



Bioestratigrafía y Paleoecología de los Foraminíferos Bentónicos de la Formación Chipaque y el Grupo Guadalupe. Turoniano-Maastrichtiano del Piedemonte Llanero de los Andes Colombianos.

NADEJDA TCHEGLIAKOVA, GUSTAVO SARMIENTO, JAVIER GUERRERO

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado Aéreo 14490, Santafé de Bogotá.

Tchegliakova, N., Sarmiento, G. & Guerrero, J. (1997): Bioestratigrafía y Paleoecología de los Foraminíferos Bentónicos de la Formación Chipaque y el Grupo Guadalupe. Turoniano-Maastrichtiano del Piedemonte Llanero de los Andes Colombianos...- GEOLOGIA COLOMBIANA, 22, pgs. 103-119, 4 Figs., 1 Tabla, Santafé de Bogotá.

Resumen: Los foraminíferos bentónicos aglutinados de la Formación Chipaque y el Grupo Guadalupe permiten documentar edades de rangos amplios, que van desde el Turoniano hasta el Campaniano. Asociaciones previamente consideradas como exclusivas de profundidades abisales y ambientes turbidíticos de talud, se reportan por primera vez en depósitos estuarinos y marinos someros, demostrando que la paleoecología del grupo no puede ser restringida a profundidades específicas.

Al separar las poblaciones de foraminíferos bentónicos aglutinados en infaunales y epifaunales de acuerdo con la morfología de la conchilla, se encontró que la cantidad de oxígeno disponible en el fondo marino podría haber controlado su distribución. La evidencia sugiere que las asociaciones con predominancia del morfogrupo epifaunal permiten inferir condiciones de baja oxigenación.

Palabras claves: Bioestratigrafía, Paleoecología, Foraminíferos, Chipaque, Guadalupe, Piedemonte.

Abstract: Benthic agglutinated foraminifera from the Chipaque Formation and the Guadalupe Group indicate broad age ranges from Turonian to Campanian. Associations previously known from abyssal depths and turbiditic environments, are reported for the first time from estuarine and shallow marine deposits, showing that the paleoecology of the group can not be restricted to specific depths.

When the populations of benthic agglutinated foraminifera were grouped into infaunal and epifaunal according to the morphology of the test, it was found that the available oxygen levels at the sea bottom could have controlled their distribution. The evidence suggests that the associations dominated by the epifaunal morphogroup indicate low oxygen levels.

Key words: Biostratigraphy, Paleoecology, Foraminifera, Chipaque, Guadalupe, Llanos foothills.

INTRODUCCION

Los reportes de foraminíferos bentónicos son escasos en Colombia y en general, su utilidad bioestratigráfica se ha considerado limitada debido a que existen muy pocas formas con rangos estrechos de distribución temporal. Así, las paleocomunidades de microfauna bentónica han servido exclusivamente para propósitos paleoambientales. La potencialidad bioestratigráfica de los foraminíferos bentónicos a nivel global fue claramente relegada (SIGAL 1979), a pesar de que en otras partes del mundo se ha resaltado su valor para realizar correlaciones a nivel regional y mundial (KUHN *et al.* 1989; KUHN 1990).

En el presente trabajo se reporta una variada asociación de foraminíferos bentónicos de la sucesión sedimentaria del Cretácico Superior del Piedemonte Llanero, descrita y datada palinológicamente por GUERRERO & SARMIENTO (1996). Se utilizan los foraminíferos bentónicos,

principalmente aglutinados, no sólo para inferir condiciones paleoecológicas sino también para tener una aproximación bioestratigráfica de las asociaciones presentes en la Formación Chipaque y el Grupo Guadalupe de la Quebrada San Antonio (Fig. 1) en proximidades de San Luis de Gaceno, Departamento de Boyacá.

Las muestras de roca estudiadas son las mismas que fueron objeto de preparación palinológica y por lo tanto los números de éstas corresponden a las relacionadas en las columnas estratigráficas de GUERRERO & SARMIENTO (1996). Así mismo, la discusión de las implicaciones paleoecológicas de las asociaciones de foraminíferos bentónicos se efectúa a la luz de la información de ambientes sedimentarios y estratigrafía secuencial presentada por estos autores.

La presente contribución hace parte del proyecto "Micropaleontología y Magnetoestratigrafía de las Rocas con Potencial Petrolífero del Flanco Oriental de la Cordillera

Oriental", financiado por la Universidad Nacional, Colciencias e Ingeominas.

BIOESTRATIGRAFIA.

Contrario a lo acontecido en gran parte del mundo, donde fue desestimado el uso de los foraminíferos de conchilla aglutinada como herramienta bioestratigráfica (SIGAL 1979), en Europa Centro-Oriental (Polonia, República Checa, Eslovaquia, Rusia, Rumania, etc.) se desarrolló una prolífica y activa investigación sobre este tipo de asociaciones (NEAGU 1968; HANZLIKOVA 1972, 1973; SANDELUSCU 1973, 1975; JEDNOROWSKA 1980; MORGIEL & QLSZEWSKA 1981; GEROCH & NOWAK 1984; KUHNNT *et al.* 1989; KUHNNT 1990; BAK *et al.* 1995), lo que los ha convertido en un grupo taxonómico con valor bioestratigráfico en depósitos marinos profundos tipo flysch (turbiditas).

Siguiendo esta misma línea de trabajo, KRASHENINNIKOV (1973, 1974) y MOULLADE *et al.* (1988) reconocieron en secuencias sedimentarias de fondos oceánicos (Deep Sea Drilling Project), asociaciones de foraminíferos aglutinados similares a las descritas en Europa Centro-Oriental, destacando su valor bioestratigráfico para aquellos lugares donde las condiciones paleoambientales no permitieron el desarrollo o conservación de fauna calcárea (profundidades abisales por debajo del nivel de compensación de carbonato de calcio).

Aunque las últimas investigaciones de asociaciones de foraminíferos bentónicos en el Cretácico se han dirigido a su calibración por medio de foraminíferos planctónicos, nannoplancton, radiolarios y dinoflagelados (MOULLADE *et al.* 1988; KUHNNT *et al.* 1989; KUHNNT 1990; BAK *et al.* 1995), hay que tener en cuenta la opinión expresada por diversos autores (CORLISS 1985; MOULLADE *et al.* 1988; KOUTSOUKOS & HART 1990; KUHNNT & MOULLADE 1991) en el sentido que los foraminíferos aglutinados podrían tener rangos bioestratigráficos muy amplios y todavía no perfectamente establecidos, con una distribución controlada mayormente por la reproducción de condiciones ambientales particulares (principalmente disponibilidad de oxígeno y tipo de sustrato).

El hecho de que la mayoría de los foraminíferos aglutinados aquí reportados había sido hasta ahora característica de asociaciones de ambientes turbidíticos y profundidades abisales (GEROCH & NOWAK 1984; MOULLADE *et al.* 1988; KUHNNT *et al.* 1989; KUHNNT 1990), pone de relieve en su distribución bioestratigráfica un marcado control ambiental ligado a la disponibilidad de oxígeno y tipo de sustrato, más que a la profundidad (ver discusión paleoecológica más adelante). Los depósitos de la Formación Chipaque y del Grupo Guadalupe presentan

indicaciones muy claras de haberse depositado en aguas de una rampa marina somera, principalmente por encima del nivel de acción del oleaje de tormentas (menos de 150 m de profundidad), de acuerdo con GUERRERO & SARMIENTO (1996).

Las distribuciones bioestratigráficas de foraminíferos bentónicos aglutinados en Europa Centro-Oriental y en las perforaciones del DSDP en el Atlántico Norte, indican que la mayoría de las especies de importancia tienen una distribución relativamente amplia del Turoniano al Paleoceno (Fig. 2), pero según Kuhnt *et al.* (1989) y Kuhnt (1990), las primeras apariciones y el rango total de algunas especies permiten establecer algunas biozonas. Estas últimas permiten reconocer intervalos de tiempo relativamente amplios y todavía no perfectamente establecidos, basándose las más importantes en: 1) El rango total de *Haplophragmium problematicus* desde el Cenomaniano temprano al límite Santoniano/Campaniano. 2) El rango total de *Uvigerinammina jankoi* desde el límite Cenomaniano/Turoniano hasta el límite Campaniano temprano/Campaniano tardío. 3) La aparición de *Praecystammina globigerinaeformis* ligeramente por debajo del límite Turoniano/Coniaciano y su extinción en el Maastrichtiano tardío. 4) La aparición de *Goesella rugosa* en el límite Santoniano/Campaniano. 5) La aparición de *Hormosina gigantea* en el Campaniano temprano. 6) La aparición de *Rzehakina epigona* en el Campaniano tardío.

