

Lámina II, Figuras 3-6

1967 *Ceratolithus tricorniculatus* GARTNER; pp. 5; L. 10; Fig. 4-6.

1971 *Ceratolithus tricorniculatus*; MARTINI; L. 4; fig. 7.



## DISTRIBUCION CRONOESTRATIGRAFICA

MARTINI & WORSLEY (1971) comentan que su desaparición marca el techo de la zona NN 14. La NN 12 posee su nombre, y sería parcial o totalmente equivalente a las que con la misma denominación señalan ROTH (1973 - 1974), BARBIERI et al. (1976), PERCH-NIELSEN (1972) y WISE (1973). Según HAQ et al. (1980) y HAQ & TAKAYAMA (1984) su primer registro tiene lugar a los 5.7 millones de años, y su desaparición a los 4.3 millones de años.

## OBSERVACIONES

El espolón suele ser el rasgo que lo diferencia de formas próximas como *A. primus* y *A. delicatus*, pues de aparecer en ellas, siempre es insignificante. De *A. ninae*, cuando los ejemplares presentan cierto recrecimiento, son difíciles de diferenciar, pero por lo general el espolón en esta especie es menos manifiesto. Insistiendo en las diferencias entre estos dos taxones, es el momento de reseñar que las hemos llevado a cabo sobre ejemplares que no presentaban recrecimiento, situación en la cual los rasgos característicos de uno y otro son patentes. No obstante somos conscientes de que una profunda revisión puede alterar estos conceptos. De *A. bizarrus* se diferencia por la presencia en estos de una barra sobre la que se suelda el ceratolito (GARTNER & BUKRY, 1975). De *C. cristatus*, según ELLIS et al. (1972), lo diferencia el espolón, así como la birrefringencia que este último muestra.

MARTINI & WORSLEY (1971) mencionan la existencia de formas transicionales entre *C. rugosus* y *A. tricorniculatus* (*A. amplificus* ?, GARTNER & BUKRY (1975)), y lo suponen descendiente directo.

### ***Amaurolithus ninae* PERCH-NIELSEN, 1977**

Lámina I; Figuras 8?, 9-11, 12?

Lámina II; Figuras 1 y 2?

1977 *Amaurolithus ninae* PERCH-NIELSEN; pp. 745; L. 2; fig. 8, 9, 14; L. 4; fig. 3, 6-14; L. 5; fig. 9, 12-14; L. 49; fig. 5.

Ceratolito moderadamente asimétrico (este rasgo acusado únicamente por las estructuras apicales), de brazos finos y curvados, con un pequeño espolón.

## PUNTUALIZACIONES

### *Brazos*

Largos, relativamente finos, con los extremos agudos, muy próximos uno del otro, que hacia el cierre del arco se engrosan regular e insensiblemente; ambos con una curvatura uniforme y similar, y el resto de características igualmente idénticas. La única diferencia existente es que uno de ellos, que puede llegar a ser más corto, se prolonga dando lugar al espolón, además de presentar muy esporádicamente, una incipiente nodulación irregular.

### *Vértice*

Define la poco acusada asimetría de las formas, con un espolón agudo o romo, siempre de menor entidad (hasta 3 o 4 veces menos que el grosor de la franja del arco); este siempre sigue la curvatura del brazo en el que se continúa.

## TALLA

La máxima magnitud de 8 a 11 micras.

## DISTRIBUCION CRONOESTRATIGRAFICA

Según la descripción original aparece en el Mioceno superior. En nuestras muestras se registra hasta el Plioceno inferior.

## OBSERVACIONES

Presenta características intermedias, esencialmente, entre *A. tricorniculatus* y *A. delicatus*. La posesión del espolón lo asignaría a la primera especie, pero la morfología general de los brazos es más próxima a la segunda. La dificultad en describir generalmente ejemplares con tales características, así como la existencia de un término que las incluya, nos ha inclinado a emplearla, sin perjuicio de que en ulteriores revisiones se pueda modificar su «status». Igualmente hay que reseñar que muy posiblemente muchas de las figuras que PERCH-NIELSEN muestra en la cita original, puede que no sean identificables con una sola especie (ésta u otras).

**Amaurolithus amplificus** (BUKRY & PERCIVAL, 1971) GARTNER & BUKRY, 1975

- 1971 *Ceratolithus amplificus* BUKRY & PERCIVAL; pp. 125; L. 1; fig. 9-11.  
 1973 *Ceratolithus dentatus*; BUKRY; pp. 676; L. 2; fig. 1-3.  
 1973 *Ceratolithus amplificus*; ROTH; pp. 735.  
 1973 *Ceratolithus amplificus*; HEKEL; L. 1; fig. 12.  
 1974 *Ceratolithus amplificus*; GARTNER & BUKRY; pp. 116; L. 1; fig. 5-7.  
 1975 *Amaurolithus amplificus*; GARTNER & BUKRY; pp. 454; L. 6; fig. g-l  
 1977 *Amaurolithus amplificus*; PERCH-NIELSEN; pp. 745; L. 1; fig. 1; L. 2; fig. 3, 5-6, 8, 11, 13; L. 10; fig. 4-5.  
 1978 *Amaurolithus amplificus*; HAQ & BERGGREN; L. 5; fig. 1.  
 1978 *Amaurolithus amplificus*; PROTO-DECIMA et al.; L. 5; fig. 8.  
 1979 *Amaurolithus amplificus*; RAFFI & RIO; L. 8; fig. 1, 4.  
 1982 *Amaurolithus amplificus*; MUZYLOV; L. 1; fig. 22.  
 1984 *Amaurolithus amplificus*; BERGEN; pp. 430; L. 2; fig. 8.  
 1984 *Amaurolithus amplificus*; THEODORIDIS; pp. 80; L. 1; fig. 3-8.

