

F788-11-99



## V JORNADAS DE PALEONTOLOGIA

VALENCIA, 2-4 DE NOVIEMBRE DE 1989

### MEMORIA DE LA EXCURSION B

- EOCENO DE AGOST (ALICANTE)
- MIOCENO ARRECIFAL DE FORTUNA (MURCIA)

**Parada nº 1. Eoceno de Agost.**

## EL EOCENO INFERIOR Y MEDIO DE AGOST (PROVINCIA DE ALICANTE)

L. MARQUEZ\*

\* Dto. Geología. Fac. C. Biológicas. 46100 Burjasot (Valencia).

### MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El Paleógeno de la Comunidad Valenciana está constituido por dos grandes áreas de sedimentación : Por una parte las provincias de Castellón y Valencia, en las que está representado por facies continentales y por otra, la provincia de Alicante en que estas son marinas. El límite entre ambos conjuntos viene dado, a grandes rasgos, por la línea divisoria de las provincias de Valencia y Alicante.

La provincia de Alicante está situada en la parte noreste de la Cordillera Bética, en las llamadas zonas externas (FONTBOTE y VERA, 1986) y concretamente dentro del dominio Prebético. Unicamente, al Sur de la provincia, en la zona de Aspe y Crevillente, aparecen afloramientos que se consideran como retazos del frente subbético (Figura 1).

La zona prebética, corresponde a la parte mas proximal del margen continental meridional ibérico. Sus afloramientos se extienden desde Jaen hasta la costa mediterranea en Alicante, formando una banda estrecha que, hacia el Oeste, se ensancha hasta alcanzar más de 40 kms. en la provincia de Alicante.

En el Prebético, clásicamente, se han distinguido dos

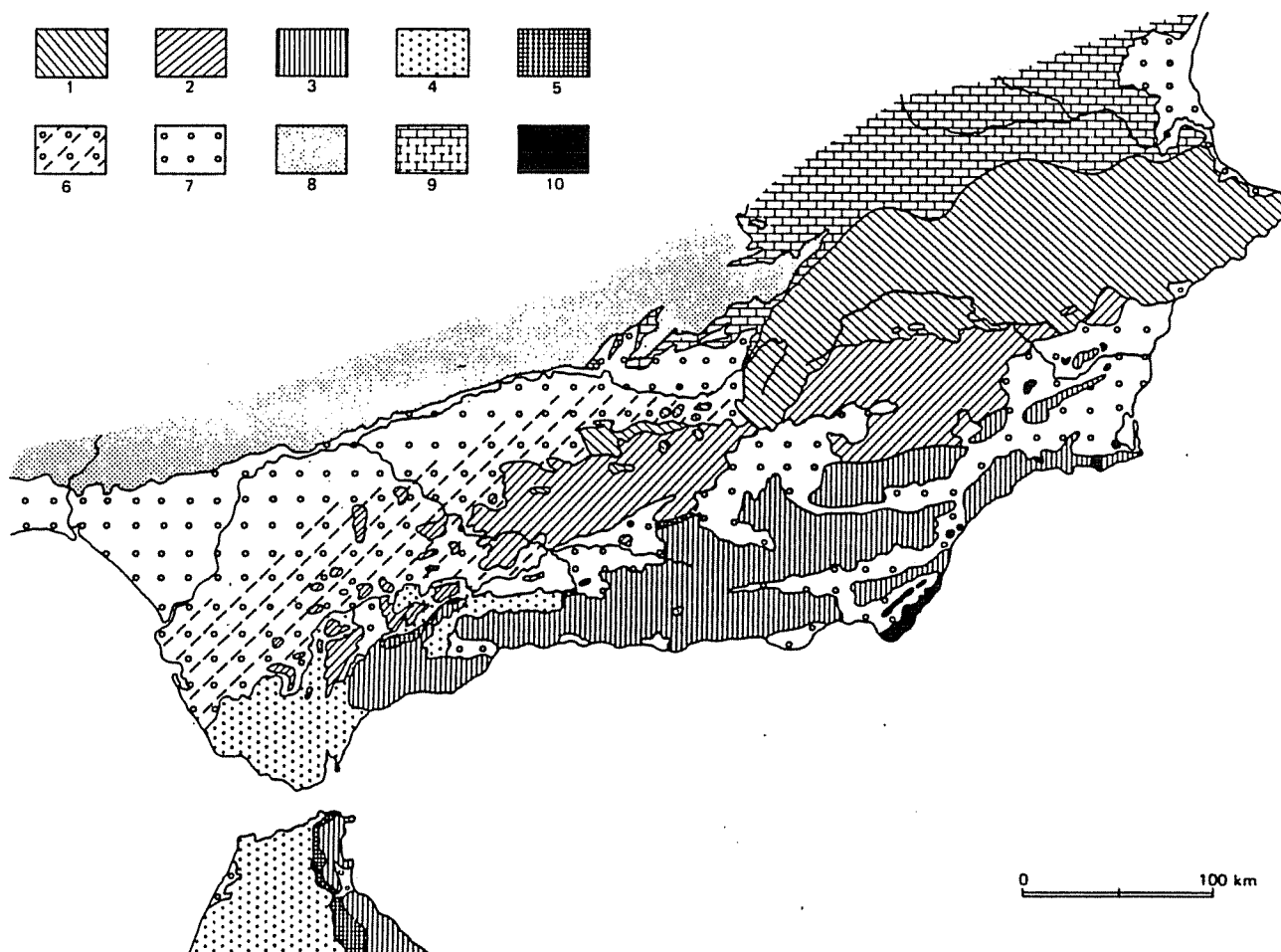


Figura 1. —Grandes unidades tectónicas de la Cordillera Bética y áreas adyacentes. 1: Zona prebética y unidades denominadas intermedias; 2: Zona subbética; 3: Zona bética; 4: Unidades alóctonas del Campo de Gibraltar y elementos afines a las mismas; 5: Dorsal bética; 6: Elementos alóctonos y olistostromas de la depresión del Guadalquivir, y unidades subbéticas afines; 7: Terrenos postorogénicos de la depresión del Guadalquivir, depresiones interiores de la Cordillera y en el antepaís; 8: Zócalo herciniano del macizo ibérico; 9: Cobertura mesozoica del macizo ibérico, tabular o plegada; 10: Rocas volcánicas de edad neógena y cuaternaria. En Africa, por razón de continuidad entre las unidades respectivas, se indican con el signo 3 las zonas internas del Rif (Gomárides y Séhtides); con el 4 las unidades de flysch; y con el 5 la Dorsal rifeña. (Según FONTBOTE & ESTEVEZ, 1980).

dominios: Al Norte, el Prebético externo, con series poco potentes, detríticas o dolomíticas, propias de ambientes continentales o marinos muy someros. Al Sur, aparece el Prebético interno, mucho más potente, formado por calizas y margas de ambiente nerítico.

Sin embargo, en Alicante, aparecen materiales que presentan características intermedias entre el Subético y el Prebético interno. Estas son las denominadas Unidades Intermedias o Dominios Intermedios que algunos autores (BAENA y JEREZ, 1982) sitúan en el Subético, otros (HERMES, 1978) en el Prebético y otros, finalmente, los consideran de manera independiente (VERA 1986). Se trata, en general, de materiales que aparecen cabalgando sobre la zona prebética y que a su vez son cabalgados por el Subbético (VERA, op. cit.). Es precisamente en estas Unidades donde se encuentra situada la localidad de Agost.

Desde un punto de vista estratigráfico, el Paleógeno de Alicante presenta las siguientes características (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977b ;VERA, 1988): En las zonas situadas al Norte y Noroeste de la provincia, el Paleoceno aparece incompleto y está constituido por niveles carbonatados depositados en ambientes someros, que lateralmente pasan, hacia el Sureste a margas y calcarenitas. En las áreas situadas más al Sur (Alicante, Agost, etc.) el Paleoceno aparece completo y en continuidad con el Cretácico Superior, estando formado por un conjunto de areniscas, margas y calizas margosas. La sedimentación paleocena presenta dos aspectos a destacar: Por un lado persiste el carácter regresivo del Cretácico superior. Por otra parte, la geometría de la cuenca ya está estructurada en umbrales y surcos

debido a la formación de diapiros, por lo que los depósitos paleocenos, si aparecen, presentan un caracter más o menos detrítico, especialmente en la zona más septentrional, mientras que si nos desplazamos hacia el Sur , encontramos un Paleoceno profundo con abundante fauna pelágica (Alfaz del Pi, Agost, etc.).

El Eoceno presenta características similares, aunque con una sedimentación más potente debido a la subsidencia de la cuenca. En la zona más septentrional de la provincia está representado por facies carbonatadas de poca profundidad y generalmente incompleto. Lateralmente, hacia el Sur, aparecen facies margosas con abundante fauna nerítica, especialmente macroforaminíferos. En las zonas situadas hacia el Sureste aparecen margas, margocalizas y areniscas con abundantes niveles turbidíticos.

Durante el Oligoceno se acentua la regresión iniciada en el Eoceno superior, retrocediendo la línea de costa. Así, al Norte de la provincia aparecen sedimentos continentales que hacia el Sur pasan a depósitos de caracter pararrecifal, para continuar, en la zona más meridional, con niveles turbidíticos similares a los del Eoceno.

A finales del Oligoceno y comienzo del Mioceno una gran transgresión sobrepasa las líneas de costa anteriores, depositandose, en las zonas más septentrionales, en clara discordancia, un tramo de calcarenitas bioclásticas pararrecifales, mientras que en la zona sureste se siguen sedimentando materiales turbidíticos, con las mismas características del Eoceno y Oligoceno, hasta el Mioceno

inferior inclusive.

Por lo que respecta a la Tectónica, las estructuras del Prebético de la provincia de Alicante se deben a dos tipos de deformaciones (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977,a,c). Por una parte, las producidas por la orogénia principal y por otra, las debidas al diapirismo de los materiales triásicos.

Las estructuras debidas a la orogénia principal tienen una dirección general Noreste-Suroeste, típica de las Cordilleras Béticas y están constituidas, en general, por pliegues y fallas normales, pliegues volcados y pequeños cabalgamientos.

Por lo que se refiere a los materiales triásicos, el diapirismo producido por estos ha jugado un papel importantísimo en la tectónica de la zona, dando lugar a pliegues aberrantes, en champiñón, deslizamientos por gravedad, "extrusiones" de materiales competentes, etc.

En cuanto a los sistemas de fractura, RODRIGUEZ ESTRELLA (op. cit.), los reúne en dos grandes conjuntos (Figura 2): Por una parte un grupo de fallas de dirección típicamente bética (Noreste- Suroeste) y por otro, fallas de desgarre de dirección Noroeste-Sureste.

En el primer grupo se encuentran fallas que han condicionado la sedimentación durante el Paleógeno y parte del Mesozoico, convirtiéndose, además, durante la fase de compresión, en cabalgamientos, por lo que delimitan importantes cambios de facies. Estas fallas son las siguientes (fig2):

- Falla de Hellín-Ontur-Montealegre del Castillo (trazo A).
- Falla de Cenajo-Jumilla-Játiva (trazos B1-B2-B3).
- Falla de Venta del Olivo-Villena-Gandía (trazos C1-C2-C3).