A continuación, se hace un reconocimiento de los pisos del Cretácico Superior con una asignación tentativa de sus límites, siguiendo principalmente los esquemas bioestratigráficos (Fig. 2) de GEROCH & NOWAK (1984), MOULLADE *et al.* (1988), KUHNNT *et al.* (1989), KUHNNT (1990) y BAK *et al.* (1995). La dispersión bioestratigráfica total de las especies presentes en el Piedemonte Llanero, junto con su abundancia relativa por número de especímenes se presenta en la Fig. 3.

TURONIANO

Una asociación de foraminíferos bentónicos aglutinados similar a la de la parte inferior de la Formación Chipaque del Piedemonte Llanero, incluyendo *Haplophragmoides cf. bulloides*, *Glomospira irregularis*, *Bulbobaculites (Haplophragmium) problematicus*, *Gaudryina filiformis*, *Tritaxia gaultina*, *Dorothyia oxycona*, *Arenobulimina preslii*, *Hyperammia gaultina* y *Reophax minutus*, fue reportada por BAK *et al.* (1995) de los Cárpatos Polacos junto con las biozonas de foraminíferos planctónicos *H. helvetica* y *M. sigali* del Turoniano. La ausencia de foraminíferos con valor bioestratigráfico por debajo de la muestra 93-241, de la parte media del segmento B de la Formación Chipaque

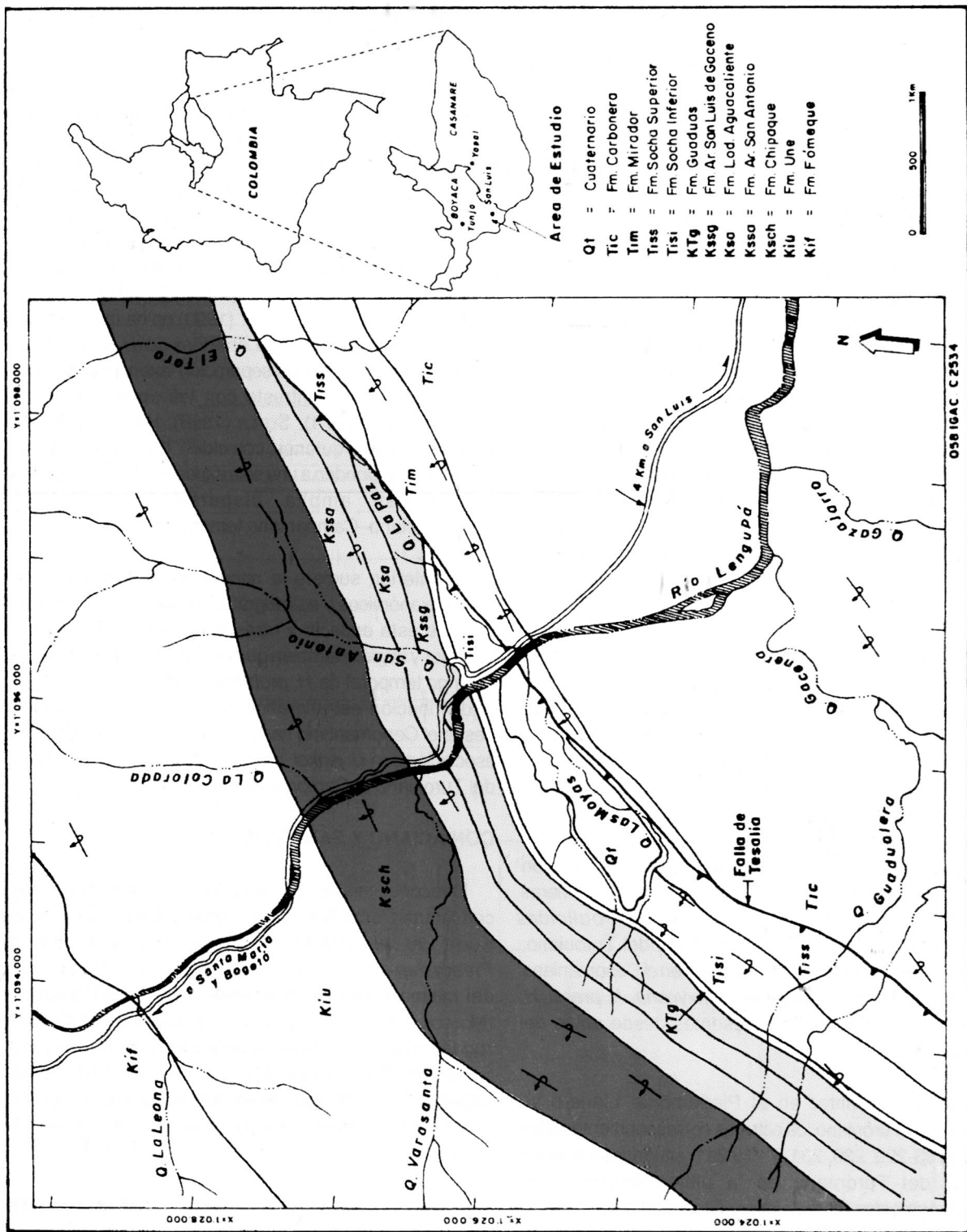


Fig. 1. Mapa geológico. Tomado de Guerrero & Sarmiento (1996). Se resaltan la Formación Chipaque y el Grupo Guadalupe.

(Fig. 3), no permite hacer precisiones respecto a la edad, más allá de Turoniano, y por ende no podemos documentar con foraminíferos bentónicos aglutinados el límite Cenomaniano/Turoniano. Este límite fue determinado en el Piedemonte Llanero, mediante palinomorfos (GUERRERO & SARMIENTO 1996), en el límite entre las Formaciones Une y Chipaque, aproximadamente 70 m debajo de la muestra 93-241.

Aunque GEROCHE & NOWAK (1984) propusieron la biozona de *Haplophragmium* (*Ammobaculites*) *problematicus* para reconocer el Cenomaniano tardío y el Turoniano temprano, con base en la presencia de esta especie y la ausencia de *Uvigerinamina jankoi*, hay que tener en cuenta las distribuciones globales de éstas dos especies (Fig. 2), que han sido consideradas por KUHNT *et al.* (1989) y KUHNT (1990) a la luz de nuevos datos. Estos autores indican que el rango total de *H. problematicus* incluye desde el Cenomaniano temprano hasta el límite Santoniano/Campaniano (Fig. 2), mientras que el rango total de *U. jankoi* va desde el límite Cenomaniano/Turoniano hasta el límite Campaniano temprano/Campaniano tardío. De tal manera, la presencia única de *H. problematicus* indica el Cenomaniano, mientras que la presencia conjunta de *H. problematicus* y *U. jankoi* corresponde a la biozona de *U. jankoi*, que indica el lapso Turoniano, Coniaciano y Santoniano.

En el Piedemonte Llanero se encuentra *H. problematicus* sin *U. jankoi* en las muestras 93-229, 93-230 y 93-231 (Fig. 3), lo cual indicaría la presencia del Cenomaniano, pero como *H. problematicus* está asociado con las formas antes mencionadas *H. cf. bulloides*, *G. irregularis*, *G. filiformis*, *T. gaultina*, *D. oxycona*, *A. preslii* y *R. minutus* (o inmediatamente por encima de las mismas), se prefiere comparar con la asociación reportada por BAK *et al.* (1995) del Turoniano de los Cárpatos Polacos. Según la distribución bioestratigráfica presentada por estos autores, las primeras apariciones de *Haplophragmoides cf. bulloides* y *Glomospira irregularis* son diagnósticas del Turoniano, mientras que *H. problematicus* aparece en el Cenomaniano medio y *G. filiformis*, *T. gaultina*, *D. oxycona*, *A. preslii*, *H. gaultina* y *R. minutus* están presentes desde antes del Albiano.

Consecuentemente, en el Piedemonte Llanero se incluyen en el Turoniano los estratos correspondientes a las muestras 93-229, 230, 231, 240 y 241, situándose el límite superior del Turoniano en la última aparición de *Haplophragmoides cf. bulloides* y *Glomospira irregularis*.

La asignación de Turoniano aquí propuesta está de acuerdo con las edades palinológicas reportadas por

GUERRERO & SARMIENTO (1996), que indican una edad de Turoniano tardío para esta parte de la sección, en la parte alta del segmento C y la parte baja del segmento D de la Formación Chipaque, con base en la primera aparición del dinoflagelado *Dinogymnium euclaense*.

En la asignación taxonómica a ejemplares de *H. problematicus* se presentaron serias dificultades, ya que las características morfológicas de esta especie son casi idénticas a *Haplophragmium lueckeii* (Cushman & Hedberg), situación que ya había sido notada por KUHNT (1990). Esta última especie fue originalmente reportada (CUSHMAN & HEDBERG 1941) de la parte inferior de la Formación Colón (Campaniano temprano) en el norte de Colombia, resaltándose su afinidad por ambientes marinos relativamente someros. KUHNT (1990) opina que gracias a pequeñas diferencias en la apertura de *H. lueckeii* y *H. problematicus*, se valida la separación taxonómica de estas dos especies, en contraste con las apreciaciones de KRASHENINNIKOV (1974), SLITER (1968), HANZLIKOVA (1972) y NEAGU (1968), quienes coinciden en que estas "dos formas" corresponden a una sola especie, y por consiguiente aceptan su amplia dispersión estratigráfica (Cenomaniano–Campaniano temprano).