Ceratolito grande, no birrefringente o con baja birrefringencia, asimétrico, con un brazo rectilíneo ornamentado ocasionalmente, y el otro doblado angularmente. Vértice agudo.

## PUNTUALIZACIONES

*Brazos*

Relativamente largos, uno de ellos con trazado rectilíneo, grueso y a veces con un poco marcado garfío, prolongándose hasta constituir el vértice; sobre él se suelen colocar de 6 a 8 nódulos semiesféricos. El otro brazo, algo más corto, presenta un abrupto adelgazamiento desde el arco hasta su afilada punta; el paso a aquél se produce igualmente de forma abrupta, lo que determina una cierta angulosidad, tanto en el interior como en la periferia.

*Vértice*

Agudo, acentuando la asimetría del nanolito. El espesor de la franja de éste puede ser hasta tres veces el espesor medio de los brazos.

## TALLA

Máxima magnitud de 10 a 12 micras.

## DISTRIBUCION CRONOESTRATIGRAFICA

HAQ et al. (1980) y HAQ & TAKAYAMA (1984) proponen una dispersión entre los 5.65 a 5.30 millones de años, con una distribución Mioceno-superior y/o

base del Plioceno (?). SCHMIDT (1973) define la zona de su nombre en la base del Plioceno. Igualmente ROTH (1973, 1974) diferencia en la base del Plioceno una zona con esa misma nomenclatura, pero con distinta entidad.

## OBSERVACIONES

Comentan GARTNER & BUKRY en la descripción original, que presenta características intermedias entre *A. tricorniculatus* y *C. rugosus*. Los brazos más gruesos, con una curvatura menos uniforme, la diferencian de la primera, mientras que de la segunda es la birrefringencia el rasgo distintivo. Parece tratarse del eslabón con *Ceratolithus*. La más acentuada simetría y margen interno angular, así como la mayor talla, la diferencian del resto de las representantes del género.

### **Ceratolithus** KAMPTNER, 1950

#### Grupo de **Ceratolithus rugosus-cristatus**

Se incluyen aquí aquellos representantes del género *Ceratolithus*, con gran afinidad morfológica, de los que MARTINI & WORSLEY (1971) llegaron a decir que *C. rugosus* sería una forma más calcificada (queda por comprobar si el sentido de la frase tenía relación con fenómenos de recrecimiento, o sencillamente con un proceso evolutivo puramente biológico). En este sentido, BERGEN (1984) comenta que puede tratarse de la misma especie, dentro de la cual existen morfotipos producto de un más acusado recrecimiento: a confirmar esta idea le lleva el que en sus estudios observe similar distribución cronoestratigráfica.

En las muestras observadas por nosotros, es *C. cristatus* el que aparece con mayor regularidad, si bien, ocasionalmente, se reconoce algún ejemplar de la otra especie. De igual manera, y reforzando estas ideas últimamente expuestas, son frecuentes las formas intermedias. Sin embargo, de acuerdo con la filosofía de este trabajo, realizaremos una reseña independiente dado que un buen número de autores hasta el momento así lo han hecho, quizás por la carencia de trabajos en los que se estudie de forma exhaustiva el hecho.

### **Ceratolithus rugosus** BUKRY & BRAMLETTE, 1968

Lámina II; Figuras 10 y 11

1968 *Ceratolithus rugosus* BUKRY & BRAMLETTE; pp. 152; L. 1; fig. 5-9.

1969 *Ceratolithus rugosus*; GARTNER; pp. 549; L. 1; fig. 10.

- 1971 *Ceratolithus rugosus*; MARTINI; L. 4; fig. 8-9.  
 1971 *Ceratolithus rugosus*; MARTINI & WORSLEY; pp. 1477.  
 1972 *Ceratolithus rugosus*; STRADNER; L. 36; fig. 9.  
 1972 *Ceratolithus rugosus*; ELLIS et al.; pp. 58; L. 18; fig. 1.  
 1973 *Ceratolithus rugosus*; AKERS & KOEPEL; L. 3; fig. 11.  
 1973 *Ceratolithus rugosus*; HEKEL; L. 1; fig. 18-20.  
 1974 *Ceratolithus rugosus*; MÜLLER; pp. 591; L. 11; fig. 1.  
 1975 *Ceratolithus rugosus*; GARTNER & BUKRY; pp. 259; L. 5; fig. a-e.  
 1977 *Ceratolithus rugosus*; PERCH-NIELSEN; pp. 746; L. 1; fig. 7, 8, 10-18; L. 9; fig. 9-10.  
 1978 *Ceratolithus rugosus*; MOSHKOVITZ & EHRLICH; L. 1; fig. 8-9.  
 1978 *Ceratolithus rugosus*; PROTO-DECIMA et al.; L. 4; fig. 1-4, 6.  
 1982 *Ceratolithus rugosus*; VAROL; L. 5; fig. 10.  
 1984 *Ceratolithus rugosus*; BERGEN; pp. 431; L. 2; fig. 14-15.  
 1984 *Ceratolithus rugosus*; THEODORIDIS; pp. 82.

Ceratolitos moderadamente asimétricos, birrefringentes, con la periferia interna y externa, así como su superficie, irregulares.