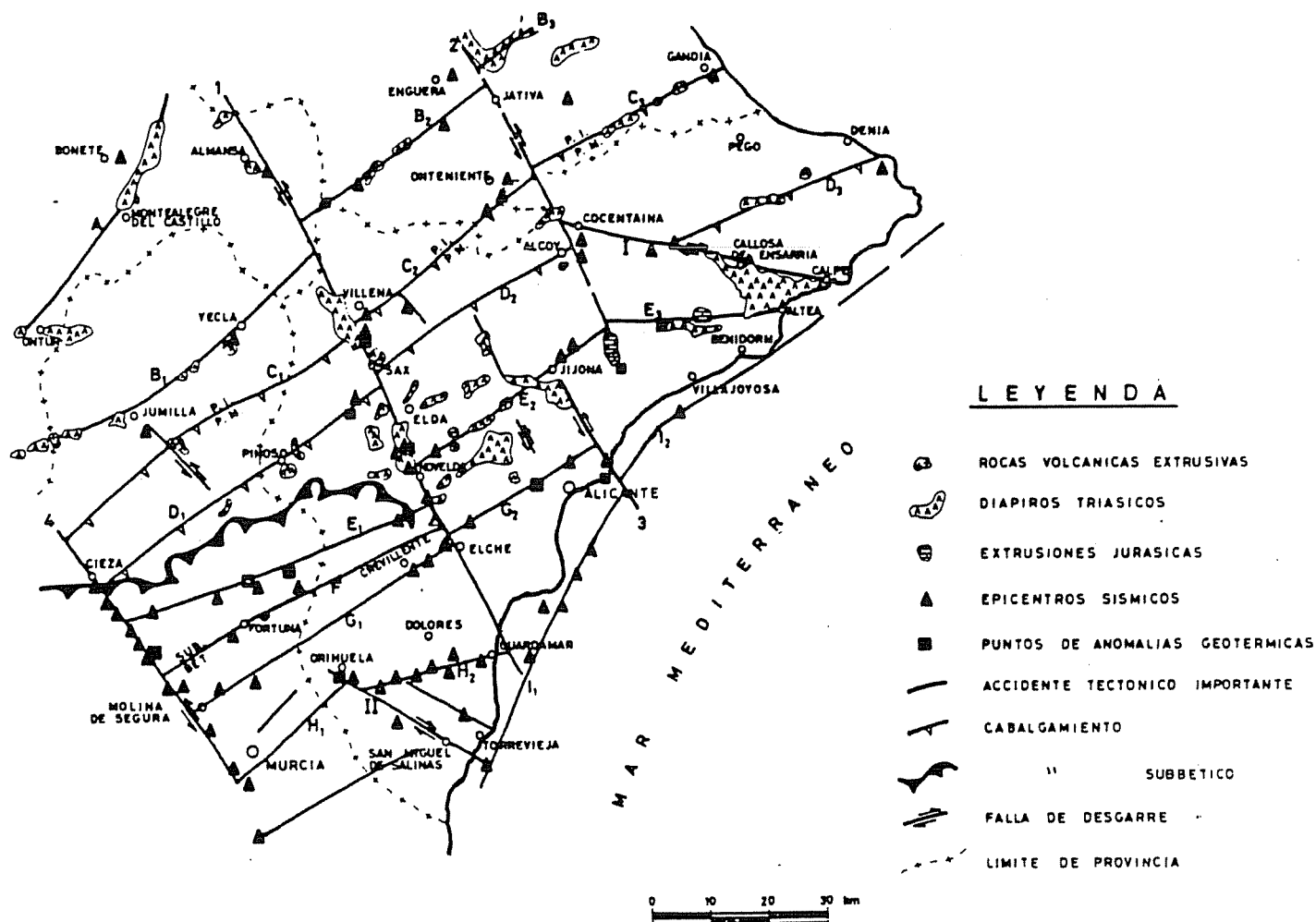


Figura 2.- Esquema tectónico de la provincia de Alicante (Según RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977).

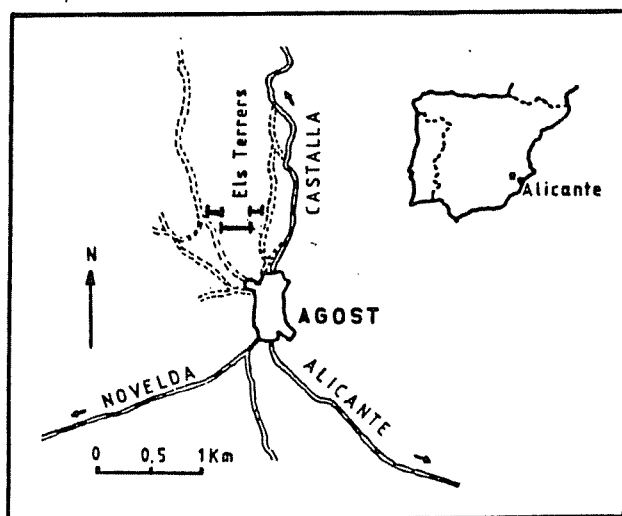


Figura 3.- Situación geográfica del perfil de Agost.



-Falla de Cieza-Pinoso-Alcoy-Denia (trazos D1-D2-D3).  
Probable límite septentrional de los depósitos marinos eocenos y oligocenos (RODRIGUEZ ESTRELLA, op. cit.).

-Falla de Novelda-Jijona-Altea (trazos E1-E2-E3).

-Falla de Fortuna (trazo F).

-Falla de Crevillente-Elche-San Vicente del Raspeig (trazos G1-G2).

-Falla de la costa (trazos I1-I2).

Por lo que respecta a las fallas de desgarre, estas son posteriores a las descritas anteriormente, presentando una dirección general noroeste-sureste. Este tipo de fallas produce el desplazamiento de bloques y, por tanto, el choque brusco entre facies diferentes. Al parecer existen dos tipos: Unas de dirección NNO-SSE y otras de dirección ONO-ESE. Entre las primeras, que son levógiras, tenemos las siguientes (figura 2):

-Falla de Vinalopó (trazo nº1).

-Falla de Muro de Alcoy (trazo nº2).

-Falla Jijona-San Juan (trazo nº3).

Dentro del segundo tipo de fracturas de desgarre (ONO-ESE) tenemos la Falla de Cocentaina y la de San Miguel de Salinas. Se trata de fracturas de tipo destrógiro y dan lugar a cambios importantes en la dirección de los pliegues. Posiblemente este tipo de fallas también actuaron sobre la sedimentación, condicionándola. Después, el desplazamiento en la horizontal acentuó las diferencias tanto en las facies como en las direcciones de las estructuras.

En resumen, el área que nos ocupa está formada por un conjunto de bloques cuyos límites septentrional y meridional

vienen dados por fallas inversas o cabalgamientos y los límites laterales por fracturas de desgarre. Así, la localidad de Agost está situada en el bloque limitado por la falla de Jijona (trazo E2) al Norte, la falla de San Vicente del Raspeig (trazo G2) al Sur y las fallas de desgarre de Jijona-San Juan (trazo 3) y Vinalopé (trazo 1) al Este y Oeste, respectivamente.

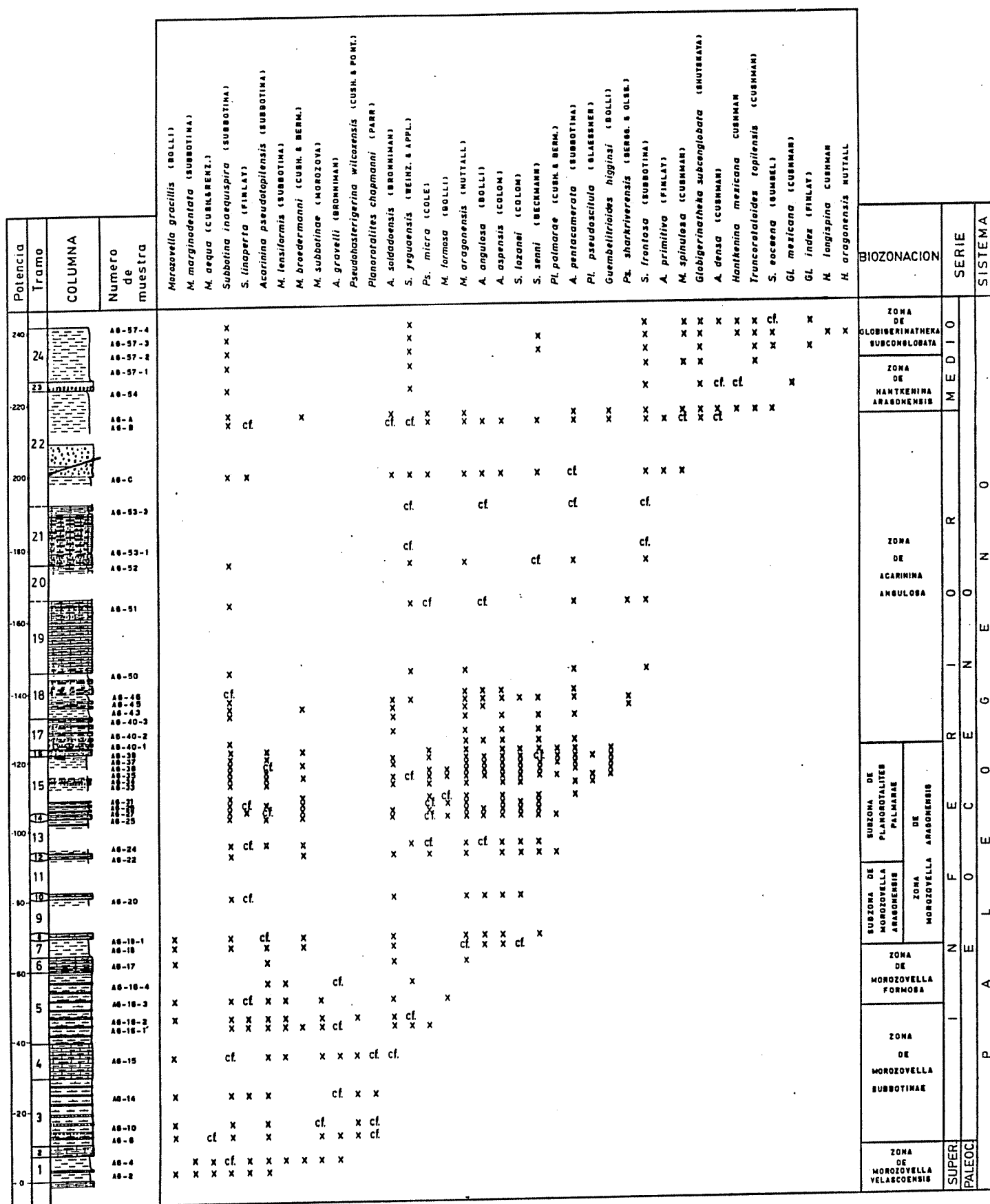
### CARACTERISTICAS GENERALES DE LA SERIE DE AGOST

El perfil de Agost se halla situado en la hoja topográfica de Elda, nº 28-34 ( ant. nº 871 ), al Norte de la villa del mismo nombre y en el paraje conocido como Els Terrers (en el mapa topográfico aparecen con el nombre de Lomas de la Beata)(Figura 3).

En este área aparecen representados niveles que abarcan desde el Cretácico superior hasta el Eoceno medio. En la columna levantada (Figura 4) se han muestreado los materiales de la parte terminal del Paleoceno, Eoceno inferior y parte del Eoceno medio.

Desde un punto de vista sedimentológico, el Eoceno de Agost está constituido por importantes tramos arcillosos, probablemente depositados por procesos de sedimentación en masa ("mass flow") (C. Santisteban, com. personal), areniscas de origen turbidítico que frecuentemente presentan cuerpos con forma de canal y cuyos componentes son bioclastos (fragmentos de macroforaminíferos y otros organismos) y, finalmente, niveles de margocalizas blancas, interpretadas como hemipelagitas. Se

planctonicos identificadas en la serie de Agost.



trata, en líneas generales, de una sedimentación producida en zonas de talud en áreas deprimidas, entre bloques elevados, con aportes de materiales de la plataforma. Esta sedimentación es característica durante las etapas compresivas en esta región (VERA, 1988). Mas información sobre la estratigrafía y sedimentología de este perfil puede encontrarse en CREMADES (1982) y MARQUEZ (1983).

### LA FAUNA DE FORAMINIFEROS

#### **A) FORAMINIFEROS PLANCTONICOS.-**

En este apartado se va a realizar unos breves comentarios de las asociaciones de foraminíferos planctónicos de la localidad de Agost, sobre la base de la biozonación establecida por MARQUEZ (1983)(Figura 4). Se recogen, asimismo, las relaciones con otras biozonas elaboradas por distintos autores, especialmente en el área mediterránea y Oriente Medio (Figura 5). Una discusión exhaustiva de cada una de las biozonas utilizadas aparece en MARQUEZ y USERA (1984). La fauna de foraminíferos planctónicos de esta región ha sido también estudiada por otros autores, entre los que cabe citar a HILLEBRANDT (1974, 1976) y CREMADES (1982).

#### **-Zona de Morozovella velascoensis.-**

El muestreo se inicia en los niveles terminales del Paleoceno (Figura 4, tramo 1) que corresponden con la parte superior de la zona de M. velascoensis.

Las especies más abundantes en estos niveles (Figura 4)

son: Morozovella gracillis, M. marginodentata y Acarinina pseudotopilensis. También se encuentran en esta biozona, aunque en menor proporción: M. lensiformis, M. broedermanni, A. gravelli, Subbotina inaequispira y S. linaperta. Todas estas especies persisten en la zona superior a excepción de M. marginodentata.

#### **-Zona de Morozovella subbotinae.-**

Pertenecen a esta biozona los tramos 2,3,4 y la mitad inferior del 5. El límite inferior, que es a su vez el del Eoceno, viene marcado por la aparición del género Pseudohasterigerina, mientras que el límite superior viene delimitado por la aparición de las primeras formas de M. formosa.

La zona de M. subbotinae se utiliza en este trabajo en el sentido de STAINFORTH et al. (1975) y de BENJAMINI (1980), que es algo distinto al de la zonación clásica de BOLLI (1966) ya que este autor consideraba como límite inferior de esta zona, la desaparición de M. velascoensis, acontecimiento que sucede algo más tarde que la aparición de Pseudohasterigerina.

Son abundantes en estos tramos (Figura 4): Morozovella gracillis, Subbotina inaequispira y Acarinina pseudotopilensis y frecuentes S. linaperta, M. lensiformis, M. broedermanni, M. subbotinae, A. gravelli y Pseudohasterigerina wilcoxensis; por el contrario es raro Planorotalites champmanni. En los niveles finales de esta biozona aparecen por vez primera en el perfil de Agost: A. soldadoensis, S. yeguaensis y Ps. micra.