Lo anterior, sugiere la necesidad de hacer estudios morfotaxonómicos y estratigráficos más profundos para el caso de esta especie y otras aglutinadas del Cretácico Superior y sugiere también que se debe tomar con reservas el rango temporal de *H. problematicus*. Adicionalmente, si la distribución estratigráfica de la especie se extiende desde el Cenomaniano hasta el Campaniano temprano, la asociación con *U. jankoi* indicaría un amplio rango temporal del Turoniano al Campaniano temprano.

CONIACIANO Y SANTONIANO

El reconocimiento del intervalo Coniaciano-Santoniano con foraminíferos bentónicos aglutinados se basa, según KUHNT *et al.* (1989) en la primera aparición de *Praecystammia globigerinaeformis*, o base de la biozona del mismo nombre, en el límite Turoniano/Coniaciano (MOULLADE *et al.* 1988) y la primera aparición de *Goesella rugosa*, o base de la biozona del mismo nombre en el límite Santoniano/Campaniano (GEROCHE & NOWAK 1984). Lamentablemente, *P. globigerinaeformis* no se encuentra en la sección del Piedemonte Llanero y la biozona no puede ser reconocida.

Como ya se dijo antes, la presencia conjunta de *U. jankoi* y *H. problematicus* en la biozona de *U. jankoi* (GEROCHE & NOWAK 1984) permiten identificar el intervalo Turoniano, Coniaciano y Santoniano. En el Piedemonte Llanero

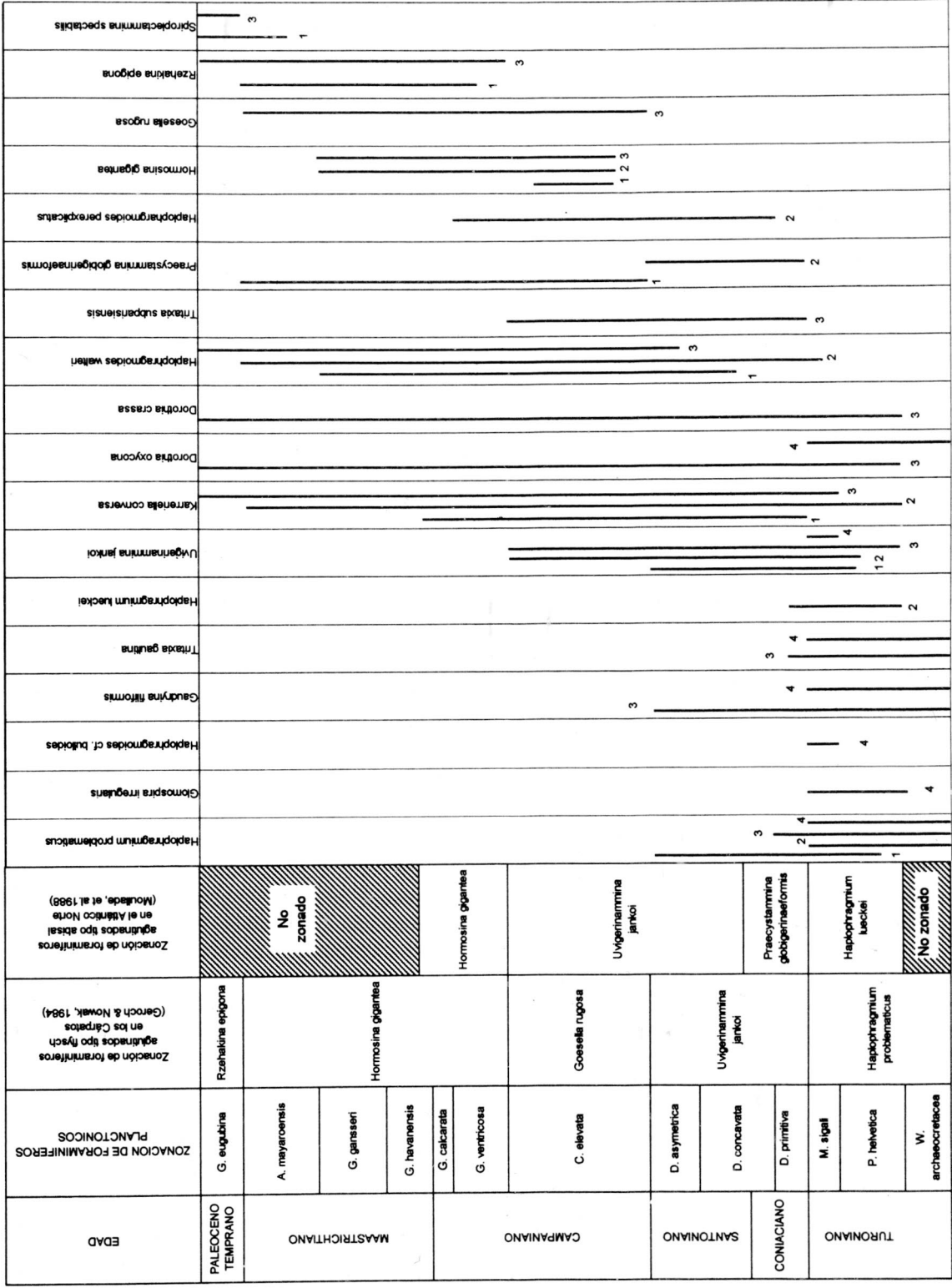


Fig. 2. Rango estratigráfico global de algunos foraminíferos bentónicos aglutinados de importancia bioestratigráfica. 1: Apeninos Italianos (KUHNT 1990). 2: Atlántico Norte (MOULLADE et al. 1988). 3: Cárpatos Polacos (GEROCH & NOWAK 1984). 4: Cárpatos Polacos (BAK et al. 1995).

solamente coexisten las dos especies en la parte media de la Formación Chipaque, mientras que *U. jankoi* se extiende hasta el límite con el Grupo Guadalupe. Si se toma la extensión máxima de ésta última especie, se tiene entonces que incluir el Campaniano temprano, superando la posibilidad de identificar el intervalo Coniaciano-Santoniano. Afortunadamente, en el área del Piedemonte Llanero sí está presente *Goesella rugosa*, que tiene su primera aparición en el Campaniano temprano. Entonces, aquí se reconoce la presencia del intervalo Coniaciano-Santoniano (segmentos E hasta N de la Formación Chipaque) por la presencia de *U. jankoi*, hasta la primera aparición de *G. rugosa* en la base del Campaniano. La ausencia de formas exclusivas del Coniaciano o del Santoniano imposibilitan una definición del límite Coniaciano/Santoniano, aunque sí se pueden identificar los dos pisos de forma conjunta.

El límite Coniaciano/Santoniano fue palinológicamente determinado (polen y dinoflagelados) en la sección estudiada, en el contacto del segmento I con el segmento J de la Formación Chipaque (GUERRERO & SARMIENTO 1996).

LIMITE SANTONIANO/CAMPANIANO

La propuesta de KUHNT *et al.* (1989) de escoger la presencia de *Goesella rugosa* como indicadora del Campaniano y el límite Santoniano/Campaniano se adopta en este trabajo. Esta forma, cuya dispersión geográfica se extiende al dominio occidental del mar de Tethys (Europa y el norte del Océano Atlántico), es reportada por primera vez en Colombia.

KUHNT *et al.* (1989) desestiman el valor bioestratigráfico de *G. rugosa* en las grandes profundidades de los fondos oceánicos, mientras que resaltan su importancia como indicador bioestratigráfico cuando se presenta en depósitos de talud. La especie se presenta únicamente en la muestra 93-192 (Fig. 3) en la parte inferior de la Formación Arenitas de San Antonio (Aloformación Guadalupe Inferior).

El límite Santoniano/Campaniano está ampliamente corroborado con la desaparición de *U. jankoi* en la muestra 93-192 (Campaniano más temprano), condición contrastante con la del Santoniano (muestras 93-194 y 93-200 de la parte más superior de la Formación Chipaque) donde la presencia de esta especie es óptima, tanto en el número de ejemplares como en sus características morfológicas. Una dispersión bioestratigráfica similar se plantea en Europa y en el norte del Océano Atlántico para definir el límite de los pisos Santoniano y Campaniano con base en foraminíferos aglutinados (ver GEROCH & NOWAK 1989; MOULLADE *et al.* 1988; KUHNT *et al.* 1989).

La edad aquí presentada con foraminíferos bentónicos aglutinados confirma la datación palinológica de GUERRERO & SARMIENTO (1996), quienes igualmente situaron el límite Santoniano/Campaniano muy cerca al contacto entre la Formación Chipaque y el Grupo Guadalupe en la base de la secuencia de segundo orden SK6 (Figs. 3 y 4).