## PUNTUALIZACIONES

### *Brazos*

Desiguales, el más largo es el que presenta la curvatura menos acusada; ambos poseen los flancos subparalelos, excepto en los extremos, los cuales son normalmente romos, y hacia el arco, donde sufren un ligero engrosamiento, que en cualquier caso nunca llega a sobrepasar  $3/2$  del espesor medio de los brazos. La superficie y periferia son normalmente irregulares, diferentes en todos los ejemplares observados. En ningún caso se ha llegado a observar sutura.

### *Vértice*

En el centro del arco puede definirse un insignificante apuntamiento.

### *Figura de interferencia*

Con los nicoles cruzados, y orientado el nanolito de manera que su eje no coincida con la dirección de polarización (ángulo en el cual permanece en extinción), presenta una acusada birrefringencia, dando tonalidades blancas, o un particular irisado.

## TALLA

La máxima magnitud definida oscila entre las 8 y 12 micras.

## DISTRIBUCION CRONOESTRATIGRAFICA

MARTINI (1971) comenta que su aparición marca la base de la zona NN 13, que adopta su nombre, dato que GARTNER & BUKRY (1975) sitúan en los 4.40 millones de años, considerándose su último registro, de manera gradual, en la base de la NN 19. La biozona a la que hemos hecho alusión sería completamente equivalente con las de ROTH (1973, 1974) y PERCH-NIELSEN (1972), pero sin coincidir en su límite superior con las definidas por BUKRY (1973, 1975), WISE (1973), ROTH (1974) y OKADA & BUKRY (1980), homónimas. Por consiguiente, aparece con posterioridad al límite Mio-Plioceno.

BUKRY (1973a, 1975), HAQ & BERGGREN (1978), ELLIS (1979) y ELLIS & LOHMANN (1979), aseguraran que la desaparición de *C. acutus* coincide con la aparición de *C. rugosus*, mientras que otros como HAQ & TAKAYAMA (1980), no están de acuerdo, y señalan que existe un lapso en el que coexisten.

## OBSERVACIONES

De las en ocasiones similares especies del género *Amaurolithus* (*A. primus* y *A. amplificus*) lo distingue su birrefringencia, muy acusada en la que ahora nos ocupa. De *C. acutus* lo diferencia la forma más triangular de ésta (BUKRY & GARTNER, 1975). De *C. cristatus* difiere únicamente en su periferia y superficie irregulares, a pesar de que con mucha regularidad se observan formas intermedias; diferencias que pueden ser consideradas igualmente para *C. telesmus* al que hay que añadir la mayor longitud de los brazos en ésta.

### **Ceratolithus cristatus** KAMPTNER, 1950

Lámina II; Figuras 7-9 y 12

- 1950 *Ceratolithus cristatus* KAMPTNER (in FARINACCI IV/24).
- 1963 *Ceratolithus cristatus*; KAMPTNER; pp. 152.
- 1964 *Ceratolithus cristatus*; COHEN; pp. 36; L. 3; fig. m-n.
- 1968 *Ceratolithus cristatus*; BUKRY & BRAMLETTE; pp. 150; L. 1; fig. 1-2, 4.
- 1970 *Ceratolithus cristatus*; NISHIDA; L. 2; fig. 4.
- 1970 *Ceratolithus cristatus*; USCHAKOVA; L. 15; fig. 14.
- 1970 *Ceratolithus cristatus*; NORRIS; pp. 906.
- 1971 *Ceratolithus cristatus*; MARTINI & WORSLEY; pp. 1477.
- 1971 *Ceratolithus cristatus*; GAARDER & HASLE; pp. 529.

- 1972 *Ceratolithus cristatus*; ELLIS et al.; pp. 57; L. 17. fig. 5-6.  
 1972 *Ceratolithus cristatus*; MARTINI & MÜLLER; pp. 66; L. 3; fig. 27.  
 1973 *Ceratolithus cristatus*; ROTH; pp. 735.  
 1973 *Ceratolithus cristatus*; AKERS & KOEPEL; L. 3; fig. 9-10.  
 1973 *Ceratolithus cristatus*; SACHS & SKINNER; L. 6; fig. 3-4.  
 1974 *Ceratolithus cristatus*; BROHM; L. 3; fig. 1.  
 1974 *Ceratolithus cristatus*; MÜLLER; pp. 591; L. 11; fig. 10.  
 1974 *Ceratolithus cristatus*; PROTO-DECIMA et al.; L. 1; fig. 13.  
 1975 *Ceratolithus cristatus*; GARTNER & BUKRY; pp. 458; L. 4; fig. a-c.  
 1976 *Ceratolithus cristatus*; SIESSER; pp. 125; L. 6; fig. b-c.  
 1979 *Ceratolithus cristatus*; NISHIDA; L. 12; fig. 2 b-c.  
 1984 *Ceratolithus cristatus*; BERGEN; pp. 430; L. 2; fig. 12-13; L. 3; fig. 7-9; L. 4; fig. 3; L. 13; fig. 3, 6.

Ceratolito moderadamente simétrico, birrefringente, con las periferias interna y externa regulares, y las superficies de los brazos ornamentadas.

## PUNTUALIZACIONES

### *Brazos*

Normalmente desiguales en longitud, siendo el mayor el que presenta más curvatura, aunque en otras ocasiones este rasgo no es distintivo, casos estos, además, en los que la longitud de los brazos se aproxima más. En el aludido brazo se define una incipiente quilla, en ocasiones estriada transversalmente. El brazo menor aparece ornamentado por una de sus caras, en la que muestra alineados, y con espaciado irregular, de 6 a 8 nódulos. Los extremos de ambos brazos son puntiagudos, y en su recorrido hacia el arco divergen regularmente, determinando sus flancos subparalelos.