#### **-Zona de Morozovella formosa.-**

Asociaciones faunísticas de foraminíferos planctónicos

pertenecientes a la zona de M. formosa aparecen a partir de la mitad del tramo 5 y continúan en el tramo 6.

Se considera como límite inferior de esta biozona la aparición de M. formosa y como límite superior la aparición de A. aspensis.

En esta biozona aparecen M. formosa y M. aragonensis, mientras que desaparecen M. subbotinae y M. lensiformis. Son abundantes: M. gracillis, M. broedermanni, Subbotina inaequispira, Acarinina soldadoensis y A. pseudotopilensis.

#### **-Zona de M. aragonensis.-**

Esta biozona abarca los tramos 7 al 15 (Figura 4). No se han seguido, en este caso, los criterios de BOLLI (1966) para la definición de esta biozona, sino las ideas de KRASHENINNIKOV (1965) y de BECKMANN et al. (1969) en el sentido de ampliar sus límites, incluyendo en ella la zona de Globorotalia palmarae. La causa fundamental de ello es que la especie Planorotalites palmarae tiene una distribución geográfica muy restringida. En la Cordillera Bética, esta especie ha sido citada por MARTINEZ GALLEG0 (1973, 1977) en la zona de Granada. Posteriormente, HILLEBRANDT (1974, 1976) la encuentra en Caravaca de la Cruz y Agost, pero no aparece en Aspe. Por nuestra parte la hemos identificado, también, en Agost, pero no aparece en otros perfiles (Áreas de Sax y Tangel) que presentan la misma asociación de foraminíferos plantónicos, por lo que en estos casos, en ausencia de Pl. palmarae, resulta muy difícil, dada la semejanza de las asociaciones, dilucidar si pertenecen a la zona de M. aragonensis o a la de Pl. palmarae. Por todo ello hemos considerado más útil el uso de una zona de M. aragonensis.

ampliada, que comprendería dos subzonas: una inferior, la subzona de M. aragonensis y otra superior, la subzona de Pl. palmarae. Estas últimas tendrían una aplicación geográfica restringida, mientras que la zona de M. aragonensis podría aplicarse a escala global, de acuerdo con las ideas de BOLLI y KRASHENINNIKOV (1977).

En cuanto a los límites de la biozona, el inferior estaría situado en la aparición de Acarinina aspensis y de Acarinina angulosa, mientras que el límite superior vendría marcado por la desaparición de Planorotalites palmarae, caso de que aparezca en ese área, y de Acarinina pseudotopilensis. El límite entre las subzonas está marcado por la aparición de Planorotalites palmarae.

En esta zona son frecuentes las siguientes especies de foraminíferos planctónicos: Subbotina inaequispira, S. senni, Morozovella broedermanni, M. aragonensis, Acarinina soldadoensis, A. aspensis y A. angulosa. Entre las especies que aparecen en esta zona y persisten en las sucesivas tenemos a A. pentacamerata, S. lozanoi y Guembelitroides higginsi. Planorotalites palmarae y Pl. pseudoscutula aparecen y desaparecen, en el perfil de Agost, dentro de esta zona.

#### **-Zona de Acarinina angulosa.-**

En las zonaciones clásicas se consideraban como zonas del Eoceno inferior las descritas hasta este momento (o sus equivalentes según la figura 5). Sin embargo en ciertas áreas aparecían niveles situados entre las biozonas anteriores y el biohorizonte constituido por la aparición del género Hantkenina, límite inferior del Eoceno medio. Para llenar este vacío en la

Figura 5.- Comparación entre diferentes biozonaciones.

| SERIES          | LUTERBACHER, 1964<br>Apeninos          | KRASHININIKOV, 1965<br>1971 Siria | BOLLI, 1966<br>Caribe     | BECKMANN et al., 1969<br>Egipto | POSTUMA, 1971                   | HILLEBRANDT, 1974<br>Cordilleras Béticas | CANO et al., 1974         | STAINFORTH et al., 1975        |
|-----------------|----------------------------------------|-----------------------------------|---------------------------|---------------------------------|---------------------------------|------------------------------------------|---------------------------|--------------------------------|
|                 |                                        |                                   |                           |                                 |                                 |                                          |                           |                                |
| F O C E N O     |                                        | Acarinina                         | Globigerapsis kugleri     | Globigerapsis kugleri           | Globigerapsis kugleri           | Globigerinatheka subconglobata           |                           | Globigerinatheka subconglobata |
|                 |                                        | bullbrookii                       | Hantkenina aragonensis    | Globorotalia bullbrookii        | Globorotalia bullbrookii        | Hantkenina aragonensis                   |                           | Hantkenina aragonensis         |
|                 |                                        | Morozovella aragonensis           | Gbr. palmarae             | Globorotalia aragonensis        | Gbr. aragonensis / Gbr. formosa | Gbr. caucasica<br>Gbr. palmarae          | Gbr. pentacamerata        | Gbr. pentacamerata             |
|                 | Gbr. aragonensis                       | Morozovella aragonensis           | Gbr. aragonensis          | Gbr. aragonensis                | Gbr. aragonensis / Gbr. formosa | Gbr. aragonensis                         | Gbr. aragonensis          | Gbr. aragonensis               |
| I N T E R I O R |                                        | Morozovella                       | Gbr. formosa              | Gbr. formosa                    |                                 | Gbr. formosa / A. angulosa               | Gbr. formosa              | Gbr. formosa                   |
|                 | Gbr. formosa formosa / Gbr. subbotinae | Morozovella subbotinae            | Gbr. rex                  | Globorotalia subbotinae         | Globorotalia rex                | Gbr. lensiformis                         | Gbr. subbotinae           | Gbr. subbotinae                |
|                 | Gbr. aequa                             |                                   |                           |                                 |                                 | Gbr. marginodentata / Gbr. subbotinae    | Gbr. edgari               |                                |
| PALEOCENO       | Globorotalia velascoensis              | Morozovella velascoensis          | Globorotalia velascoensis | Globorotalia velascoensis       | Globorotalia velascoensis       | Globorotalia velascoensis                | Globorotalia velascoensis | Globorotalia velascoensis      |

| SERIES          | BERGGREN, 1978                                   | BLOW, 1979                                      | BENJAMINI, 1980<br>Israel               | CREMADES, 1982<br>Cordilleras Béticas        | MARQUEZ, 1983<br>MARQUEZ Y USERA, 1984<br>Alicante | ORUE-ETXEBARRIA, 1983,<br>1984 País Vasco | TOURMARKINE &<br>LUTERBACHER, 1985    | BERGGREN & MILLER<br>1988                      |
|-----------------|--------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-----------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------------------|---------------------------------------|------------------------------------------------|
|                 |                                                  |                                                 |                                         |                                              |                                                    |                                           |                                       |                                                |
| F O C E N O     | P11 Globigerapsis kugleri                        | P11 G. kugleri / S. frontosa boweri             | Globigerinatheka subconglobata          | Globigerinatheka subconglobata subconglobata | Globigerinatheka subconglobata                     | Globigerinatheka subconglobata            | Globigerinatheka s. subconglobata     | P11 Globigerapsis kugleri - Subbotina frontosa |
|                 | P10 Hantkenina aragonensis                       | P10 S.f. frontosa / G. (T.) pseudomayeri        | Hantkenina aragonensis                  | Hantkenina aragonensis                       | Hantkenina aragonensis                             | Globigerina (E.) boweri                   | Hantkenina nuttalli                   | P10 Hantkenina nuttalli                        |
|                 | P9 Acarinina densa                               | P9 G. (A.) aspensis / G. lozanovi prolata       | "Sphaeroidin." senni Planorot. palmarae | Eoglobigerina frontosa Morozovella caucasica | Acar. anquilosa                                    | G. (E.) frontosa                          | Acarinina                             |                                                |
|                 | P8 Morozovella aragonensis                       | P8 G. (M.) aragonensis / G. (M.) formosa        | Morozovella aragonensis                 | Morozovella aragonensis                      | Morozovella aragonensis                            | G. (M.) aragonensis                       | pentacamerata Morozovella aragonensis | P9 Subbotina inaequalis                        |
| I N F E R I O R | P7 Morozovella formosa                           | P7 G. (M.) formosa / G. (M.) lensiformis        | Morozovella formosa                     | Morozovella formosa                          | Morozovella formosa                                | G. (M.) lensiformis                       | Morozovella formosa formosa           | P8 M. aragonensis                              |
|                 | P6 M. subbotinae / Pseudohastigerina wilcoxensis | P6 G. (A.) wilcoxensis berggreni                | Morozovella subbotinae                  | Morozovella subbotinae                       | Morozovella subbotinae                             | G. (M.) subbotinae                        | Morozovella subbotinae                | P7 M. aragonensis - M. formosa                 |
|                 | P5 Morozovella velascoensis                      | P5 G. (M.) s. subbotinae / G. (M.) velas. acuta | Morozovella velascoensis                | Morozovella subbotinae                       | Morozovella velascoensis                           | G. (M.) subbotinae                        | Morozovella velascoensis              | P6 M. subbotinae - M. velascoensis             |
| PALEOCENO       |                                                  |                                                 |                                         |                                              |                                                    |                                           |                                       | P5 Morozovella velascoensis                    |



zonación se han definido nuevas biozonas. Así tenemos la zona de Globorotalia caucasica de HILLEBRANDT (1965) y la zona de Subbotina frontosa (CREMADES, 1982). Posteriormente, por razones taxonómicas y biostratigráficas, MARQUEZ (1983) introduce la zona de Acarinina angulosa. En fecha reciente, y por motivos similares, BERGGREN y MILLER (1988) definen la zona de Subbotina inaequispira (P9).

Se considera como límite inferior la desaparición de Acarinina pseudotopilensis y de Planorotalites palmarae, caso de que aparezca esta especie. El límite superior vendría marcado por la desaparición de Acarinina angulosa, entre otras especies y la aparición del género Hantkenina.

En el perfil de Agost pertenecen a esta biozona los tramos 16 al 22 (parte inferior).

Por lo que respecta a la asociación presente, aparecen en esta zona Subbotina frontosa, Morozovella spinulosa y Pseudohasterigerina sharkriverensis. Desaparecen Acarinina angulosa, A. aspensis y S. lozanoi. Además de las especies citadas, se encuentran en la zona, entre otras, S. inaequispira y S. senni.

#### **-Zona de Hantkenina aragonensis.**

Esta biozona constituye la base del Eoceno medio. Su límite inferior viene marcado por la aparición de Hantkenina y el superior por la de Globigerinatheka index. En ella están comprendidos los tramos 22,23 y base del 24.

Son abundantes en esta zona Subbotina inaequispira, S. frontosa, S. yeguaensis y S. senni. Aparecen por primera vez: Hantkenina mexicana, Globigerinatheka subconglobata y

Truncorotaloides topilensis.

**-Zona de Globigerinatheka subconglobata.-**

Pertenece a esta biozona el tramo final (24) del perfil de Agost. Consideramos (MARQUEZ, 1983) como límite inferior la aparición de Globigerinatheka index, mientras que el superior, no representado en esta serie, viene marcado por la desaparición de Morozovella aragonensis (STAINFORTH et al., 1975).

Las especies de foraminíferos planctónicos más abundantes en esta biozona, en el perfil estudiado, son: Subbotina inaequispira, S. yeguaensis, S. senni, Hantkenina mexicana, Globigerinatheka subconglobata, Truncorotaloides topilensis y Morozovella spinulosa.

**B) FORAMINIFEROS BENTONICOS.-**

**B-1 Microforaminíferos.-**

Se van a exponer a continuación las características de las asociaciones de los foraminíferos bentónicos del Eoceno de Agost y zonas proximas. Comenzaremos por las faunas de microforaminíferos (se incluyen en esta denominación todas las familias de foraminíferos bentónicos a excepción de Nummulitidae, Discocyclinidae, Lepidocyclinidae y Alveolinidae).

Los trabajos sobre estas faunas en el area que nos ocupa son escasos. Cabe citar, unicamente, a COLOM (1954), MARQUEZ (1975, 1979) y MARQUEZ y USERA (1976). Posteriormente, MARQUEZ (1983) realiza un amplio estudio, sobre el que se basa esta memoria, en el que se estudiaron cerca de 10.000 ejemplares,

identificandose, aproximadamente, unas 400 especies. Se elaboraron, para cada nivel, los censos correspondientes, calculandose, además, los porcentajes de formas planctónicas y bentónicas, los índices de diversidad ( $H$  de Shannon y  $\alpha$  de Fisher), y los porcentajes de formas aporcelanadas, arenaceas e hialinas. Se recogió, igualmente, la abundancia mayor o menor de macroforaminíferos y la presencia de otros grupos fósiles como ostracodos, briozoos, algas, etc.