CAMPANIANO TARDIO

Como criterio para reconocer el Campaniano tardío se adoptaría la presencia de *Bolivinooides decoratus* y *Haplophragmoides cf. perexplicatus* en las muestras 93-185 y 93-179, respectivamente. La primera especie, de amplia dispersión geográfica en el dominio de Tethys, fue reportada en el norte de África por BARR (1970, 1972), cuya zonación del género *Bolivinooides*, calibrada con foraminíferos planctónicos, indica el Campaniano Tardío. Así mismo, PETERS (1977) en su distribución estratigráfica de la microfauna en la Costa del Golfo (Provincia del Caribe) reporta la asociación *Bolivinooides decoratus*, *Globotruncanita calcarata* y *Globotruncana ventricosa*, corroborando el Campaniano Tardío (ver CARON 1985).

De otra parte, la especie *Haplophragmoides perexplicatus*, reportada extensamente en las secuencias del Cretácico del "Deep Sea Drilling Project" en el Océano Índico, Pacífico y Atlántico (KRASHENINNIKOV 1973, 1974; MOULLADE *et al.* 1988) indicaría también el Campaniano tardío en la muestra 93-179 de la Formación Lodolitas de Aguacaliente (Aloformación Guadalupe Medio), si se tiene en cuenta que las primeras apariciones de la especie se conocen del Coniaciano y las últimas del Campaniano tardío.

Lo anterior estaría indicando que los segmentos F y G de la Formación Arenitas de San Antonio y los segmentos A y B de la Formación Lodolitas de Aguacaliente se depositaron durante el Campaniano Tardío. Esta asignación difiere ligeramente de las edades palinológicas presentadas en GUERRERO & SARMIENTO (1996), que colocan la Formación Arenitas de San Antonio (Guadalupe Inferior) en el Campaniano Temprano y la Formación Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio) en el Campaniano tardío. Esta última edad se basa en una rica asociación de dinoflagelados, que incluye la aparición de *Andalusiella polymorpha polymorpha* y *Andalusiella polymorpha aegyptiaca*, la explosiva abundancia y posterior desaparición de *Trichodinium castanea* y la disminución en el número de especímenes y especies del género *Dinogymnium*.

El límite Campaniano temprano / Campaniano tardío se situaría con foraminíferos bentónicos unos 50 m más abajo del límite documentado con dinoflagelados, pero habría

que anotar aquí que aunque el género *Bolivinooides* se conoce del Campaniano tardío, su presencia en la parte más alta del Campaniano temprano no puede descartarse totalmente. Como se dijo antes, los foraminíferos bentónicos pueden tener rangos de dispersión bioestratigráfica muy amplios y no totalmente conocidos, debido a que su presencia está estrechamente ligada a una combinación de condiciones paleoecológicas del fondo marino, como tipo de sustrato, profundidad, temperatura y patrón de circulación del agua, disponibilidad de oxígeno y finalmente, variaciones en la disponibilidad de alimento, dependiendo de la productividad de aguas superficiales.

MAASTRICHTIANO

La falta de foraminíferos con valor bioestratigráfico no permite hacer mayores precisiones acerca de la presencia de este piso y mucho menos de su límite con el Campaniano. De todas formas, en este lapso de tiempo son comunes las formas bentónicas arenáceas en forma cónica y alargada que aglutinan grano grueso, asociaciones que se presentan en fondos con un fuerte aporte de sedimentos arenosos.

El límite Campaniano/Maastrichtiano se documentó palinológicamente (GUERRERO & SARMIENTO 1996) en el contacto entre las Formaciones Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio) y Arenitas de San Luis de Gaceno (Guadalupe Superior). De tal manera, la Aloformación Guadalupe Superior se considera de edad Maastrichtiano temprano.

MORFOGRUPOS Y MODOS DE VIDA DE LOS FORAMINIFEROS BENTONICOS AGLUTINADOS

Para interpretar las asociaciones de foraminíferos bentónicos aglutinados del Piedemonte Llanero se sigue la clasificación de morfotipos planteada por CORLISS (1985) y KOUTSOUKOS & HART (1990), que hace una diferenciación en morfogrupos de acuerdo a las características externas de las cámaras, el patrón de enrollamiento y la apariencia general de la conchilla. Con base en estos parámetros y en las investigaciones ecológicas sobre foraminíferos recientes, se proponen los microhábitats preferenciales donde vivieron estos microorganismos. Una síntesis de esta clasificación en morfogrupos se presenta en la Tabla I, donde se definen los hábitats preferenciales y los principales grupos taxonómicos representativos.

Adicionalmente a esta clasificación, se tuvieron en cuenta los modelos interpretativos de hábitats para foraminíferos bentónicos del Cretácico planteados por BANDY (1964), BOLTOVSKOY (1966), BRASIER (1975), HAYNES (1981), KITAZATO (1984, 1988), KAMINSKI (1985), BERNARD

(1986), GOODAY (1986), CORLISS & CHEN (1988), KAMINSKI *et al.* (1988), LEARY & WRAY (1989) y KUHN (1990).

Aquí es muy importante tener en cuenta los ambientes sedimentarios de las unidades donde se han reportado las asociaciones de foraminíferos bentónicos aglutinados del Turoniano al Maastrichtiano, que han servido de base no solamente para el establecimiento de biozonas, sino también para efectuar interpretaciones paleoecológicas. KUHN (1990) efectuó una comparación de las características ambientales de las calizas pelágicas de los Apeninos Italianos, con las dos principales asociaciones paleoecológicas de foraminíferos bentónicos aglutinados (según GRADSTEIN & BERGGREN 1981) de secciones tipo flysch (Alpes, Cárpatos, Plataforma de Labrador, Mar del Norte) y secciones tipo oceánico (de perforaciones del DSDP en los Océanos Atlántico e Indo-Pacífico).

La asociación estudiada por KUHN (1990) de calizas pelágicas de los Apeninos Italianos, se caracteriza por depositación batial en profundidades de 1500 a 2500 metros, bien por encima del nivel de compensación de carbonato (Carbonate Compensation Depth CCD) del Cretácico tardío, con influjo detrítico bajo en fondos bien oxigenados y circulación de agua no restringida. Las asociaciones turbidíticas tipo flysch se caracterizan por haber sido depositadas en profundidades batiales (talud) a abisales alrededor de los 3000 metros, en o ligeramente por debajo del nivel de CCD, con influjo detrítico moderado a alto, producto de corrientes turbidíticas y con bajos niveles de oxigenación del fondo marino. Las asociaciones tipo oceánico fueron depositadas en ambientes abisales alrededor de los 4000 metros de profundidad, bien por debajo del nivel de compensación de carbonato (CCD), con influjos detríticos bajos en fondos bien oxigenados.

Según KUHN (1990), la asociación de foraminíferos bentónicos aglutinados de los Apeninos Italianos tiene más elementos en común con asociaciones tipo flysch (caracterizadas por formas relativamente robustas de los géneros *Rhizammina*, *Bathysiphon*, *Rhabdammina*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Hormosina*, *Reophax*, *Kalamopsis*, *Haplophragmoides*, *Trochamminoides*, *Recurvoides*, *Paratrochamminoides*, *Trochammina*, *Spiroplectammina*, *Dorothia* y *Rzehakina*), aunque también presenta elementos en común con asociaciones tipo oceánico (caracterizadas por especímenes de formas pequeñas con paredes delgadas y lisas de los géneros *Haplophragmoides*, *Paratrochamminoides*, *Haplophragmium*, *Trochammina*, *Praecystammina*, *Plectorecurvoides* y *Pseudobolivina*). Las calizas pelágicas italianas contienen varias de las especies previamente restringidas a asociaciones tipo oceánico como *Haplophragmoides*