### *Vértice*

Puede presentar un pequeño saliente, más o menos dispuesto en el centro; en cambio también son frecuentes aquellos individuos sin estructura de este tipo.

### *Figura de interferencia*

Idéntica a la descrita para *C. rugosus*, si bien el irisado que puede presentar no es tan acentuado.

## TALLA

Máxima dimensión, entre las 7 y 12 micras.

## DISTRIBUCION CRONOESTRATIGRAFICA

MARTINI & WORSLEY (1971) comentan que se encuentra desde la zona NN 16 y hasta la NN 21. BERGEN (1984) comenta que en el sondeo D.S.D.P. 354,

aparece este taxón cuando desaparece *C. acutus*, coincidente, como se recordará con las ideas de buen número de autores, en relación a la aparición de *C. rugosus*, hecho este, que de cumplirse, determinaría una ampliación del rango de la especie en cuestión hasta la zona NN 13. Pero la coincidencia de los eventos señalados no siempre se produce. En este sentido hemos de reseñar que registramos *C. cristatus*, con todas sus características determinativas, por debajo del lapso señalado por MARTINI & WORSLEY; esto, de alguna manera, refuerza la idea de la equivalencia de estos taxones.

## OBSERVACIONES

Las similitudes y diferencias con otras especies coinciden con la expuesta en el apartado del mismo nombre de la especie precedente.

## BIBLIOGRAFIA

- AKERS, H. W. & KOEPEL, P. E. (1973). "Age of some Neogene formations Atlantic Coastal Plain, United States and Mexico". *SEMP Proc. Symp. Calc. Nannofossils*; 80-84.
- BACKMAN, J. (1979). "Late Miocene-Early Pliocene nannofossil biochronology in the Vera Basin, SE Spain". *Act. Un. Stockholmsis. Stock. Cont. Geol.*; XXXII (2), 93-114.
- BARBIERI, F.; MORLOTTI, G.; PALMIERI, G. & RIO, D. (1976). "Biostratigraphy of the Izarône Section in the Melilla Basin (NE Marocco)". *Univ. Stud. Parma Geologia*, 21.
- BERGEN, J. A. (1984). "Calcareous nannoplankton from Deep Sea Drilling Project Leg 78A: Evidence for imbricate underthrusting at the Lesser Antillian active margin". *In. Rep. DSDP*, 78, 411-445.
- BROHM, J. B. (1973). "Late Pleistocene Nanofossils of the Northwest Florida Shelf". *SEMP Proc. Symp. Calc. Nannofossils*, 127-132.
- BUKRY, D. (1972). "Further Comments Coccolith Stratigraphy, Leg 12 Deep Sea Drilling Project". *In Rep. DSDP*, 12, 1071-1083.
- BUKRY, D. (1973). "Low-latitude coccolith bistratigraphic zonation". *In. Rep. DSDP*, 15, 685-703.
- BUKRY, D. (1975). "Phytoplankton stratigraphy Southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 30". *In. Rep. DSDP*, 30, 539-547.

- BUKRY, D. & BRAMLETTE, M. N. (1968). "Stratigraphic significance of two genera of Tertiary calcareous nannofossils". *Tulan. St. Geol., Paleont.*; 6/4, 149-155.
- BUKRY, D. & PERCIVAL, S. F. (1971). "New Tertiary calcareous nannofossils". *Tulan. St. Geol. Paleont.*, 8 (3). 123-146.
- COHEN, D. (1964). "Coccolithophorids and discoasters from Adriatic bottom sediments". *Leds Geol. Medid.*, 35, 1-44.
- DERMITZAKIS, M. D. & THEODORIDIS, S.A. (1978). "Planktonic Foraminifera and Calcareous nanoplankton from the Pliocene of Konfonisi Island (East Crete, Greece)". *Ann. Geol. Pays Hellen.* (1) 29 (2); 630-643.
- ELLIS, C.H. (1975). "Calcareous nannofossil biostratigraphy, Leg 31 DSDP". *In. Rep. DSDP*, 31, 655-675.
- ELLIS, C. H. & LOHMANN, W. H. (1979). "Neogene calcareous nanoplankton in Eastern Mediterranean Deep Sea Sediments (DSDP Leg 42A, sites 375 and 376)". *Marine Micropal.*, 4 (1), 61-84.
- ELLIS, C. H.; LOHMANN, W. H. & WRAY, J. L. (1972). "Upper Cenozoic Calcareous nannofossils from the Gulf of Mexico (Deep Sea Drilling Project, Leg 1, Site 3)". *Quart. Colorado School Mines*, 67 (3), 103.
- FLORES, J. A. (1985). "Nanoplancton calcáreo en el Neógeno del borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España)". (Inédita). Universidad de Salamanca, 714 pp. Resumen —*Res. Tes. Doc. Facultad de Ciencias— Ed. Universidad de Salamanca*, 37.
- FARINACCI, A. (Ed.) (1971). "Round table on Calcareous Nannoplankton Roma: September 23-28, 1970". *In Proc. II Plank. Conf. Roma 1970*, 2, 1343-1360.
- GAARDER, K. R. & HASLE, G. R. (1971). "Coccolithophorids of the Gulf of Mexico". *Bull. Mar. Sc.*, 21 (2), 519-544.
- GARTNER, S. (1967). "Calcareous Nannofossils from Neogene of Trinidad, Jamaica and Gulf of México". *Univ. Kansas Paleont. Cont.* 29.
- GARTNER, S. (1969). "Corelation of Neogene planktonic foraminifera and calcareous nannofossil zones". *Trans. Gulf. Coast. Ass. Geol. Soc.*, 19, 585-599.
- GARTNER, S. & BUKRY, D. (1974). "**Ceratolithus acutus** Gartner & Bukry n. sp. and **Ceratolithus amplificus** Bukry & Percival, nomenclatural clasification". *Tulan. St. Geol. Paleont.*, 11, 115-118.
- GARTNER, S. & BUKRY, D. (1975). "Morphology and phylogeny of the Coccolithophyceae family Ceratolithaceae". *Jour. Reser. U. S. Geol. Survey*, 3 (4) 451-465.
- HAQ, B. U. & BERGGREN, W. A. (1978). "Late Neogene Calcareous Plankton Biochronology of the Rio Grande Rise (South Atlantic Ocean)". *Journ. Paleont.*, 53 (6), 1167-1194.
- HAQ, B. U. & TAKAYAMA, T. (1984). "Neogene Calcareous Nannoplankton datum planes and their calibration to magnetostratigraphy". *Pacific Neogene Datum Planes*, 23-27.