Todos estos parámetros fueron estudiados mediante diversas técnicas estadísticas (MARQUEZ, op. cit.) cuyos resultados, de manera sucinta, aparecen a continuación.

En primer lugar, el análisis de los porcentajes de formas arenaceas, aporcelanadas e hialinas indican que las últimas son las mejor representadas, superando en la mayor parte de las muestras el 90 %. Los arenaceos son relativamente escasos, con porcentajes del 10-15 %, llegando, excepcionalmente, al 40 %. Finalmente, las formas aporcelanadas son las más escasas, no sobrepasando, en ningún caso el 4 %. Estos porcentajes corresponden (MURRAY, 1973), en líneas generales, con los ambientes de plataforma y más concretamente a las zonas de plataforma interna, externa y áreas de talud (PHLEGER, 1960; BOLTOVSKOY WRIGHT, 1976).

A las mismas conclusiones se llega a partir de los índices de diversidad ( $H$  y  $\alpha$ ) y de los porcentajes de formas planctónicas/bentónicas. En la serie de Agost, el índice de diversidad de Shannon-Weaver varía de 3'5 a 5. Para MARGALEF (1974) valores entre 2'7 y 4'9 son los propios de ambientes marinos estables. Por su parte, WRIGHT (1973), MURRAY (1973) y.

MURRAY y WRIGHT (1974) consideran que valores del índice  $\alpha$  de Fisher superiores a 5 son usuales en comunidades de plataforma; en los niveles estudiados oscila ampliamente, estando los valores más comunes comprendidos entre 10 y 25.

Un análisis estadístico detallado de estos parámetros y sus relaciones con el resto de la fauna, y en especial con la abundancia de macroforaminíferos, aparece en MARQUEZ (op. cit.). Sus resultados indican una correlación estrecha entre asociaciones con bajos índices de diversidad y abundancia de macroforaminíferos. Sin embargo, la correlación entre porcentajes de plantónicos/bentónicos y macroforaminíferos, no es tan clara puesto que la distribución de las formas planctónicas no está controlada solo por las características del fondo (profundidad, topografía, etc.) sino también por factores que afectan a las masas de agua en su conjunto (corrientes, etc.).

A partir de los inventarios, elaborados para cada una de las muestras, se agruparon las especies mediante la elaboración de matrices de coeficientes de correlación (matrices R). Los resultados, interpretados por medio de dendrogramas, permitieron establecer la existencia de diversas asociaciones de foraminíferos bentónicos que ocuparían distintos puntos de la plataforma (La lista completa de las especies de las diferentes asociaciones se puede consultar en MARQUEZ, op. cit.). De estas asociaciones, las más interesantes son las siguientes:

**-Asociación de Chilostomella eocenica.-**

Esta asociación está formada, entre otras especies, por Ch. eocenica CUSHMAN, Bulimina\_\_\_midwayensis CUSHMAN PARKER,

Allomorphina trigona REUSS, Nodosaria longiscata D'ORBIGNY y Osangularia mexicana COLE. Se trata de una fauna propia zonas profundas, plataforma externa o talud (PHLEGER, 1960; MURRAY, 1973; BOLTOVSKOY y WRIGHT, 1976).

Por su parte, AUBERT y BERGGREN (1976) citan Ch. eocenica y B. midwayensis en el Paleoceno de Tunez, concretamente, en sedimentos de plataforma externa o borde de talud.

En Agost, esta asociación aparece ligada siempre a niveles con ausencia casi total de macroforaminíferos y algas calcáreas.

#### **-Asociación de Pararotalia alicantina.-**

Esta asociación está formada por P. alicantina (COLOM) y diversas especies de Cibicides, Anomalinoides, Siphonodosaria, Bulimina, Iritaxia y Vulvulina. Entre estas especies cabe citar a C. perlucidus NUTTALL, A. pompilioides (GALLOWAY HEMINWAY), S. consobrina (D'ORBIGNY), B. aspensis COLOM, I. schroederi (HANG) y V. nummuliana (GUMBEL).

El género Pararotalia, en general, se considera propio de ambientes cálidos y poco profundos (LE CALVEZ, 1970; COLOM, 1971). En concreto, la especie P. alicantina es señalada por MASSIEUX (1973) en el Eoceno de las Corbieres septentrionales en niveles margosos con moluscos y Nummulitidos. En Agost, esta fauna aparece, igualmente, asociada a niveles con gran abundancia de macroforaminíferos.

El resto de especies parecen indicar condiciones similares. Así, la abundancia de especies de Cibicides, formas que viven adheridas, indicarían ambientes someros con una abundante epifauna (DOBSON HAYNES, 1973). Por otro lado, la ausencia de grupos que viven fijos a la vegetación como miliolidos y

discorbidos, entre otros, y la presencia, por otra parte, de diversas especies de arenaceos (Tritaxia, Vulvulina, etc.) hace pensar que se trataría de una zona algo más profunda que las áreas donde se desarrollan las praderas de Posidonias u otros vegetales en los mares actuales (LE CALVEZ, 1970). Por todo esto, se interpreta esta asociación como propia de ambientes situados en las zonas profundas de la plataforma interna.

**-Asociación de Pararotalia bicarinata.-**

Está constituida por P. bicarinata (COLOM) y varias especies de Cibicides, Pararotalia, Bulimina, Eponides y diversas especies de arenaceos: Textularia minuta TERQUEM, Clavulina parisiensis D'ORBIGNY y Spiroplectammina caribeanna BERMUDEZ. Se trata, en líneas generales de una asociación de plataforma interna (MARQUEZ op. cit.). Sin embargo, la presencia, además, de Gyroidinella magna LE CALVEZ y Cuvillierina vallesiensis (RUIZ DE GAONA) permite hacer algunas precisiones.

G. magna es citada en relación con facies recifales o perirecifales en la Cuenca de París (LE CALVEZ, 1970), en Aquitania y en general en toda la Mesogea (NEUMANN, 1968). Por su parte, C. vallesiensis aparece en sedimentos litorales del Ypresiense de Aquitania (DEBOURLE, 1955) y en facies poco profundas, perirecifales, del Eoceno inferior de Siria (EJES y NOUET, 1966). Por todo esto parece que esta asociación podría haber ocupado áreas algo más someras que las de la asociación de P. alicantina.

**-Asociación de Bolivina alata.-**

Esta asociación está constituida por Bolivina alata

SEGUENZA, B. alata MACFADYEN, Bulimina pupoides D'ORBIGNY, B. ovata D'ORBIGNY y Nonion communae (D'ORBIGNY). En estos niveles no se encuentran macroforaminíferos, apareciendo, en cambio, numerosas formas piritizadas y abundante pirita en el sedimento.

Los géneros Bolivina, Bulimina y Nonion se consideran, normalmente, como propios de ambientes de plataforma. En el caso concreto de Bolivina, son numerosos los autores que relacionan las especies de este género con áreas pobres en oxígeno (PHLEGER y SOUTAR, 1973; PUJOS-LAMY, 1973; STREETER, 1972; INGLE et al., 1980). Por todo lo anterior, se interpreta la asociación de B. alata como característica de ambientes de plataforma pobres en oxígeno. Esta interpretación se justificaría por la estructuración de la cuenca, en el Eoceno inferior, en áreas compartimentadas, con umbrales y zonas deprimidas en las que la circulación de las masas de agua en profundidad sería difícil, no así en las zonas superficiales dado que todas las muestras de esta asociación presentan una rica fauna planctónica.

## **B-2 Macroforaminíferos.-**

Las publicaciones sobre macroforaminíferos procedentes de la zona de Agost son escasas. Entre ellas, cabe citar a GOMEZ LLUECA (1929) que publicó la primera monografía sobre macroforaminíferos españoles y en la que abundan las formas alicantinas y en especial los ejemplares procedentes de Agost. Otros trabajos importantes son los de COLOM (1954) sobre los foraminíferos del Eoceno inferior de Aspe y las publicaciones de HILLEBRANDT (1974, 1976).

Posteriormente, MARQUEZ (1983) realizó un estudio sobre las diferentes especies del género Assilina presentes en el Eoceno inferior del área de Agost. En ese trabajo, mediante el uso de métodos de análisis multivariable (canónico) se comprobó la existencia de diversas tendencias dentro de la evolución de este género. Se pudo observar, así mismo, en las especies A. placentula y A. laxispira, el fenómeno conocido en Genética de poblaciones como desplazamiento de caracteres, de gran importancia en los procesos de especiación y raramente observado en poblaciones fósiles.

Por último, hay que señalar la obra de ISUMAN (1983) sobre Nummulites y Assilina de las localidades de Agost y Aspe.

En la región de Agost se han identificado diversas asociaciones de macroforaminíferos pertenecientes a las zonas de Nummulites praecursor, N. involutus, Nummulites planulatus, N. praelevigatus, N. campesinus y N. obesus (HILLEBRANDT, 1974, 1976). Dichas zonas ocupan el Eoceno inferior y la base del Eoceno medio y equivalen, en líneas generales y dentro de la biozonación basada en foraminíferos planctónicos usada en este trabajo, a las zonas de Morozovella subbotinae, Morozovella formosa, M. aragonensis, Acarinina angulosa y Hantkenina aragonensis.

Las especies de Nummulitidae más importantes que aparecen en la zona de M. subbotinae son: Nummulites praevius SCHAUB, N. solitarius D.L. HARPE, N. praecursor D.L. HARPE y Assilina leymerie D'ARCHIAC HAIME. Por su parte, en la zona de M. formosa se encuentran: Nummulites planulatus LAMARCK, N. vonderschmitti SCHAUB, N. ornatus SCHAUB, N. praemurchisonae



NEMKOV BARCHATOVA, Assilina leymerie D'ARCHIAC HAIME y A. placentula (DESHAYES).

En la zona de M. aragonensis, y en concreto, en la subzona de M. aragonensis, aparecen, entre otros, Nummulites burdigaliensis D.L. HARPE, N. aguitanicus BENOITS, N. vonderschmitti SCHAUB, N. partschi D.L. HARPE, Assilina leymerie D'ARCHIAC HAIME, A. placentula (DESHAYES), A. pustulosa DONCIEUX y Operculina spp. Por su parte, en la subzona de Planorotalites palmarae se encuentran: N. praelucasi DOUVILLE, N. nitidus D.L. HARPE, N. burdigaliensis D.L. HARPE, N. partschi D.L. HARPE, N. subdistans D.L. HARPE, N. irregularis DESHAYES, N. archiaci SCHAUB, N. pustulosus DOUVILLE, A. placentula (DESHAYES), A. laxispira D.L. HARPE, A. pustulosa DONCIEUX y Operculina spp.

Los tramos superiores de la serie, y concretamente la zona de Acarinina angulosa contienen: N. burdigaliensis SCHAUB, N. campesinus SCHAUB, N. bakhchisaraiensis ROZLOZNIK, N. praeloriolo SCHAUB, N. manfredi SCHAUB, N. archiaci SCHAUB, A. placentula (DESHAYES), A. laxispira D.L. HARPE, A. reicheli SCHAUB y Operculina spp.

Por último, en los niveles pertenecientes a la zona de Hantkenina aragonensis aparecen: N. obesus D'ARCHIAC HAIME, N. friulanus SCHAUB, N. partschi tauricus D.L. HARPE, N. praelorioli SCHAUB, N. distans DESHAYES, N. maior D.L. HARPE y Operculina cf. spira (DE ROISSY).

Finalmente, hay que indicar, que en la mayoría de los tramos abundan, también, las formas pertenecientes a Discocyclinidae y Lepidocyclinidae, siendo, en cambio, muy raros

los ejemplares de Alveolinidae.

### BIBLIOGRAFIA

- AUBERT, J.        BERGGREN, W.A.    (1976).    Paleocene benthic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Tunisia. Bull. Centre Rech. Pau (S.N.P.A.), 10(2): 379-469.
- BAENA, J.   y   JEREZ, L.   (1982).   Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la meseta y la zona bética s. str. Colección informes IGME, 1-256.
- BECKMANN, J.P., EL-HEINY, I., SAID, R. y VIOTTI, C. (1969). Standard planktonic zones in Egypt. Proc. Firts Intern. Conf. Planktonic Microf. 1:92-203.
- BENJAMINI, CH. (1980). Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Avdat group (Eocene) in the Northern Negev, Israel. Jour. Paleont. 54(2):325-358.
- BERGGREN, W.A. (1978). Recent advances in Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy, biocronology and biogeography: Atlantic Ocean. Micropaleont. 24(2):337-370.
- BERGGREN, W.A.    MILLER, K.G.   (1988).    Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiocronology. Micropaleont., 34(4):362-380.
- BOLTOVSKOY, E.    WRIGHT, R.   (1976).    Recent Foraminifera, Junk ed., 1-515.
- BLOW, W.H., (1979). The Cainozoic Globigerinida, 3 vol. Ed. E.J. Brill. 1-1413.