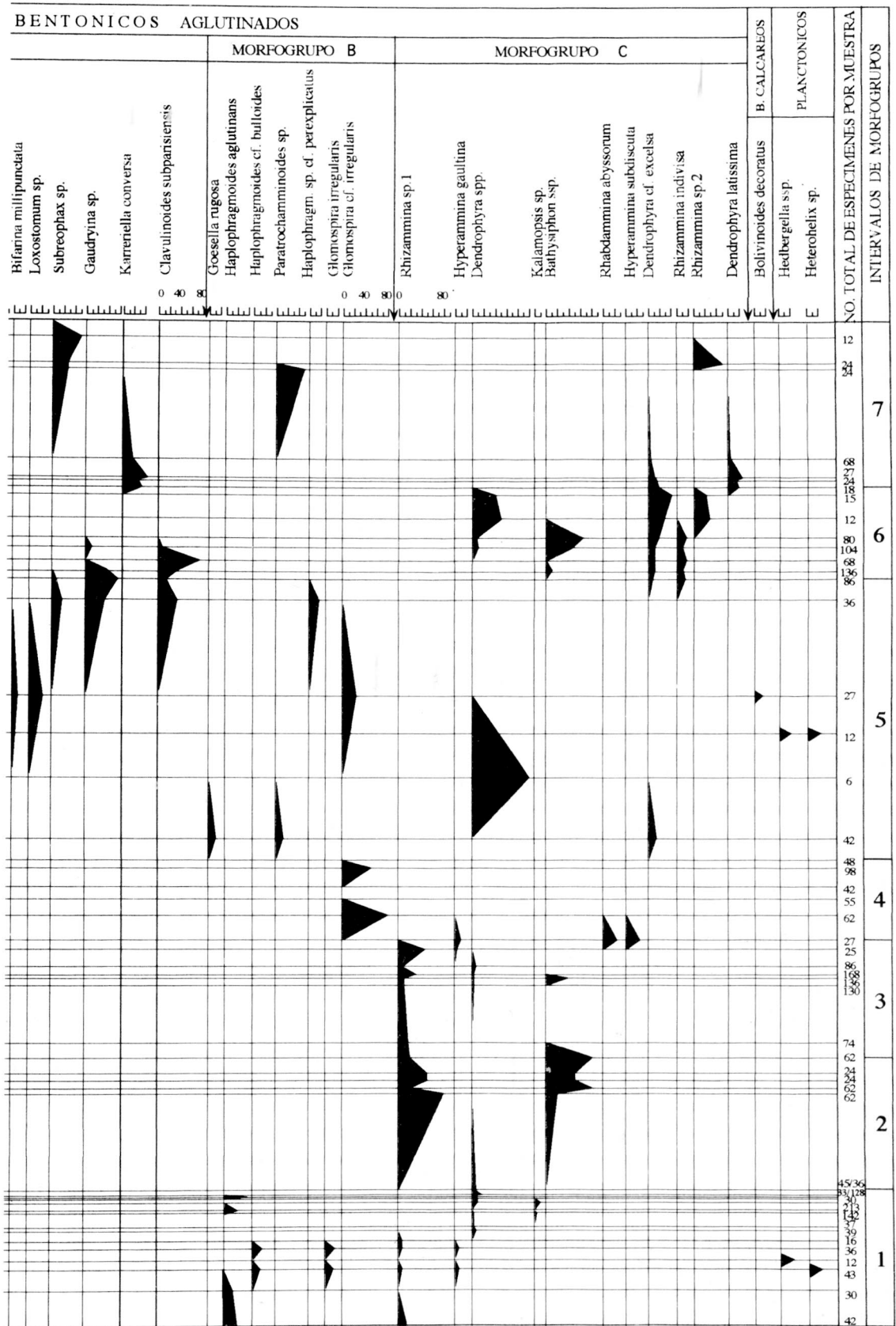


Fig. 3. Distribución bioestratigráfica y porcentajes relativos de morfogrupos de foraminíferos (continuación).

perexplicatus, *Hormosinella distans*, *Saccammina sphaerica*, *Subreophax guttifer* y *Turritellella shoneana*. KUHNT (1990) concluyó que la presencia de foraminíferos aglutinados tipo flysch en un ambiente bien oxigenado y libre de detritos como las calizas pelágicas italianas, puede ser evidencia de la importancia de las propiedades de las masas de agua (temperatura, salinidad, contenido de nutrientes, contenido de oxígeno, etc.) en los patrones de distribución de foraminíferos, adicionalmente a la profundidad y naturaleza del sustrato.

De lo anterior se concluye que los foraminíferos bentónicos aglutinados tienen un amplio espectro paleoecológico en términos de profundidad y que su presencia parece estar más ligada a otras características de las masas de agua, todavía no perfectamente discriminadas y que podrían recrearse en profundidades y ambientes muy variados. De esta forma, la utilidad paleoecológica de los foraminíferos bentónicos aglutinados debe tomarse con reservas. Por eso es muy importante considerar que en ambientes de una rampa marina somera del Cretácico superior del Piedemonte Llanero en Colombia, se reportan por primera vez las mismas formas que antes se consideraban exclusivas de ambientes de talud y abisales. La evidencia sedimentológica del Piedemonte Llanero (GUERRERO & SARMIENTO 1996) es muy clara en cuanto a la paleoecología del depósito y deja muy pocas dudas en cuanto a su naturaleza marina somera (por encima del nivel base de acción del oleaje esporádico de tormentas hasta unos 150 m de profundidad) y en el frente de playa (sector sujeto a la acción del oleaje diario normal hasta unos 15 m de profundidad), demostrando que la distribución de las formas de foraminíferos bentónicos reportadas no depende de la profundidad sino de otros factores.

De tal manera, solamente quedaría intentar la agrupación de foraminíferos bentónicos aglutinados en categorías que dependen de la morfología de su conchilla (morfogrupos), para inferir preferencias infaunales o epifaunales de los mismos y así aproximar la discusión a otros parámetros paleoecológicos diferentes de la profundidad, que hubieran controlado su distribución. Infortunadamente, como es resaltado por KOUTSOUKOS & HART (1990), los microhábitats inferidos para los morfogrupos son los preferenciales para cada asociación y no indican su confinamiento a este único microhábitat.

Los siguientes morfotipos se diferencian básicamente por la estructura de la pared y su similitud morfológica total (*sensu* JONES & CHARNOCK 1985; CORLISS & CHEN 1988; KOUTSOUKOS & HART 1990; KOUTSOUKOS *et al.* 1990), teniendo en cuenta las relaciones biométricas de cada

ejemplar, como son: (Al) Altura de la conchilla, (D) Diámetro del test y (An) Anchura del Test.

Morfogrupo A

Morfotipos de conchilla elongada, arreglo multilocular de cámaras y enrollamiento diverso; uniserial a multiserial; Al > An.

Modo de vida inferido: Infaunal; detritívoros (se alimentan de poblaciones microbianas que habitan entre las partículas del material sedimentario).

Sustrato: Lodos silíceos o calcáreos.

Ambiente preferencial: Tienen un amplio rango de distribución batimétrica y no permiten inferir condiciones ambientales particulares, compartiendo únicamente su preferencia por situarse dentro de los primeros centímetros del sedimento, en ecosistemas lagunar-estuarino, de plataforma (nerítico), de talud (batial) y de profundidades abisales. Representantes de este morfogrupo se encuentran en ámbitos con gran deficiencia de oxígeno y grandes profundidades, hasta dominios bastante someros y con gran oxigenación.

Taxa más comunes: Lituólidos no enrollados (*Ammobaculites*), Haplophrágmidos (*Haplophragmium*), Hormosínidos (*Hormosina*, *Reophax*), Eggeréllidos (*Dorothia*, *Karrierella*, *Marssonella*), Pseudogaudryínidos (*Clavulinoides*, *Pseudoclavulinoides*), Spiroplectamínidos (*Spiroplectammina*), Verneulínidos (*Gaudryina*), Textuláridos (*Textularia*), Tritáxidos (*Tritaxia*).

Morfogrupo B

Se presentan en ámbitos de diversas profundidades, con baja a moderada deficiencia de oxígeno y también en dominios vigorosamente aireados y con altos aportes de sedimentos. Son en general infaunales someros o epifaunales.

Submorfogrupo B-1: Morfotipos con conchilla ancha y comprimida; enrollamiento trocoesprial bajo; periferia suavemente redondeada a subaguda; multicameral; An > D o Al > D.

Modo de vida inferido: Epifaunal; herbívoros pasivos (ramoneadores), detritívoros activos (herbívoros pastoreadores y omnívoros).

Sustrato: lodos silíceos.

Ambiente preferencial: Ecosistemas lagunar-estuarino, plataforma externa (nerítico externo), talud (batial) y profundidades abisales.

Taxa más comunes: Trochamínidos (*Trochammina*).

Submorfogrupo B-2: Morfotipo con conchilla multicameral esférica a subesférica, con enrollamiento streptoesprial a planiesprial-trocoesprial bajo; inflados y de periferia

MORFO-GRUPO	Características Generales del Morfogruppo	Número de Cámaras	Micro-habitat Preferencial	Grupo Trófico	Ambiente Preferencial	Grupos Taxonómicos (Designación por Familias)
A	Enrollamiento uniserial a multiserial variable. Conchilla elongada		Infauanal	Detritívoros	Lagunar estuarino, batial y abisal	Lituólidos, Haplophrágmidos, Hormosínidos, Eggeréllidos, Verneulínidos, Pseudogaudryínidos, Textuláridos, Spiroplectamínidos
B1	Conchilla ancha con enrollamiento planiespiral a trocoespiral bajo	Multi-local	Epifaunal	Detritívoros, herbívoros y omnívoros	Lagunar estuarino, batial y abisal	Trochamminidos
B2	Conchilla esférica a subesférica con enrollamiento planiespiral a trocoespiral bajo		Epifaunal e infauanal Somero	Detritívoros, herbívoros y omnívoros	Batial y abisal	Haplophragmóideos, y Lituotúbidos
B3	Conchilla subesférica a achatada. Enrollamiento streptoespiral a planiespiral	Bilocular y Multi-local	Epifaunal e infauanal Somero	Detritívoros, herbívoros y omnívoros	Batial y abisal	Ammodiscidos
B4	Globular		Epifaunal e infauanal Somero	Detritívoros, herbívoros y omnívoros	Batial y abisal	Saccamminidos
C	Tubular a ramoso	Uni-local	Epifaunal	Suspensívoros	Batial y abisal	Bathysiphónidos, Hippocrepínidos, Rhabdamminidos, Aschemocéllidos

TABLA 1.
Resumen de características de los morfogrupos de foraminíferos bentónicos aglutinados según KOUTSOUKOS & HART (1990).

ampliamente redondeada. An < D.