- HAQ, B. U. et al. (1980). "Late Miocene marine Carbon isotopic shift and synchrony of some phytoplanktonic biostratigraphic events". *Geology*, 8, 427-431.
- HEKEL, H. (1973). "Late Oligocene to Recent nannoplankton from the Capricorn Basin (Great Barrier Reef area)". *Geol. Surv. Queensland, 359, Paleont. Papers*, 33, 24.
- KAMPTNER, E. (1950). "Über den submikroskopischen Aufbau der Coccolithen". *Aus. Osterr. Akad. Wiss. Math. Naturw. Kl.*, 87, 152-158.
- KAMPINER, E. (1963). "Coccolithineen-Skelette aus Tiefseablagerungen der Pazifischen Ozeans". *Ann Naturhist.. Mus. Wien*, 66, 139-204.
- MARTINI, E. (1971). "Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton zonation". *Proc. II Plant. Conf. Roma 1970*, 2, 739-785.
- MARTINI, E. (1976). "Cretaceous to recent calcareous nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33)". *In Rep. DSDP*, 33, 383-423.
- MARTINI, E. & WORSLEY, T. (1971). "Tertiary Calcareous nannoplankton from the Western Equatorial Pacific". *In. Rep. DSDP*, 7 (2), pp. 1471-1507.
- MAZZEI, R. (1977). "Biostratigraphy of the Rio Mazzapiedi-Castellania section (Type Section of the Tortonian) Based on Calcareous nannoplankton". *Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat.*, (A) 84, 15-24.
- MAZZEI, R.; RAFFI, I.; RIO, D.; HAMILTON, N. & CITA, M. B. (1979). "Calibration of the Late Neogene calcareous plankton datum planes with the paleomagnetic record of site 397 and correlation with Moroccan and Mediterranean Sections". *In. Rep. DSDP*, 87 (1), 375-389.
- MOSHKOVITZ, S. & EHRLICH, A. (1980). "Distribution of the Calcareous Nannofossils in the Neogene sequence of the Jaffa-1 Borehole, Central Coastal Plain, Israel". *Bull. Geol. Surv. Israel*, P.D. (1) 80.
- MÜLLER, C. (1974). "Calcareous nannoplankton, Leg 25 (Western Indian Ocean)". *In Rep. DSDP*, 25, 579-633.
- MUZYLOV, N. (1982). "Nannoplankton Stratigraphy of Leg 67 Drill sites". *In. Rep. SDSP*, 67, 383-399.
- NISHIDA, S. (1970). "Preliminary notes on Nannoplanktons from an Equatorial Pacific Deep Sea Core". *Jour. Mar. Geol.*, 6 (1), 34-39.
- NISHIDA, S. (1979). "Atlas of Pacific Nannoplanktons". *News Osaka Micropal. Sp. paper*, No. 3, 31.
- NORRIS, R. E. (1970). "Extant calcereous nannoplankton from the Indian Ocean". *Proc. II Plank. Conf. Roma 1970*, 2, 899-908.
- OKADA, H. & BUKRY, D. (1980). "Supplementary modification and introduction of code number to the Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (BUBRY, 1973-1975)". *Marine Micropal.* 5 (3), 321-325.
- PERCH-NIELSEN, K. (1972). "Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic". *In. Rep. DSDP*, 12, 1003-1069.