- BOLLI, H.M. (1966). Zonación de sedimentos marinos del Cretácico al Plioceno basada en foraminíferos planctónicos. Public. Inst. mexicano Petrol., 69:1-35 (Traducción 1969).
- BOLLI, H.M. KRASHENINNIKOV, V.A. (1977). Problems in Paleogene and Neogene correlations based on planktonic foraminifera. Micropaleont. 23(4):436-452.
- CARD, Y., LUTERBACHER, H.P., PERCH-NIELSEN, K., PREMOLI-SILVA, I., RIEDEL, W. Y SANFILIPPO, A. (1975). Zonations à l'aide de microfossils pélagiques du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur. Bull. Soc. Geol. Fr. (7<sup>e</sup> ser.) 17(2):125-147.
- COLOM, G. (1954). Estudio de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante. Bol. IGME, 66: 1-279.
- COLOM, G. (1971). Micropaleontología de las series eocénicas de Santa Coloma de Queralt (Tarragona). Mem. Real Acad. Ciencias y Artes de Barcelona, 41(4): 73-135.
- CREMADES, J. (1982). Contribución al conocimiento de los foraminíferos planctónicos y al estudio bioestratigráfico del Eoceno y Oligoceno del sector oriental de las Cordilleras Béticas. Tesis Doc. Univ. Granada, 359:1-350.
- DEBOURLE, A. (1955). Cuvillierina eocenica, nouveau genre et nouvelle espèce de foraminifère de l'Ypresien d'Aquitaine. Bull. Soc. Geol. Fr., 5(6):55-57.
- DOBSON, M. HAYNES, J. (1973). Association of foraminifera with hydroids on the deep shelf. Micropaleont., 19(1): 78-90.
- EJEL, F. et NOUET, G. (1966). Présence de Cuvillierina vallesiensis (RUIZ DE GAONA) dans la région de Damas (Syrie). Revue microp., 9(1): 19-22.

FERRER, J. (1971). El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro (Cataluña). Mem. suis. Paleont., 90:1-70.

FONTBOTE, J.M. y ESTEVEZ, A. (1980). Geología de la Cordillera Bética. Excursión nº 47d. Bol. Geol. Min., 91:249-292.

FONTBOTE, J.M. y VERA, J.A. (1986). La Cordillera Bética. Introducción. In: Libro Jubilar J.M. Rios. Ed. IGME, 2:205-218.

GOMEZ LLUECA, F. (1929). Los Nummulítidos de España. Junta Ampl. Est. Inv. Cientif., Ser. Paleontológica, 8(1):1-400.

HERMES, J.J. (1978). The Prebetic zona, the Gualdaquivir basin and the Balearic promontory. C.R. Somm. S.G.F., 4:187-193.

HILLEBRANDT, A. (1965). Foraminiferen-Stratigraphie in alttertiar von Zumaya (provinz Guipuzcoa, NW Spanien) und ein vergleich mit anderen Thetys-Gebieten. Bayer. Akad. Wiss. math. nat. Kl. Nf. 123:1-56.

HILLEBRANDT, A. (1974). Bioestratigrafía del Paleógeno del sureste de España (provincias de Alicante y Murcia). Cuadernos Geol. 5:135-153.

HILLEBRANDT, A. (1976). Los foraminíferos planctónicos, nummulítidos y coccolitofóridos de la zona de Globorotalia palmarae del Cuisiense (Eoceno inferior) en el SE de España (provincias de Murcia y Alicante). Rev. Esp. Microp. 8(3): 323-394.

INGLE, J.C., KELLER, G. KOLPACK, R.L. (1980). Benthic foraminiferal biofacies, sediments and water masses of the southern Peru-Chile Trench area, southeastern Pacific Ocean. Micropaleont., 26(2):113-150.

- ISUMAN, N.L. (1983) Mikropaläontologische untersuchungen von Grossforaminiferen (Nummuliten und Assilinen) im Alttertiär von Südostspanien (Aspe und Agost in der provinz Alicante). Berl. geow. Abh. Reihe A. Geol. Paläont., 49: 61-170.
- KRASHENINNIKOV, V.A. (1965). Zonal Paleogene stratigraphy of the Eastern Mediterranean. Nauka, 133:5-75.
- KRASHENINNIKOV, V.A. (1971). Cenozoic Foraminifera. Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 6:1055-1068.
- LE CALVEZ, Y. (1970). Contribution a l'étude des Foraminifères paléogènes du bassin de Paris. Cahiers de Paléontologie, 1-378.
- LUTERBACHER, H.P. (1964). Studies in some Globorotalia from the Paleocene and lower Eocene of the Central Apennines. Eclog. Geol. Helv. 57(2): 631-730.
- MARGALEF, R. (1974). Ecología. Ed. Omega. 1-951.
- MARQUEZ, L. (1975). Microbiostratigrafía del Paleógeno de la zona este de la provincia de Alicante. Tesis de Licenciatura (inédita).
- MARQUEZ, L. (1979). Estudio sobre las asociaciones de foraminíferos bentónicos del Eoceno inferior de Agost (Alicante). Com. IV Reunión Bien. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
- MARQUEZ, L. (1983). Estudio de algunos aspectos paleobiológicos, sistemáticos y bioestratigráficos de los foraminíferos del Eoceno inferior de la zona central de la provincia de Alicante. Tesis Doc. Publicaciones de la Univ. Complutense de Madrid, 1-219
- MARQUEZ, L. y USERA, J. (1976). Microbiostratigrafía de tres

- series del Paleógeno de la provincia de Alicante. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 74:97-135.
- MARQUEZ, L. y USERA, J. (1984). Bioestratigrafía (foraminíferos) del Eoceno de la localidad de Agost (provincia de Alicante). Acta Geol. Hispanica, 19(1): 19-28.
- MARTINEZ-GALLEG0, J. (1973). Sobre la presencia de la zona de Globorotalia palmarae en las Cordilleras Béticas. Cuadernos Geol., 4:69-75.
- MARTINEZ-GALLEG0, J. (1977). Estudio micropaleontológico del Nummulítico de un sector comprendido entre Moreda-Piñar-Pedro Martinez (Zona Subbética). Tesis Doc. Univ. Granada, 175, 1:1-241, 2:1-264.
- MASSIEUX, M. (1973). Micropaléontologie stratigraphique de l'Eocène des Corbières septentrionales (Aude). Cahiers de Paléontologie, 1-150.
- MURRAY, J.W. (1973). Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. Heinemann ed., 1-275.
- MURRAY, J.W. WRIGHT, C.A. (1974). Paleogene Foraminiferida and Paleoecology, Hampshire and Paris basins and the English Channel. Spec. Papers Paleont., 14:1-130.
- NEUMANN, M. (1968). A propos de Gyroldinella magna LE CALVEZ en Aquitaine et en Mésogée. Coll. Eoc. Mem. BRGM, 58(1):85-92.
- ORUE-ETXEBARRIA, X. (1983). Los foraminíferos planctónicos del Paleogeno del Sinclinatorio de Bizkaia (Corte de Sopelana-Punta de la Galea). Parte I. Kobie, 13:175-250.
- ORUE-ETXEBARRIA, X. (1984). Los foraminíferos planctónicos del Paleogeno del Sinclinatorio de Bizkaia (Corte de

- Sopelana-Punta de la Galea). Parte II. Kobie, 14:351-429.
- PHLEGER, F.B. (1960). Ecology and distribution of Recent Foraminifera. Oxford Univ. Press, 1-297.
- PHLEGER, F.B. SOUTAR, A. (1973). Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima. Micropaleont., 19(1): 110-115.
- POSTUMA, J.A. (1971). Manual of Planktonic Foraminifera. Elsevier Publ. 1-420.
- PUJOS-LAMY, A. (1973). Bolivina subaenariensis Cushman, indicateur d'un milieu confiné dans le Gulf de Cap-Breton. C. R. Acad. Sc., 277(D):2655-2658.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977a). Los grandes accidentes tectónicos de la provincia de Alicante. Tecniterrae, 17:8-17
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977b). Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. I) Estratigrafía. Bol. IGME, 88(3):183-214.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977c). Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. II) Tectónica. Bol. IGME, 88(4):273-299.
- STAINFORTH, R.M., LAMB, J.L., LUTERBACHER, H.P., BEARD, J.N. JEFFORDS, R.M. (1975). Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. Univ. Kansas Paleont. Contrib. 62:1-425.
- STREETER, S.S. (1972). Living benthonic foraminifera of the Gulf of California, a factor analysis of Phleger's (1964) data. Micropaleont., 18(1):64-73.
- TOURMARKINE, M. LUTERBACHER, H.P. (1985). Paleocene and Eocene

planktonic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. Perch-Nielsen, K.D. Eds. Plankton Stratigraphy, Cambridge Univ. Press, 87-154.

VERA, J.A. (1986). Las zonas Externas de las Cordilleras Béticas. In: Geología de España. Libro Jubilar de J.M. Ríos. Ed. IGME, 2:205-218.

VERA, J.A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. Rev. Soc. Geol. España, 1(3-4):373-391.

WRIGHT, C.A. (1973) Foraminiferids from the Lutetian at Ronquerolles (Val-d'Oise) and their palaeoecological interpretation. Revue Microp., 16(2): 147-157.



**Paradas 2 y 3. Tortoniense de la Cuenca de Fortuna.**

GUIA DE LOS ARRECIFES TORTONIENSES DE LA CUENCA DE FORTUNA  
(MURCIA). ARRECIFE VICTOR Y COMPLEJO DE EL PUERTO

**Carlos de Santisteban\***

Departament de Geologia.

UNIVERSITAT DE VALENCIA

**INTRODUCCION A LA GEOLOGIA DE LA CUENCA DE FORTUNA**

La localidad de Fortuna está situada a 25 kilómetros al norte de la ciudad de Murcia. Está emplazada en el centro de una gran depresión de 600 kilómetros cuadrados de extensión, con una forma alargada en la dirección NE-SW (Fig. 1). La Depresión de Fortuna está limitada por las sierras de La Espada, El Lugar, El Baño, Abanilla y Orihuela. Hacia el suroeste, a la derecha del río Segura, se continúa con la Depresión de Mula, con la que forma una unidad geomorfológica.

Las Depresiones de Mula y Fortuna son herencia de una gran cuenca sedimentaria de edad Tortoniense superior-Pliocena, algunas de cuyas características fisiográficas se conservan condicionando las formas actuales del relieve.

Los materiales terciarios que fueron sedimentados en esta cuenca pueden considerarse como postorogénicos, en relación con el tiempo de desarrollo del plegamiento alpino en este área. Estos depósitos fosilizan el límite entre las Zonas Externas e Internas, las cuales constituyen las mayores unidades paleogeográficas y estructurales de las Cordilleras Béticas.