Modo de vida inferido: Epifaunal a infaunal somero; consumidores activos (herbívoros pastoreadores, omnívoros y detritívoros consumidores de bacterias).

Sustrato: Lodos silíceos o arenas de grano fino.

Ambiente preferencial: Batial y abisal.

Taxa más comunes Haplophragmóideos (*Haplophragmoides*) y Lituotúbidos (*Trochamminoides*).

Submorfogruppo B-3: Morfotipos de conchilla subesférica a achatada y enrollamiento streptoesprial a planiespiral; bilocular a multilocular.

Modo de vida inferido: Epifaunal a infaunal somero; consumidores activos (herbívoros, pastoreadores, omnívoros, consumidores de bacterias, detritívoros).

Sustrato: Lodos silíceos a arenas de grano fino.

Ambiente preferencial: Batial y abisal.

Taxa más comunes: Ammodiscidos (*Glomospira*, *Glomospirella*).

Submorfogruppo B-4: Morfotipos de conchillas uniloculares con formas simples o globulares.

Modo de vida inferido: Epifaunal a infaunal somero; consumidores pasivos (herbívoros, omnívoros, detritívoros).

Sustrato: lodos silíceos y arenas de grano fino.

Ambiente preferencial: Batial y abisal.

Taxa más comunes: Saccamínidos (*Saccamina*, *Goesella*).

Morfogruppo C

Morfotipos tubulares o en forma de ramas, de conchillas uniloculares.

Modo de vida inferido: Epifaunal, adosados al fondo o embebidos en los sustratos sueltos más superficiales. Suspensívoros.

Sustrato: lodos silíceos y arenas de grano fino.

Ambiente preferencial: Batial y abisal.

Taxa más comunes: Bathysiphónidos (*Bathysiphon*), Hippocrepínidos (*Hyperamina*), Rhabdamínidos (*Rhabdammina*, *Dendrophyra*, *Rhizammina*), Aschemocéllidos (*Kalamopsis*).

PALEOECOLOGIA

Aunque las asociaciones de foraminíferos bentónicos aglutinados no pueden ser restringidas a profundidades específicas, contrariamente a lo que varios autores habían propuesto (e.g. GRADSTEIN & BERGGREN 1981; KUHN 1990), sí se podrían usar los morfogrupos para identificar variaciones en la cantidad de oxígeno disponible dentro de la cuenca o para identificar otras variaciones como la cantidad de nutrientes. Sin embargo, esto último no parece

ser el factor determinante, porque la bioturbación y los icnofósiles son comunes tanto en los intervalos estratigráficos predominantemente lodolíticos, como en los intervalos predominantemente areníticos a lo largo de toda la columna de la Formación Chipaque y del Grupo Guadalupe, sugiriendo que la cantidad de nutrientes siempre fue suficiente para soportar faunas bentónicas. Entonces, el único parámetro que se propone como determinante en la composición de las asociaciones de morfogrupos de foraminíferos bentónicos aglutinados, es la cantidad de oxígeno disponible en los primeros centímetros del sedimento marino.

Al tratarse del borde oriental de la cuenca cretácica colombiana, los ambientes de depósito son proximales y están dominados por depositación de costa afuera ("offshore") y de frente de playa ("shoreface"), de acuerdo con GUERRERO & SARMIENTO (1996). Según estos autores, los cambios en los ambientes de sedimentación se debieron, durante el depósito de la Formación Chipaque y del Grupo Guadalupe, a cambios globales (eustáticos) del nivel del mar. Aquí proponemos que esos cambios documentados sedimentológica y palinológicamente, tuvieron relación directa con la cantidad de oxígeno disponible en el fondo y se ven también reflejados en los porcentajes de representación de los morfogrupos de foraminíferos bentónicos aglutinados.

No obstante que todas las muestras preparadas provienen de delgadas intercalaciones de lodolita negra que en ocasiones sólo alcanzaban los 10 centímetros de espesor, la Fig. 3 ilustra diferencias significativas entre los intervalos predominantemente areníticos (Guadalupe Superior e Inferior) y los intervalos predominantemente lodolíticos (Guadalupe Medio y Formación Chipaque) de la sección estratigráfica. El morfogruppo A es el que se presenta con mayor abundancia de especímenes a lo largo de la sección estratigráfica, siendo particularmente notorio en los intervalos predominantemente areníticos, mientras que el morfogruppo C solamente es notorio en los segmentos lodolíticos.

Aunque los morfogrupos A, B y C no son exclusivos de ningún ambiente particular restringido a condiciones específicas de profundidad, sí parecieran estar controlados por condiciones variables de disponibilidad de oxígeno. El morfogruppo A indicaría condiciones de alta oxigenación, mientras el morfogruppo C indicaría condiciones de baja oxigenación. En general, la sucesión sedimentaria se encuentra dominada por las especies epifaunales del morfogruppo C, solamente en los sectores donde GUERRERO & SARMIENTO (1996) habían inferido las mayores profundizaciones de la cuenca.

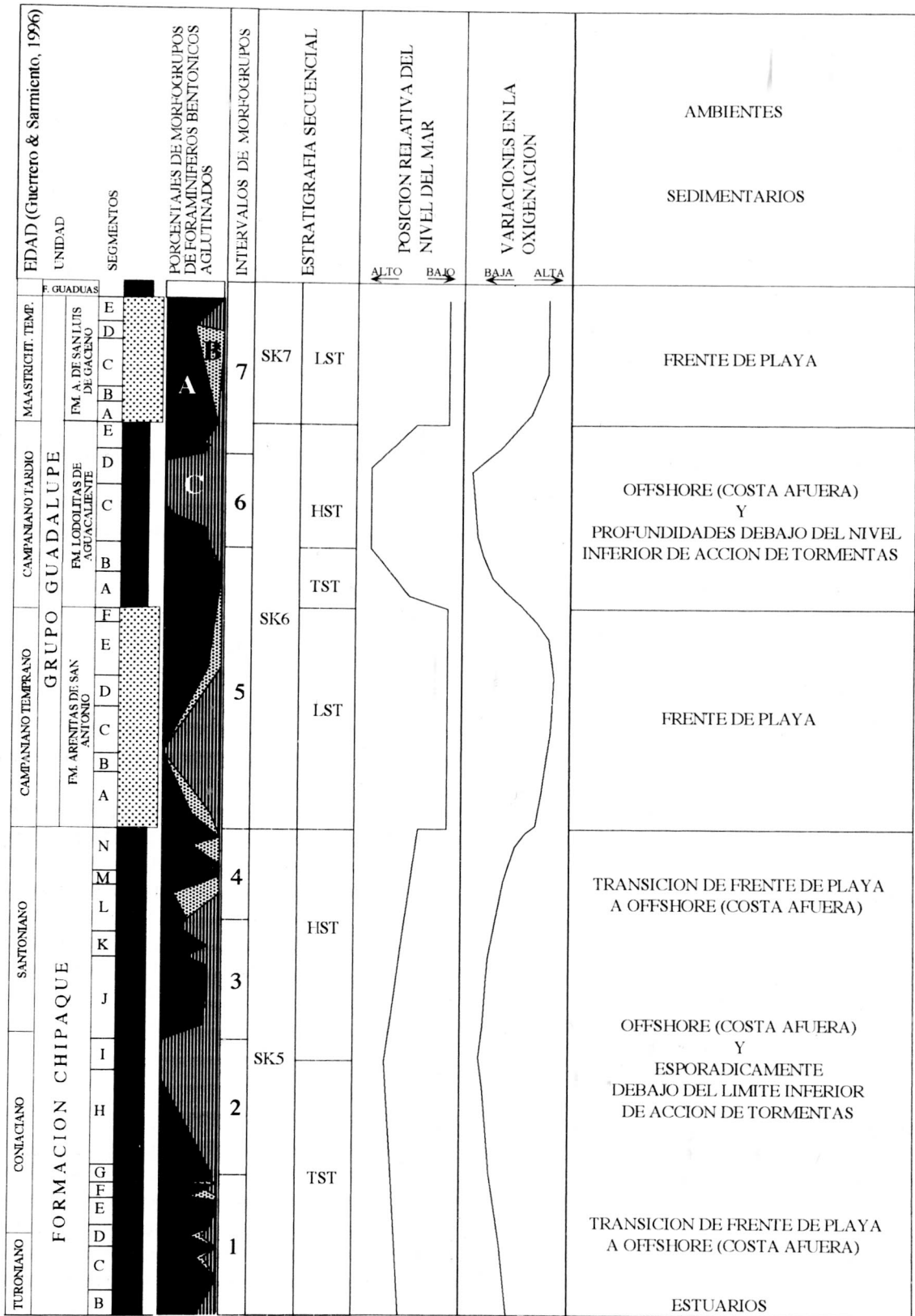


Fig. 4. Porcentajes relativos de morfogrupos de foraminíferos bentónicos aglutinados en relación con fluctuaciones del nivel del mar. Estratigrafía secuencial, edades y ambientes sedimentarios tomados de Guerrero & Sarmiento (1996).