- PERCH-NIELSEN, K. (1977). "Albian to Pleistocene Calcareous Nannofossils from the Western South Atlantic, DSDP Leg 39". *In. Rep. DSDP*, 39, 699-823.
- PROTO-DECIMA, F.; MEDIZZA, F. & TODESCO, L. (1978). "Southeastern Atlantic Leg 40 Calcareous Nannofossils". *In. Rep. DSDP*, 60, 571-634.
- RAFFI, I. & RIO, D. (1979). "Calcareous Nannofossil biostratigraphy of DSDP Site 132-Leg 13 (Tyrrhenian Sea - Western Mediterranean)". *Riv. It. Paleont.*, 85 (1), 127-172.
- RIO, D.; MAZZEI, R. & PALMIERI, G. (1976). "The stratigraphic position of the Mediterranean Upper Miocene evaporites, based on nannofossils". *Mem. Soc. Geol. It.*, 16, 261-276.
- ROTH, P. H. (1973). "Calcareous nannofossils Leg 17, Deep Sea Drilling Project". *In. Rep. DSDP*, 17, 695-795.
- ROTH, P. H. (1974). "Calcareous nannofossils from the northwestern Indian Ocean, Leg 24 DSDP". *In. Rep. DSDP*, 24, 969-993.
- ROTH, P. H.; WISE, S. W. & THIERSTEIN, P. (1975). "Early chalk diagenesis and lithification: sedimentological applications of paleoecological approaches". *IX Cong. Int. Sediment. Nice*, 187-192.
- SACHS, J. B. & SKINNER, H. C. (1973). "Late Pliocene-Early Pleistocene Nannofossil Stratigraphy in the North Central Gulf Coast Area". *SEMP Proc. Symp. Calc. Nannofossils*, 94-112.
- SCHMIDT, R. R. (1973). "A Calcareous nannoplankton zonation for Upper Miocene-Pliocene deposits from the Southern Aegean Area, with a comparison to Mediterranean starotype localities (I and II)". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 76, 287-310.
- SIESSER, W. G. (1976). "Calcareous nannofossils in Pleistocene sediment cores from the South African Continental Slope". *Trans. Roy. Soc. S. Afr.*, 42 (2), 107-147.
- STARDNER, H. (1972). "Catalogue of Calcareous Nannoplankton from sediments of Neogene Age in the Eastern Atlantic and Mediterranean Sea". *In. Rep. DSDP*, 13; 1137-1199.
- THEODORIDIS, S. A. (1984). "Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and discoasters". *Utrecht. Micropal. Bull.*, 32, 271.
- USCHAKOVA, H. G. (1970). "Coccoliths in suspension and in the surface layer of sediments in the Pacific Ocean". *In* Funell, B & Riedel, W. Eds; *Micropal. Oceans*, Cambridge Univ. Press, 243-251.
- VAROL, O. (1982). "Calcareous nannofossils from the Atalaya Basin, Turkey". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 4, 244-256.
- WISE, S. W. (1973). "Calcareous nannofossils from cores recovered during Leg 18, Deep Sea Drilling Project. Biostratigraphy and observations of diagenesis. *In. Rep. DSDP*, 18, 569-588.

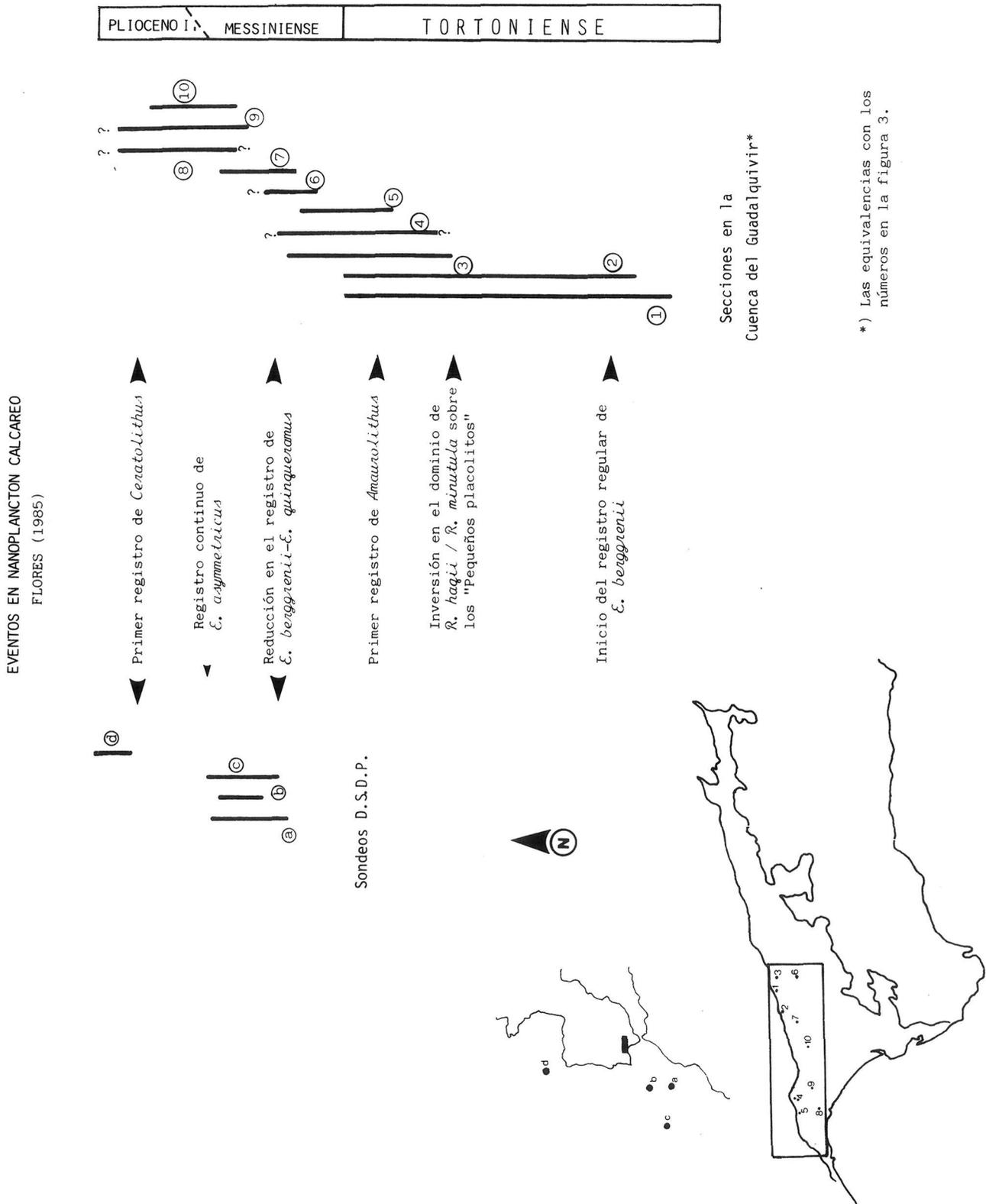


Figura 2: Posición bioestratigráfica y cronoestratigráfica de las diferentes secciones estudiadas en la Cuenca del Guadalquivir y sondeos próximos, en los que se reconocen ceratolitos, de acuerdo con FLORES (1985).