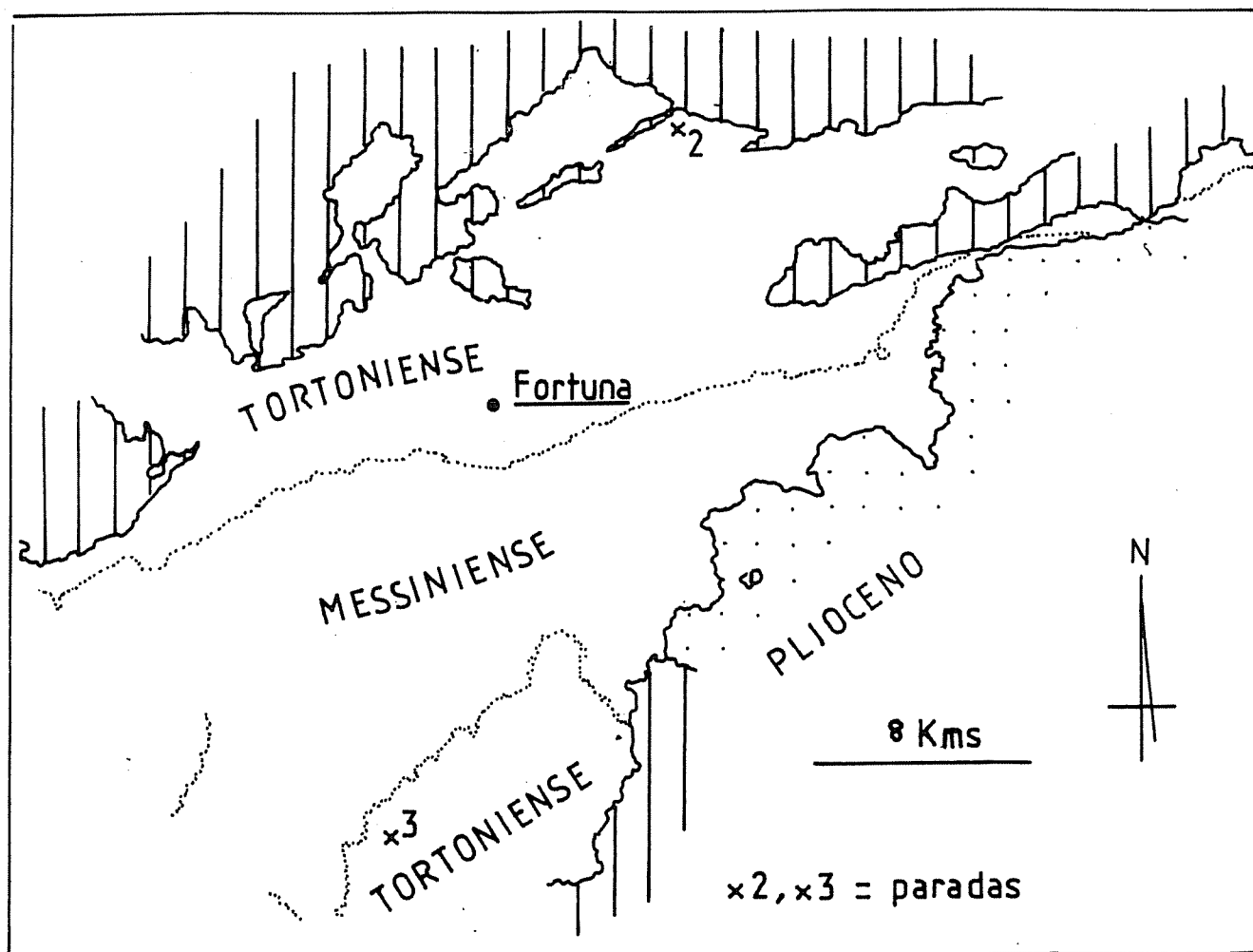


FIG.1

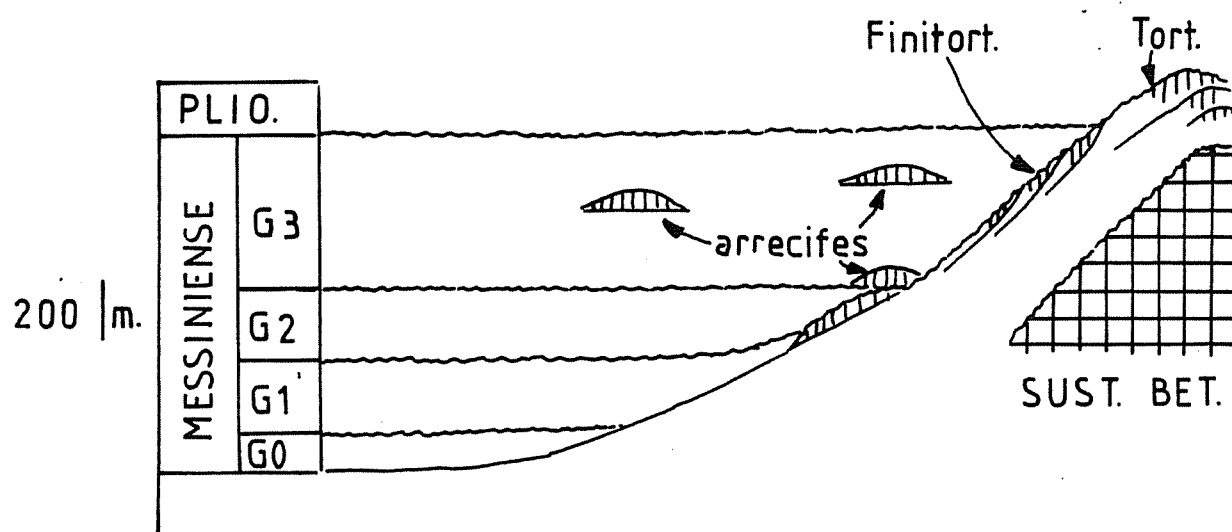


FIG.2

Este límite coincide aproximadamente con la posición del accidente de Bullas-Crevillente, de dirección NE-SW. Al norte de él, los materiales que forman el substrato de la cuenca pertenecen al Prebético Interno y Subbético Medio, mientras que al sur, afloran depósitos atribuibles al Dominio Alpujarride (Zonas Internas) en su subdominio Ballbona Cucharón. En su conjunto, estos materiales comprenden depósitos sedimentarios mesozoicos y terciarios (Eoceno y Mioceno inferior-medio) que se presentan plegados.

La cuenca miocena de Fortuna fué desarrollada al inicio de una fase de distensión, de edad post-serravalliense. Estuvo enclavada en el sector nororiental del "Estrecho Nordbético" que, durante el Mioceno superior constituyó la principal vía de comunicación entre el Mediterráneo y el Atlántico.

Durante el Mioceno superior la Cuenca Mediterránea, así como los estrechos Nordbético y Rifeño estuvieron sometidos a la llamada "Crisis de Salinidad Messiniense", la cual consistió en importantes cambios eustáticos absolutos. Su causa, aún no del todo determinada, ha sido atribuida a una restricción en la comunicación a través de los dos estrechos (Nordbético y Rifeño), bien debido a movimientos tectónicos, bien a una caída eustática global condicionada por un incremento en el volumen de los hielos en el Antártico. Las consecuencias fueron importantes cambios en las condiciones de sedimentación y desarrollo orgánico en estas cuencas.

En el estrecho Nordbético, la "Crisis de Salinidad" está registrada en la alternancia de depósitos formados en condiciones marinas, similares a las de los estadios marinos

tortonienses, y en condiciones restringidas hasta la desecación de la cuenca. Durante los estadios marinos se desarrollaron importantes complejos arrecifales. Durante los estadios de restricción se formaron discordancias erosivas en las áreas emergidas, precipitaron evaporitas, se originaron importantes espesores de depósitos varvados y se desarrollaron grandes edificios estromatolíticos.

La importancia de la Cuenca de Fortuna está en que es una de las que presentan el registro sedimentario messiniense más complejo del área bética. Muchas de las series de otras cuencas contienen fragmentos del registro, los cuales sólo pueden ser interpretados correctamente por referencia a la secuencia de Fortuna.

#### **ESTRATIGRAFIA DE LA CUENCA DE FORTUNA**

En la Cuenca de Fortuna afloran materiales del Tortoniense, Messiniense y Plioceno. Los depósitos Pliocenos fueron depositados enteramente en el ambiente continental, mientras que los miocenos en parte son marinos y en parte continentales.

Uno de los tipos de depósitos de origen marino más significativos en estas cuencas son los formados por complejos de arrecifes coralinos. Estos arrecifes se presentan tanto entre los materiales de edad Tortoniense como en los Messiniense. Su posición estratigráfica nos ha permitido conocer la magnitud de las variaciones eustáticas en la cuenca. (SANTISTEBAN y TABERNER, 1983).

Como corresponde a una cuenca moderadamente profunda

desecada, la distribución de materiales en función de su edad y litofacies, sigue el modelo concéntrico de "ojo de buey". Así, los materiales tortonienses se hallan preferentemente en los márgenes. Constituyeron plataformas arreciofales y deltaicas, las cuales se hallan en la actualidad en su posición original (fig. 1). En la parte central de la cuenca, en una posición topográficamente inferior, afloran las evaporitas messinienases. Estas presentan capas en disposición horizontal y solapante de forma expansiva sobre los taludes de las plataformas tortonienses.

Considerando el conjunto de todos los depósitos marinos de la Cuenca de Fortuna, y haciendo especial énfasis en la presencia o ausencia de arrecifes coralinos, pueden distinguirse las siguientes unidades (Fig. 2):

A-Unidades tortonienses:

A-1 Arrecifes Tortonienses. Forman parte de grandes complejos de plataforma, que bordean todos los márgenes de la cuenca. En el sector norte, constituyen plataformas progradantes con taludes de hasta 400 metros de desnivel topográfico. En el sur, los arrecifes tienen menor entidad y se presentan como cuerpos de carbonato entremezclados con conglomerados deltaicos. La estructura y posición de estos arrecifes revelan un ascenso continuo del nivel del mar durante el Tortoniense.

A-2 Arrecifes Finitortonienses. Esta unidad ha sido reconocida por la disposición descendente de las facies de talud arrecifal. No se ha conservado ningún edificio coralino en ella, aunque su existencia está probada por el volumen de sus depósitos de talud. La estructura interna de los depósitos de

esta unidad es indicativa de un descenso eustático de gran magnitud.

#### B-Unidades messinienses:

Los depósitos messinienses se caracterizan por la presencia de facies evaporíticas en secuencia de naturalezas transgresivo-regresivas. Por su significado pueden ser agrupadas en cuatro unidades distintas que contienen conjuntos de ciclos de características similares.

B-1. Grupo-0. Los materiales de esta unidad se formaron en la parte más profunda de la cuenca, al pie de los taludes de las plataformas tortonienses. Consisten en depósitos lacustres conteniendo canales de conglomerados cuyos clastos son fragmentos de coral, erosionados de los arrecifes tortonienses y finitortonienses emergidos.

B-2. Primer Grupo. Esta unidad está formada por una única secuencia transgresivo-regresiva. Se caracteriza por la presencia de carbonatos arrecifales y margas, en la base, y evaporitas (halita y yesos laminados) en el techo. La parte superior contiene depósitos formados en un ambiente de "playa-lake", los cuales no llegan a recubrir completamente los carbonatos arrecifales.

B-3. Segundo Grupo. Entre los depósitos de este grupo no existen carbonatos de origen arrecifal. Están formados por cinco ciclos transgresivo-regresivos, cuya secuencia modelo consiste en margas finamente laminadas, en la base, y yesos en el techo. Las margas laminadas fueron formadas en una cuenca con un estado de estratificación de sus aguas.

B-4. Tercer Grupo. Unicamente la mitad inferior de

este grupo presenta depósitos formados en el ambiente marino. Consiste esta parte del Tercer Grupo de ciclos evaporíticos en intercalaciones de yesos y margas o carbonatos, constituyendo secuencias de carácter transgresivo-regresivas. Las intercalaciones de carbonatos están formadas por bioconstrucciones de corales, las cuales llegan a tener 50 metros de altura. Estos edificios arrecifales se encuentran parcialmente cubiertos por evaporitas.

#### **ALGUNAS CARACTERISTICAS COMUNES DE LOS ARRECIFES DEL MIOCENO SUPERIOR DEL AREA BETICA**

Los arrecifes tortonienses y messinienses del área bética han sido estudiados preferentemente desde los puntos de vista sedimentológico y petrológico. A pesar de que las condiciones de afloramiento permiten la realización de trabajos paleontológicos aún hay mucho por conocer sobre la sistemática y paleoecología de sus principales componentes (corales, algas, moluscos, foraminíferos,...). Los estudios que se han realizado hasta la actualidad se refieren principalmente a:

- La identificación de los arrecifes, zonación de facies y fisiografía original.

- El condicionamiento del desarrollo coralino en función de la dinámica de los parámetros físicos de la cuenca sedimentaria: estabilidad del nivel del mar, estabilidad del substrato, cambios de salinidad como consecuencia de la "Crisis de Salinidad Messiniense"

- La evolución eustática absoluta en relación con el



desarrollo de la "Crisis de Salinidad Messiniense".

-La composición orgánica y estructura de cada arrecife considerado individualmente. Determinación de estadios de crecimiento. Ciclicidad y tendencias de desarrollo.

-La zonación coralina y estudio de la variación morfológica de las colonias.

-El análisis de la preservación de los restos esqueléticos y diagénesis.