La cantidad de oxígeno en el fondo, de por sí reducida en los mares relativamente estancados del Cretácico (e.g. DEMAISON & MOORE 1980; WAPLES 1983), era seguramente aún más reducida en una cuenca epicontinental y los únicos fondos relativamente bien oxigenados serían los sometidos a la acción del oleaje diario normal. Se plantea que al profundizarse la cuenca, los sectores del frente de playa ("shoreface") que se encontraban sometidos al oleaje diario normal (hasta una profundidad aproximada de 15 metros), quedaron por debajo de este nivel de oxigenación permanente y sometidos solamente a la acción esporádica del oleaje de tormentas. Adicionalmente, se cree que la enorme productividad biológica (dinoflagelados en abundancia) de las aguas superficiales del área aportó importantes cantidades de materia orgánica que contribuyeron a mantener altos niveles de CO₂ y que probablemente controlaron la disolución de los foraminíferos planctónicos y bentónicos de conchillas calcáreas, que no se preservaron.

Como se advierte en la tabla de distribución estratigráfica de la Formación Chipaque y del Grupo Guadalupe (Fig. 3), la asociación de foraminíferos está compuesta casi exclusivamente por bentónicos aglutinados, presentándose una diversidad específica baja a muy baja, con únicamente 2 a 9 especies por muestra. Los ejemplares de conchilla calcárea están drásticamente subordinados, reportándose muy pocos especímenes (fragmentos) de únicamente dos especies planctónicas y una bentónica.

Las asociaciones de morfogrupos bentónicos aglutinados del Piedemonte Llanero están restringidas a tramos específicos que parecieran estar señalando la aparición y desaparición de condiciones ecológicas particulares. Estas asociaciones caracterizadas por diferentes porcentajes (Fig. 3) de los morfogrupos A, B y C, permiten diferenciar 7 intervalos que a continuación se discuten.

Teniendo en cuenta las significativas diferencias de los ambientes donde pudieron vivir especies del mismo género, se hace una interpretación paleoambiental generalizada, con ayuda de datos ya publicados, como las abundancias relativas de polen, dinoflagelados y esporas y las características litológicas de las unidades estudiadas, de acuerdo con lo expresado en el análisis de ambientes sedimentarios y de estratigrafía secuencial de GUERRERO & SARMIENTO (1996).

Intervalos 1 y 2

En la parte inferior de la Formación Chipaque, el intervalo 1 se caracteriza por una mezcla de los morfogrupos A, B y C: infaunales, semi-infaunales y epifaunales, pero con una

clara predominancia del morfogrupo infaunal A. En contraste, en el intervalo 2 se encuentran solamente ejemplares del morfogrupo C, interpretándose que la cantidad de oxígeno disponible se redujo dramáticamente y que los únicos foraminíferos bentónicos que pudieron habitar en el fondo fueron los epifaunales, porque la cantidad de oxígeno dentro de los primeros centímetros de sedimento no habría sido suficiente para soportar la existencia de los morfogrupos infaunales y semi-infaunales A y B, que sí estuvieron presentes durante el depósito del intervalo 1. Esta disminución de la cantidad de oxígeno disponible durante el depósito del intervalo 2 coincidiría, de acuerdo con lo expresado por GUERRERO & SARMIENTO (1996), con la mayor profundización de la cuenca y con la superficie de máxima inundación producida durante el Coniaciano más tardío. Habría que suponer que en la parte inferior de la Formación Chipaque, cuando los ambientes sedimentarios fueron relativamente más someros, existió predominancia del morfogrupo infaunal A, debido a que éste estaría más adaptado a medios de mayor energía y con mayor cantidad de oxígeno en los primeros centímetros de sedimento.

Intervalos 3 y 4

En la parte superior de la Formación Chipaque, el intervalo 3 se caracteriza por la presencia de los morfogrupos A y C, mientras que el intervalo 4 se caracteriza por la presencia de los morfogrupos A y B, siendo predominante el morfogrupo infaunal A en los dos intervalos. De acuerdo con GUERRERO & SARMIENTO (1996), a partir del segmento J de la Formación Chipaque, se produce una somerización gradual de los ambientes de depósito en el sistema de alto nivel de la Secuencia SK5 (Fig. 4) durante el Santoniano, apareciendo cada vez más intercalaciones de arenita, en una sucesión que todavía es predominantemente lodolítica. Esta somerización progresivamente acercó el ambiente de depósito de sedimentación costa afuera (offshore) a medios más energéticos y más cercanos al nivel inferior de acción del oleaje diario normal, estando el fenómeno representado también por el paso de las asociaciones A-C a las asociaciones A-B de los intervalos 3 y 4 respectivamente.

Intervalo 5

En la parte inferior del Grupo Guadalupe, el intervalo 5 se caracteriza nuevamente por una mezcla de los morfogrupos A, B y C, siendo dominante el morfogrupo A. La asociación se interpreta como resultado de una mayor oxigenación del fondo marino, debido a una caída abrupta del nivel del mar que se produjo al inicio del Campaniano. Según GUERRERO & SARMIENTO (1996), las arenitas de la Aloformación Guadalupe Inferior (Formación Arenitas de San Antonio), representan en el área el sistema de bajo

nivel de la Secuencia SK6 (Fig. 4), correspondiendo predominantemente con ambientes de frente de playa ("shoreface") dominados por la acción del oleaje diario normal, hasta unos 15 m de profundidad. Como dato interesante, se observa que la muestra 93-189 está constituida solamente por ejemplares del morfogrupo epifaunal C, lo cual podría indicar un corto intervalo de profundización de la cuenca en la parte inferior de la Formación Arenitas de San Antonio; no obstante, debe tenerse en cuenta que la muestra está constituida solamente por seis especímenes, que probablemente no tengan el mismo peso estadístico de otras muestras.

Intervalo 6

En el intervalo 6 se encuentra de nuevo que varias muestras de la parte media de la Formación Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio) están dominadas por asociaciones del morfogrupo epifaunal C. Este intervalo corresponde con una marcada profundización de la cuenca durante el Campaniano tardío, que según GUERRERO & SARMIENTO (1996) correspondería con la superficie de máxima inundación de la Secuencia SK6, incluyendo también la parte más alta del sistema transgresivo y la parte más baja del sistema de alto nivel de la misma. Esta profundización de la cuenca a ambientes profundos en el nivel inferior de acción del oleaje de tormentas y por debajo del mismo (hasta unos 150 metros de profundidad), habría reducido nuevamente la cantidad de oxígeno disponible en los primeros centímetros del fondo marino impidiendo que los morfogrupos infaunales y semi-infaunales A y B pudieran establecerse en el área.

Intervalo 7

Finalmente, en las arenitas del Guadalupe Superior (Formación Arenitas de San Luis de Gaceno) el intervalo 7 se caracteriza por una mezcla de los morfogrupos A, B y C, observándose que el morfogrupo C desaparece para dar lugar al morfogrupo B y que finalmente, hacia la parte superior del Grupo Guadalupe, solamente está presente el morfogrupo infaunal A. Esta sucesión de asociaciones estaría reflejando el establecimiento de fondos cada vez más oxigenados y energéticos, que de acuerdo con GUERRERO & SARMIENTO (1996) corresponden predominantemente a ambientes de frente de playa superior, sometidos a la acción permanente del oleaje diario normal.

CONCLUSIONES

Los foraminíferos bentónicos aglutinados de la Formación Chipaque y el Grupo Guadalupe indican edades de rangos

amplios, que van del Turoniano al Campaniano. Estas corresponden en general con las edades palinológicas propuestas inicialmente por GUERRERO & SARMIENTO (1996), observándose que éstas últimas presentan mayor resolución y permiten reconocer desde el Turoniano hasta el Maastrichtiano.

Los foraminíferos bentónicos aglutinados confirman la presencia del Turoniano en la parte inferior de la Formación Chipaque en el Piedemonte Llanero. Así mismo, se confirma que el límite entre la Formación Chipaque y el Grupo Guadalupe se sitúa en el límite Santoniano/Campaniano y que la edad de la Aloformación Guadalupe Inferior (Formación Arenitas de San Antonio) es Campaniano temprano.