CUENCA DEL GUADALQUIVIR		D.S.D.P.			
	1 Cantillana-Arroyo Trujillo	135-2	136-1	118-4 y 5	416A-1
	2 Guillena	*	*	*	*
	3 Arroyo Galapagar-Alcolea del Río	*	*	*	*
	4 Beas-Trigueros	*	*	*	*
	5 Gibralfón	*	*	*	*
	6 Carmona	*	*	*	*
	7 Santiponce	*	*	*	*
	8 Huelva				
	9 Niebla				
	10 Castilleja del Campo	cf			
<i>Amaurolithus primus</i>		*	*	*	*
<i>Amaurolithus delicatus</i>		*	*	*	*
<i>Amaurolithus triconniculatus</i>			*	*	*
<i>Amaurolithus amplificus</i>			*	*	*
<i>Amaurolithus ninae</i>					cf
<i>Ceratolithus rugosus</i>					*
<i>Ceratolithus cristatus</i>					*

Figura 3: Especies de ceratolitos hallados en cada una de las secciones y/o sondeos oceánicos estudiados.

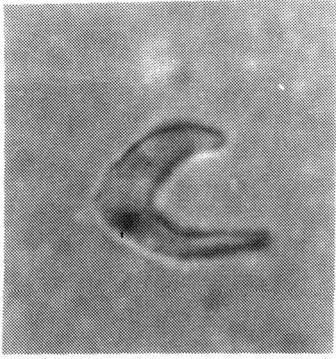
## LAMINA I

- 1, 2 *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL)  
3 *Amaurolithus primus-delicatus* (?)  
6-7 *Amaurolithus delicatus* GARTNER & BUKRY  
8?, 9, 10, 11?, 12? *Amaurolithus ninae* PERCH-NIELSEN

## LAMINA II

- 1, 2? *Amaurolithus ninae* PERCH-NIELSEN  
3-6 *Amaurolithus tricorniculatus* (GARTNER)  
7-9, 12 *Ceratolithus cristatus* KAMPTNER - 8 y 9 con los «nícoles cruzados»  
10-11 *Ceratolithus rugosus* BUKRY & BRAMLETTE - con los «nícoles cruzados»