Uno de los rasgos que más han llamado la atención en estos arrecifes es la presencia de variedades polimórficas en los corales Porites lobatosepta y Tarbellastraea eggenburgensis, corales que son los constituyentes predominantes. Este polimorfismo fue señalado inicialmente en los arrecifes tortonienses y messinienses del sureste de España por ESTEBAN y GINER (1977), ESTEBAN (1979), ARMSTRON y otros (1980), DABRID y otros (1981). ESTEBAN y GINER (1977) y ESTEBAN (1979) han relacionado varias de las formas de Porites lobatosepta con características físicas medioambientales, estableciendo un modelo de zonación morfológica. SANTISTEBAN (1981) ha mostrado que existe una gran similitud entre las formas de las distintas variedades de estos dos corales, las cuales pueden sintetizarse en 15 tipos (Fig. 3). Este último autor hace notar que:

1) La forma externa y dimensiones de las distintas variedades polimórficas son las mismas para las dos especies citadas

2) En cada arrecife una de las dos especies es siempre dominante sobre la otra, en número de colonias y volumen ocupado

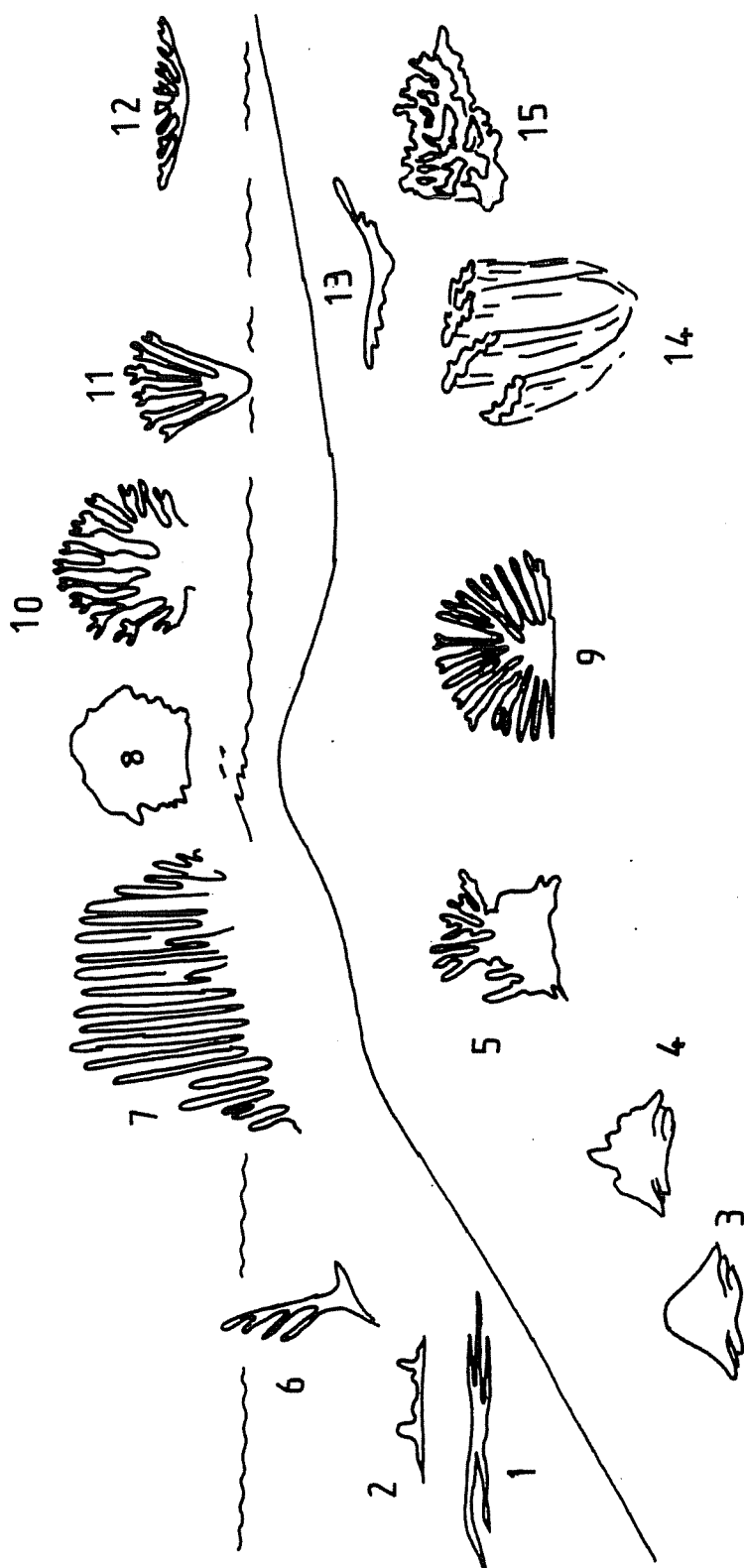


FIG. 3

por ellas. Formas similares de las dos especies pueden ocupar posiciones semejantes en el arrecife.

3) Cada variedad tiene siempre un emplazamiento específico en el arrecife (Fig. 3). En un mismo estadio de crecimiento pueden darse todas las variedades.

4) Existe la posibilidad de establecer relaciones entre la forma de las colonias y factores medioambientales. En algunos casos, se puede determinar a qué factores responde una determinada variedad. Aparentemente todas las formas reconocidas se desarrollaron en condiciones normales de paleosalinidad y paleotemperatura.

En el esquema de la figura 3 se muestran las distintas variedades identificadas para Porites y Tarbellastraea. Estas han sido emplazadas en la posición en la que más habitualmente se presenta en el arrecife. Estas formas son:

- 1) Colonias planas.
- 2) Colonias planas con digitaciones.
- 3) Colonias acampanadas.
- 4) Colonias acampanadas irregulares.
- 5) Colonias acampanadas con digitaciones.
- 6) Colonias ramificadas inclinadas.
- 7) Colonias en forma de bastones dispuestos verticalmente,
- 8) Colonias masivas hemisféricas.
- 9) Colonias hemisféricas radiadas.
- 10) Colonias hemisféricas radiadas con ramificaciones.
- 11) Colonias cónico-radiadas.
- 12) Colonias cónico-radiadas aplanadas.
- 13) Colonias en forma de copa.

14) Colonias irregulares.

15) Colonias laminares verticales.

## DESCRIPCION DEL ITINERARIO

Accedemos a la Depresión de Fortuna por el lugar denominado El Puerto. Este punto está localizado en el extremo noreste de la cuenca. Aquí, afloran los materiales del substrato mesozoico (depósitos de plataforma carbonatada y turbiditas cretácicas). Desde El Puerto se divisa una gran depresión subdesértica en cuyo centro predominan margas y evaporitas.

La carretera desciende paralela al margen norte de la cuenca miocena. Discurre paralela a una fractura a lo largo de la cual existen inyecciones de arcillas y yesos triásicos. A la derecha, tenemos una excelente sección longitudinal a un abanico de "fan-delta". Este complejo sedimentario se encuentra en una posición original. Se puede apreciar la presencia de una estratificación cruzada a gran escala, que es el resultado de la progradación frontal de lóbulos conglomeráticos sobre los que se desarrollaron edificios arrecifales. La parte superior, con una estructura masiva, corresponde al sistema de canales anastomosados de la porción subaérea del "fan-delta".

La carretera está construída sobre margas tortonienses las cuales han sido erosionadas formando "bad-lands". Al sur de la ciudad de Fortuna, la carretera asciende ligeramente. En el punto más alto, se halla el límite Tortoniense-Messiniense, marcado por la presencia de un conjunto de intercalaciones de capas de arenisca y margas. Estas areniscas presentan

estructuras indicativas de emersión subaérea (grietas de retracción por desecación, huellas de vertebrados terrestres,...) y están emplazadas sobre las margas tortonienses en la parte más deprimida de la cuenca.

Nos dirigimos en dirección a Molina del Segura y nos desviamos hacia la izquierda en dirección a la urbanización de La Alcayna. Desde la ciudad de Fortuna hemos cruzado la parte central de la cuenca, formada principalmente por margas y evaporitas messinienses, y volvemos a encontrar depósitos tortonienses. Estamos en el margen sur de la cuenca e iniciamos el ascenso por las pendientes frontales de un aparato de "fan-delta" que se desarrolló de sur a norte (El Montañal). Estos depósitos conservan bastante bien su morfología externa original, la cual consiste en una plataforma elevada con pendientes frontales. En planta, posee una forma lobulada (Fig. 4). Están formados principalmente por conglomerados, los cuales están organizados en unidades lobuladas de 1 kilómetro de ancho y 3 de largo. Internamente presentan una marcada estratificación cruzada cóncava a gran escala.

Entre los conglomerados existen cuerpos de carbonatos consistentes en edificios arrecifales. Estos arrecifes se desarrollaron en la parte no activa del "fan-delta" y están adaptados a la superficie irregular de los lóbulos. Nuestro objetivo es un pequeño arrecife (Víctor) emplazado a la izquierda de la carretera que va desde la Alcayna a el Espinardo.

PARADA 2. Arrecife Víctor. Edificio arrecifal adaptado a la

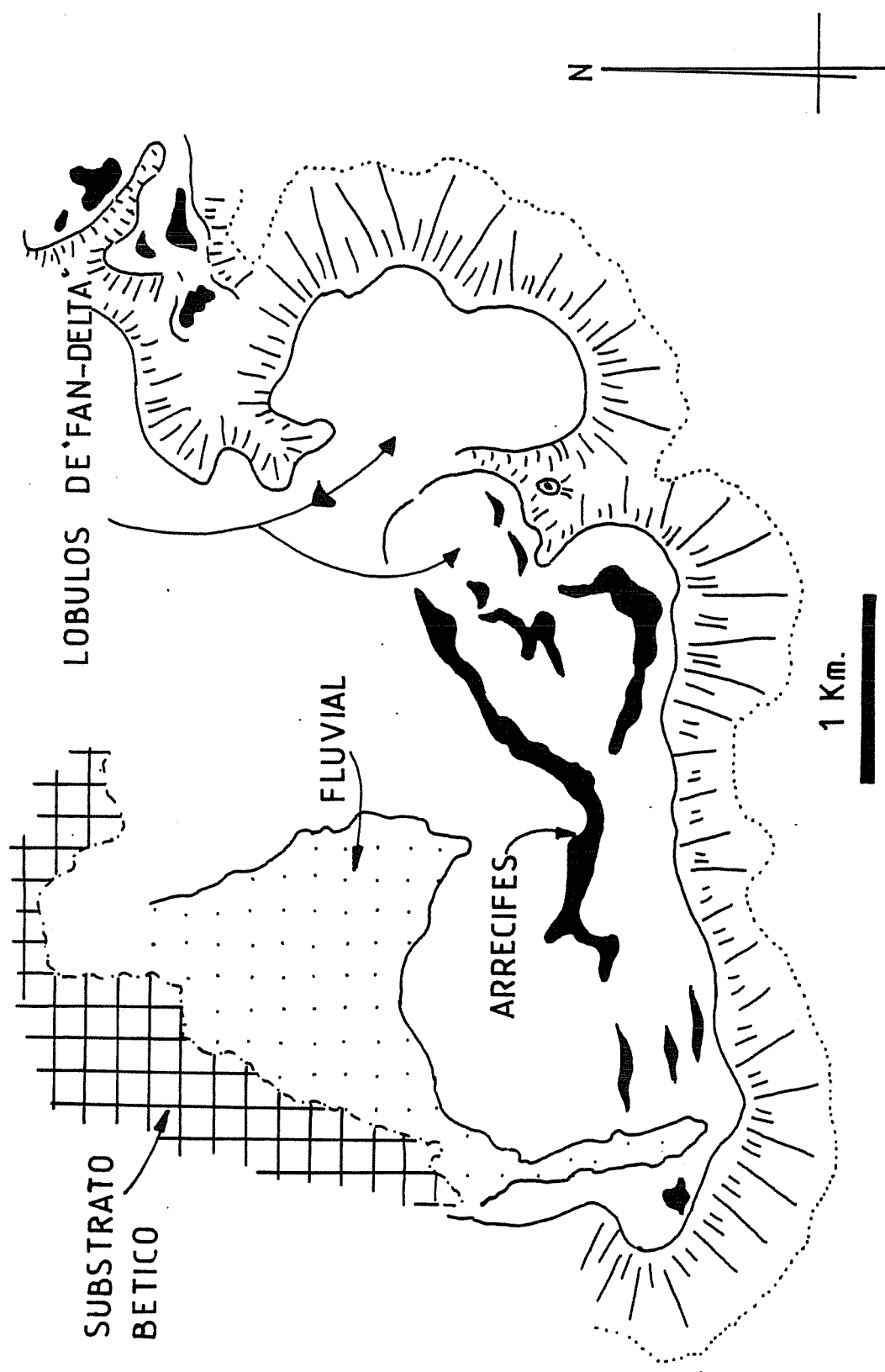


FIG.4

superficie superior de un sistema de lóbulos de "fan-delta".

Situación. Este arrecife está situado en una pequeña cantera emplazada a unos 300 metros a la izquierda de la carretera que desde La Alcayna desciende hacia El Espinardo, junto al cerro Víctor en la zona de Pagos del Obispo.

Objetivos. El objetivo de esta parada es la observación de la adaptación de un arrecife a la fisiografía de un sistema de lóbulos conglomeráticos. En detalle, se pueden reconocer la zonación morfológica de los corales de un arrecife cuyo núcleo está formado por Porites y que además presenta parches arrecifales de Tarbellastraea.

Descripción. En una perspectiva frontal, el arrecife aparece como un cuerpo de carbonatos blancos con un techo plano-horizontal y una base cóncava. Inferiormente a él, tenemos conglomerados cuyos componentes son de tonos oscuros. Esta geometría es debida a la adaptación del arrecife a un relieve irregular preexistente. En su parte frontal, la secuencia vertical de los depósitos carbonatados está formada por 3 metros de calcarenitas, conteniendo cantos dispersos seguidas por 5 metros de carbonatos bioconstruidos (Fig. 5).

Las calcarenitas constituyen los depósitos de talud arrecifal. Están emplazadas rellenando y atenuando la depresión existente entre dos lóbulos de conglomerados. Su techo es planohorizontal.

El núcleo arrecifal se extiende lateralmente sobre los

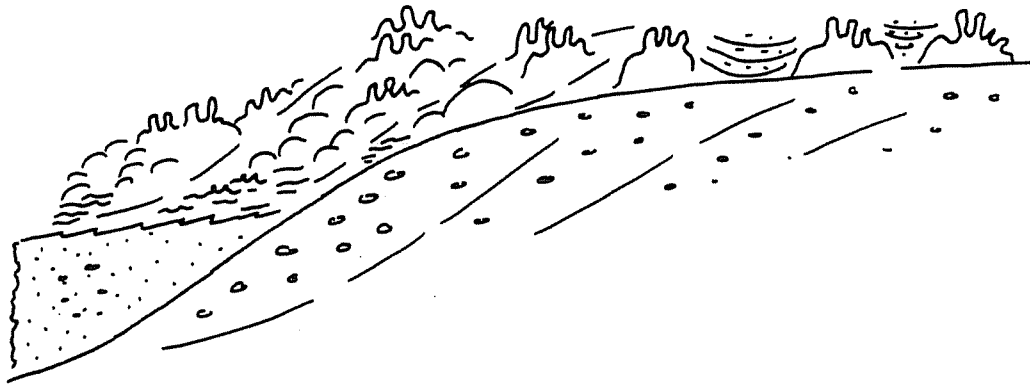


FIG. 5

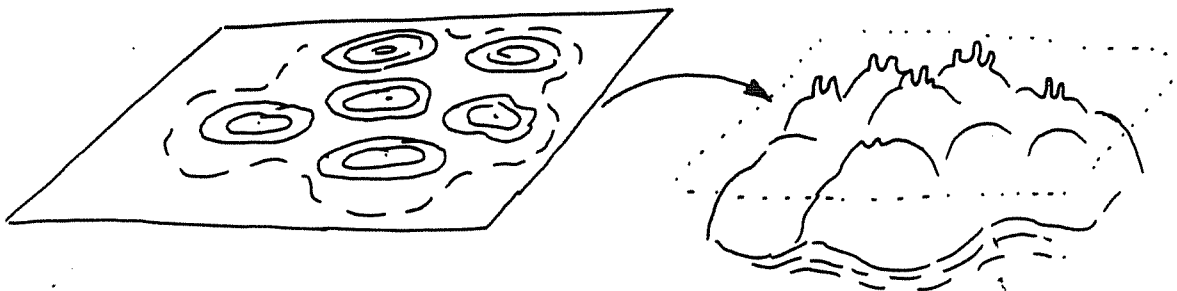


FIG. 7



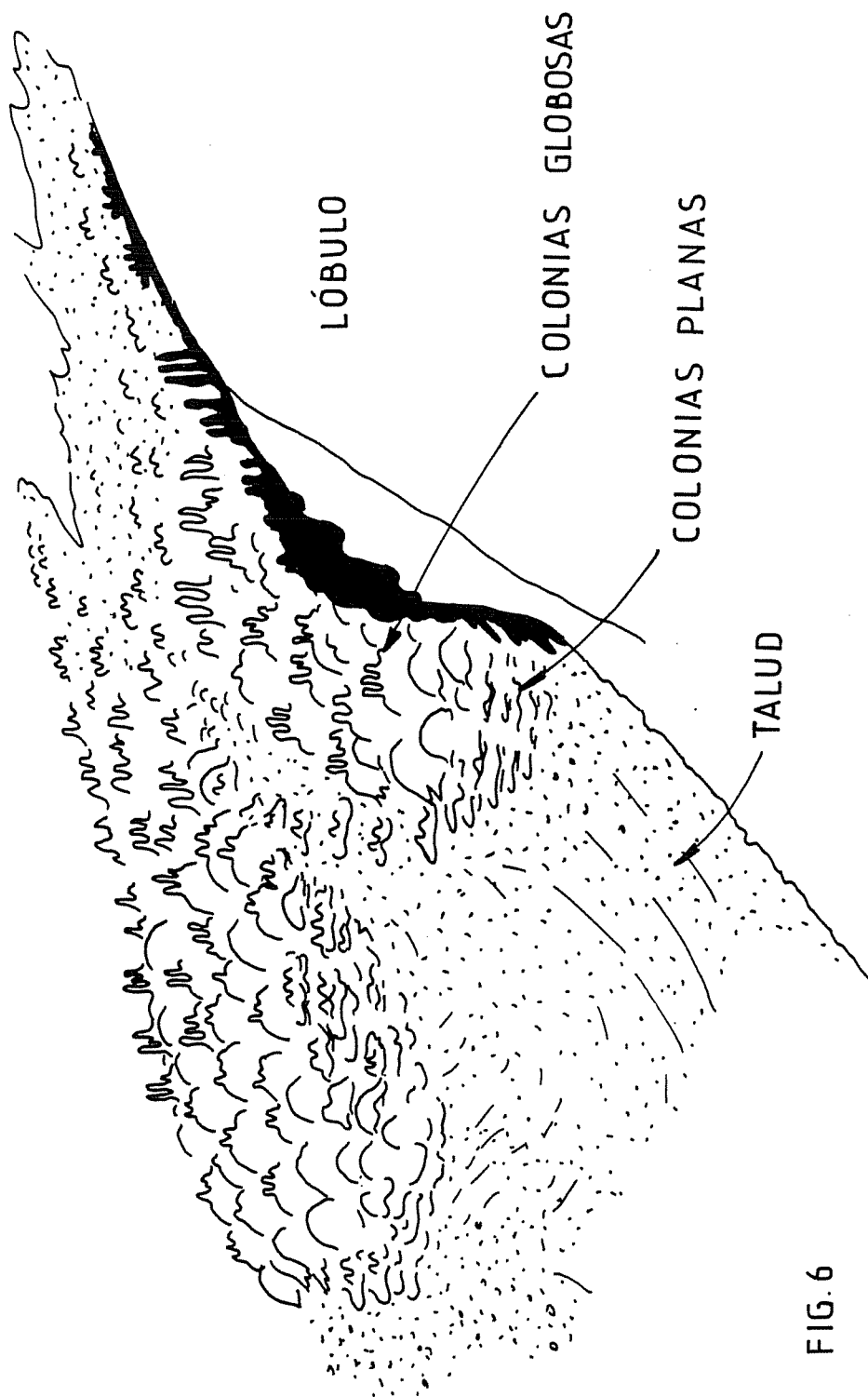


FIG. 6

depósitos de talud y recubren parcialmente los conglomerados deltaicos. En sección longitudinal, presenta una estratificación cruzada convexa, resultado de la progradación frontal del arrecife.

Nuestro recorrido por el núcleo arrecifal se inicia en la parte bioconstruida del arrecife externo, para terminar en las partes más interiores. En el frente de la cantera excavada en el arrecife Víctor podemos observar la siguiente sucesión vertical de formas coralinas: colonias planas, colonias planas con digitaciones, colonias acampanadas, colonias acampanadas con digitaciones (Fig. 6). Algunas colonias individuales presentan, de abajo a arriba, todas estas variaciones morfológicas. El coral predominante es Porites, el cual forma la mayor parte de las colonias.

En la parte superior, el núcleo arrecifal está formado por grandes parches de Porites en colonias individuales que presentan una forma masiva con digitaciones. Podemos reconocerlas en sección horizontal bajo la apariencia de gruesos bastones de hasta 18 centímetros de diámetro (Fig. 7).

PARADA 3. Sección longitudinal al complejo arrecifal desarrollado sobre el Delta de El Puerto.

Situación. Esta parada está situada en el lugar llamado El Puerto, en la carretera de Fortuna a Pinoso. Nos detenemos a la derecha de la carretera, 300 metros antes de llegar a El Puerto.

Objetivo. El objetivo de esta parada es reconocer, a gran

escala, la zonación de facies de un arrecife adaptado a un sistema de lóbulos conglomeráticos.

Descripción. Este arrecife se encuentra junto a la carretera por la cual entramos a la Depresión de Fortuna. Su base es una gran masa de conglomerados tortonienses, de colores rojizos, la cual puede verse bien a la derecha de la carretera (mirando en sentido sur).

La figura 8 es un esquema de las principales unidades que pueden reconocerse en esta parada. Los depósitos arrecifales tienen colores amarillentos. En ellos pueden distinguirse facies masivas formadas por colonias de coral en posición de vida. Más a la izquierda se encuentran los depósitos de talud, los cuales tienen una estructura más uniforme y están cruzados por superficies de estratificación cruzada a gran escala. Estos depósitos están formados por calcarenitas entre las que hay grandes colonias caídas y fragmentos de coral de diverso tamaño. El límite entre facies entre la parte bioconstruida y los depósitos de talud es transicional.

En este afloramiento podemos reconocer un mínimo de tres edificios superpuestos. El que tiene continuidad lateral con depósitos de talud es el segundo. Por encima de él, está el núcleo arrecifal de otra unidad cuyos depósitos de talud han sido erosionados a causa de la dinámica del "fan-delta". frente a él se ha depositado un lóbulo de conglomerados. A gran escala, esta superposición y progradación de edificios arrecifales y depósitos deltaicos es indicativa de un ascenso continuo del nivel del mar.

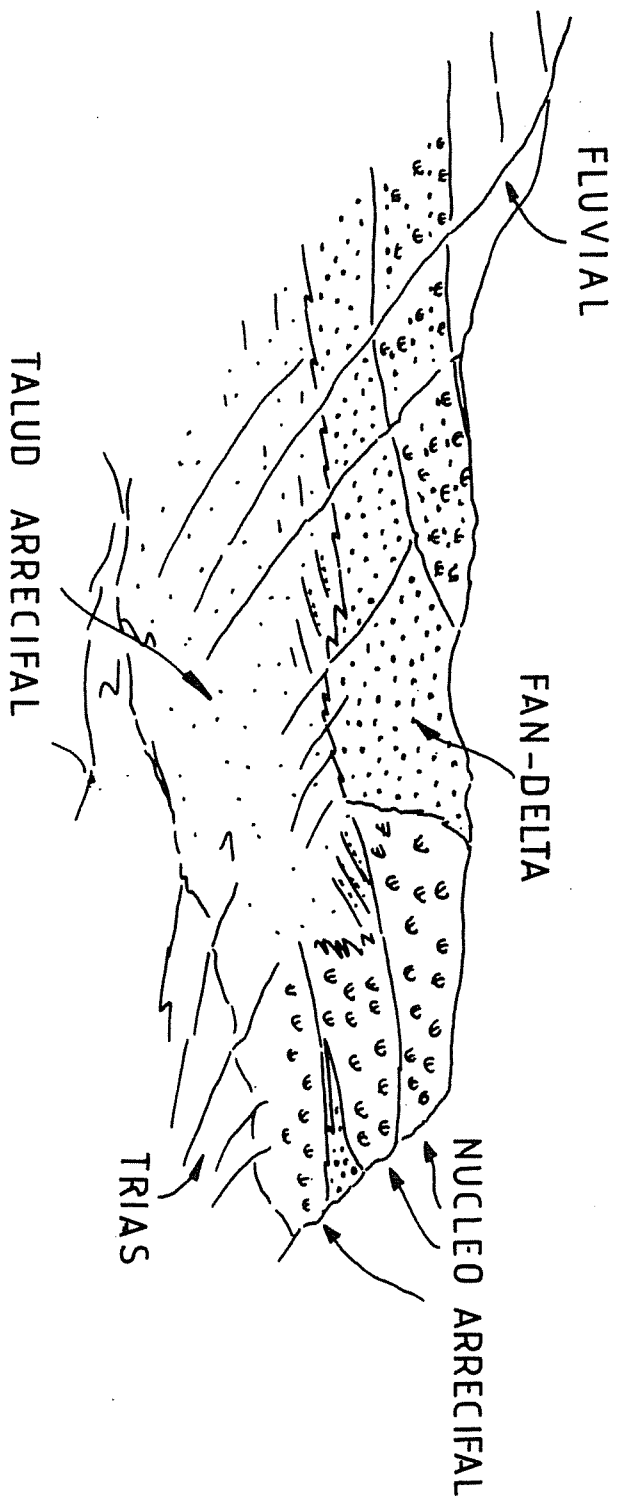


FIG. 8

## BIBLIOGRAFIA

- ARMSTRON, A. K.; SNAVELY, P. D. y ADDICOTT, W. D. (1980).- Porosity evolution of Upper Miocene reefs, Almería Province. A.A.P.G. Bull. 64/2:188-208.
- DABRIO, C. J.; ESTEBAN, M. y MARTIN, J. M. (1981).- The coral reef of Níjar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería Province, S.E. Spain. Jour. of Sed. Petrol. 51/2:521-539.
- ESTEBAN, M. y GINER, J. (1977).- El arrecife de Santa Pola. in: SALAS, R. (Ed.). in: 1er Seminario práctico de asociaciones arrecifales y evaporíticas. Universidad de Barcelona. :11-51.
- ESTEBAN, M. (1979).- Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. Pal. Pal. Pal. 29:169-188.
- SANTISTEBAN, C. (1981).- Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno Superior de la Cuenca de Fortuna (Murcia), a la luz de la "Teoría de la Crisis de Salinidad". Tesis. Universidad de Barcelona. 755 pp.
- SANTISTEBAN, C. y TABERNER, C. (1983).- Shallow marine and continental conglomerates derived from reef complexes after desiccation of a deep marine basin, S. E. Spain.

Journal of the Geological Society London. 140:401-412.