LAMINA I



1



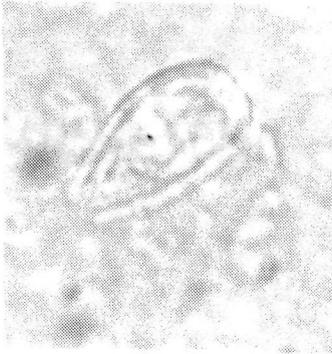
2



3



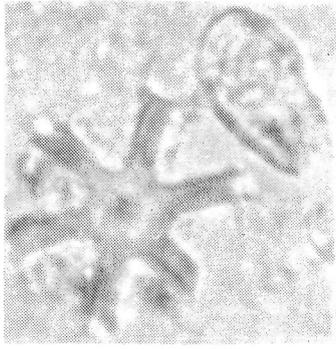
4



5



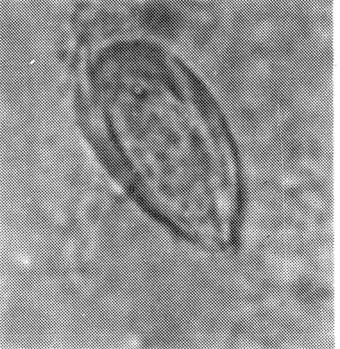
6



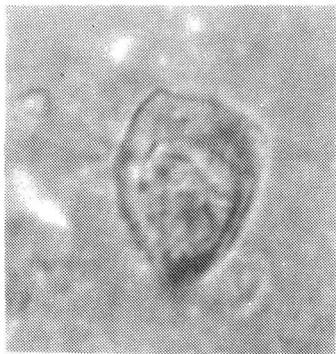
7



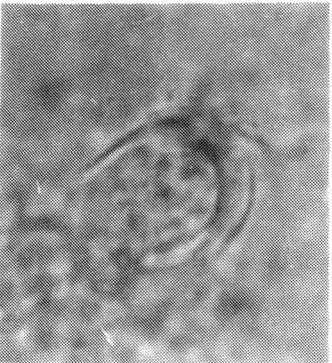
8



9



10



11

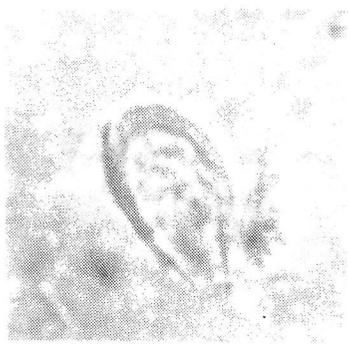


12

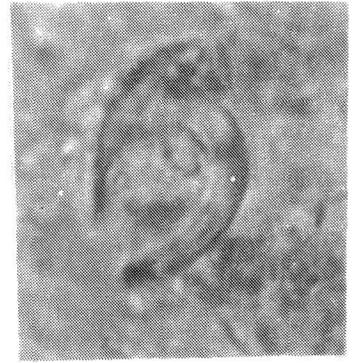


1

5  $\mu$



2



3



4



5



6



7



8



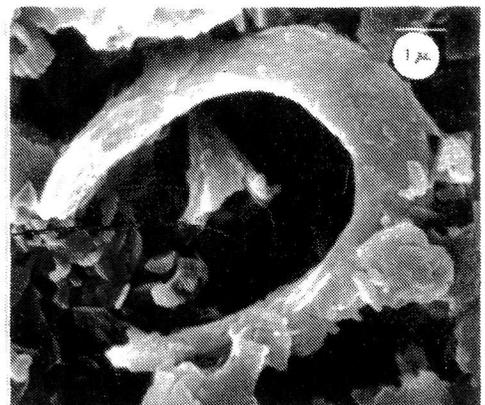
9



10



11



12



## INDICE

F. J. SIERRA: <i>Estudio de los foraminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Mio-Plioceno del borde occidental de la cuenca del Guadalquivir (S.O. de España)</i> .....	7
A. PINEDA VELASCO: <i>Las zonas internas y externas béticas como partes meridionales de la placa ibérica: una nueva interpretación para el área límite atlántico-mediterránea</i> .....	87
E. JIMENEZ FUENTES: <i>Quelonios fósiles del Plioceno terminal de Almenara (Castellón)</i> .....	115
A. ARRIBAS y C. MORO: <i>Mineralizaciones españolas de Pb-Zn asociadas a fenómenos cársticos en rocas triásicas y jurásicas</i> .....	125
A. MARTIN-IZARD, A. ARRIBAS ROSADO, J. HERRERO PAYO: <i>Estudio geoquímico de los metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico como posible fuente del U de los yacimientos del oeste de la provincia de Salamanca</i> .....	153
J. A. FLORES VILLAREJO: <i>Los ceratolitos de algunas secciones del noroeste de la cuenca del Guadalquivir (S.O. de España) y sondeos oceánicos (D.S.D.P.) adyacentes</i>	167



# STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA

*(Ultimos números aparecidos)*

XX

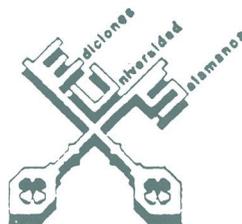
- F. COMA MOLIST: *Litología, tectónica y mineralización del yacimiento Fe, Saelices el Chico, Salamanca*
- J.P.N. BADHAM, P.J. WILLIAMS, D. WRAITH: *Geochemical characterisation of metabasites in N. Portugal and significance for Cu-Fe Sulphides*
- J. A. GONZALEZ DELGADO: *Estudio sistemático de los Gasterópodos del plioceno de Huelva (SW de España). I: Archaeogastropoda*
- I. ANDRES: *Los Tellinacea (Bivalvia) en el Plioceno de Bonares (Huelva)*
- E. MOLINA, J.A. BLANCO, E. PELLITERO, M. CANTANO y J. JORDA: *Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño*
- F. J. SANCHEZ SAN ROMAN: *Prospección hidrogeológica en rocas metamórficas mediante geofísica eléctrica*
- F. BEA BARREDO, I. MORENO-VENTAS BRAVO: *Estudio petrológico de los granitoides del área centro-sur de la Sierra de Gredos (Batolito de Avila; Sistema Central Español)*
- F. BEA BARREDO, I. MORENO-VENTAS BRAVO: *Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Avila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación*
- F.J. SANCHEZ SAN ROMAN: *Transmisividades y caudales específicos en el acuífero terciario de la Cuenca del Duero (área de Zamora-Salamanca)*

VOLUMEN ESPECIAL 1

# STVDIA PALAEOCHELONIOLOGICA

## INDICE

F. J. SIERRO: <i>Estudio de los foraminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoes-</i> <i>tratigrafía del Mio-Plioceno del borde occidental de la cuenca del Guadalquivir (S.O.</i> <i>de España)</i> .....	7
A. PINEDA VELASCO: <i>Las zonas internas y externas béticas como partes meridiona-</i> <i>les de la placa ibérica: una nueva interpretación para el área límite atlántico-</i> <i>mediterránea</i> .....	87
E. JIMENEZ FUENTES: <i>Quelonios fósiles del Plioceno terminal de Almenara</i> <i>(Castellón)</i> .....	115
A. ARRIBAS y C. MORO: <i>Mineralizaciones españolas de Pb-Zn asociadas a fenóme-</i> <i>nos cársticos en rocas triásicas y jurásicas</i> .....	125
A. MARTIN-IZARD, A. ARRIBAS ROSADO, J. HERRERO PAYO: <i>Estudio geoquímico</i> <i>de los metasedimentos del Complejo Esquistos-Grauváquico como posible fuente del</i> <i>U de los yacimientos del oeste de la provincia de Salamanca</i> .....	153
J. A. FLORES VILLAREJO: <i>Los ceratolitos de algunas secciones del noroeste de la</i> <i>cuenca del Guadalquivir (S.O. de España) y sondeos oceánicos (D.S.D.P.) adyacentes</i>	167



Suscripciones, pedidos e intercambios:

EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA  
Apartado de Correos 325 - SALAMANCA (ESPAÑA)