Aunque la mayoría de los foraminíferos bentónicos aglutinados aquí estudiados, había sido reportada de depósitos cretácicos de talud y de profundidades abisales, aquí se reportan éstos por primera vez de una rampa marina somera que no sobrepasó los 150 m de profundidad. Consecuentemente, éstas asociaciones no se pueden restringir a ambientes particulares en el talud y las profundidades oceánicas, surgiendo en cambio la hipótesis de que se encuentran controladas por la cantidad de oxígeno disponible en el fondo marino.

Una vez eliminada la posibilidad de interpretar la sucesión como marina abisal o de talud, se tiene entonces que utilizar la evidencia local para interpretar las posibles variaciones en la cantidad de oxígeno disponible en el fondo marino. La evidencia sedimentológica y palinológica proveniente del área (GUERRERO & SARMIENTO 1996), permite correlacionar los eventos de profundización y somerización relativa de la cuenca con asociaciones de morfogrupos bentónicos que indicarían fluctuaciones en la disponibilidad de oxígeno en el fondo marino.

Los intervalos dominados por el morfogrupo bentónico epifaunal C coinciden en general con las mayores profundizaciones de la cuenca, que habrían dejado el fondo marino por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal y disminuido la cantidad de oxígeno disponible. Por el contrario, la presencia dominante del morfogrupo infaunal A coincide con episodios de somerización de la cuenca, que habrían sometido el fondo marino a condiciones de mayor oxigenación.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional, Colciencias e Ingeominas por la financiación del proyecto "Micropaleontología y Magnetoestratigrafía de las Rocas con Potencial Petrolífero del Flanco Oriental de la Cordillera Oriental". En la Universidad Nacional de Colombia

(Sede Bogotá) se agradece especialmente al Departamento de Geociencias, a la Facultad de Ciencias y al CINDEC, no solamente por la financiación parcial del proyecto, sino por el apoyo permanentemente brindado y el acceso a bibliotecas y laboratorios.

A la Cátedra de Paleontología de la Universidad Estatal de Moscú (Rusia), por las facilidades para acceder a las colecciones micropaleontológicas y a bibliografía especializada. También al Dr. Naidin, de la misma universidad, por las enriquecedoras discusiones acerca de las asociaciones de foraminíferos bentónicos aglutinados.

Al Señor Armando Sánchez, del Laboratorio de Micropaleontología del Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, por su paciencia en la preparación de las muestras.

REFERENCIAS

- BAK, K., BAK, M., GASINSKI, A & JAMINSKI, J. (1995): Biostratigraphy of Albian to Turonian Deep-Water Agglutinated Foraminifera calibrated by planktonic Foraminifera, Radiolaria and Dinoflagellate Cysts in the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. En: Kaminski, M.A. et al.(eds.).- Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Kraków, Poland. September 12-19, 1993, Grzybowski Foundation Special Publication, 3, p. 13-27.
- BANDY, D.L. (1964): General correlation of foraminiferal structure with environment. En: Inmbrie and Newell (eds.).- Approaches to Paleocology, p. 75-90. New York, John Wiley.
- BARR, F.T. (1970): The foraminiferal genus *Bolivinoidea* from the Upper Cretaceous of Lybia.- *Journal of Paleontology*, 44 (4), p. 642-654.
- BARR, F.T. (1972): Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Lybia.- *Micropaleontology*, 18 (1), p. 1-46.
- BERNARD, J.M. (1986): Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic organic rich deposits: Jurassic through Holocene.- *Journal Foraminiferal Research*, 16, p. 207-215.
- BOLTOVSKOY, E. (1966): Depth at which foraminifera can survive in sediments.-*Contrib. Cushman Found. Foram. Research*, v. 17, p. 43-45.
- BRASIER, M.D. (1975): Morphology and habitat of living benthic foraminiferids from Caribbean carbonate environments. - *Rev. Esp. de Microp.*, v. 7, p. 567-578.
- CARON, M. (1985): Cretaceous Planktic Foraminifera. En: Bolli, H. et al. (eds.). *Plankton Stratigraphy*.- Cambridge Earth Sciences Series: 17-86.
- CORLISS, B.H. (1985): Micro-habitats of benthic foraminifera within deep sea sediments.- *Nature*, 314, p. 435-438.
- CORLISS, B.H. & CHEN CH. (1988): Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications.- *Geology*, v.16, p. 716-719.
- CUSHMAN, J.A. & HEDBERG, H.D. (1941): Upper Cretaceous foraminifera from Santander del Norte, Colombia, S.A.- *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions*, v. 17(4), p.79-102.
- DEMAISON, G.J. & MOORE, G.T. (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis.- *AAPG Bull.*, 64 (8), p. 1179-1209.
- GEROCH, S. & NOWAK, W. (1984): Proposal of zonation for the Late Tithonian-Late Eocene based upon arenaceous foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. En: Oertli, H. (edit.) *Benthos'83. Second International Symposium of Benthic Foraminifera Pau (France)*, Abril, 1983, p. 225-239.
- GOODAY, A.J. (1986): Meiofaunal foraminiferans from the bathyal Porcupine Scabight (northeast Atlantic): size, structure, standing stock, taxonomic composition, species diversity and vertical distribution in the sediment.- *Deep Sea Research*, 33, p. 135-137.
- GRADSTEIN, F.M. & BERGGREN, W.A. (1981): Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maastrichtian to Paleogene history of the Labrador and North seas.- *Marine Micropaleontology*, Vol. 6, p. 211-268.
- GUERRERO, J. & SARMIENTO, G. (1996): Estratigrafía Física, Palinológica, Sedimentológica y Secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en Exploración Petrolera. - *Geología Colombiana*, No. 20, p. 3-66.
- HANZLIKOVA, E. (1972): Carpathian Upper Cretaceous Foraminifera of Moravia (Turonian-Maastrichtian).- *Vydal Ustredni Ustav Geologicky, Praha, Academii, Nak. Cesk. Akad. Ved.*, 39, p. 5-159.
- HANZLIKOVA, E. (1973): Foraminifers of the variegated *Godula* member in Moravia (Cenomanian-Turonian).- *Sbor. Geol. Ved. Paleont.*, 15, p. 119-184.
- HAYNES, J.R. (1981): Foraminifera.- London: Macmillan.
- JEDNOROWSKA, A. (1980): Microfauna and age of the Malinowa shale Formation of the Upper Cretaceous, Pieniny Klippen Belt, Carpathians.- *Studia Geologica Polonica*, 67, p. 8-21.
- JONES, R.W. & CHARNOCK, M.A. (1985): "Morphogroups" of agglutinating foraminifera. Their life positions and feeding habits and potential in (paleo) ecological studies.- *Rev. Paleobiol.* 4, p. 311-320.
- KAMINSKI, M.A. (1985): Evidence for control of abyssal agglutinated foraminiferal community structure by substrate disturbance: results from the Hebble area.- *Mar. Geol.*, 66, p. 113-131.
- KAMINSKI, M.A., GRASSLE, J.F. & WHITLATCH, R.A. (1988): Life history and recolonisation among agglutinated foraminifera in the Panama Basin. En: Gradstein, F.M. et al (eds.). *Second Int. Workshop on Agglut. Foram.*, Viena, 1986.- *Proceedings*, 41, p. 229-244.
- KITAZATO, H. (1984): Microhabitats of benthic foraminifera and their application to fossil assemblages.- *Benthos'83; Second International Symposium on Benthic Foraminifera, Pau*, p. 339-344.
- KITAZATO, H. (1988): Ecology of benthic foraminifera in the tidal zone of a rocky shore. *Rev. Paléob.*, vol. sp. (Benthos 's 86) 2, p. 815-825.
- KOUTSOUKOS, E.A. & HART, M.B. (1990): Cretaceous foraminiferal morphogroups distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe Basin, Brazil.- *Trans. of the Roy. Soc. of Edinb. Earth Sciences*, 81, p. 221-246.

- KOUTSOUKOS, E.A., LEARY, P.N. & HART, M.B. (1990): Latest cenomanian-earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case study from the Sergipe (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris basin (southern England).- *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeocol.*, v. 77, p. 145-177.
- KRASHENINNIKOV, V.A. (1973): Cretaceous benthonic foraminifera, Leg 20, Deep Sea Drilling Project. En : Heezen, B.C. *et al.*- Initial Report of Deep Sea Drilling Project, Vol. 20 :205-219.
- KRASHENINNIKOV, V.A. (1974): Upper Cretaceous benthonic agglutinated foraminifera, Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. En : Veevers, J.J. *et al.*- Initial Reports of DSDP, Vol. 27 : 631-644.
- KUHNT, W. (1990) : Agglutinated foraminifera of western Mediterranean Upper Cretaceous pelagic limestones (Umbrian Apennines, Italy and Betic Cordillera, Southern Spain).- *Micropaleontology*, 36(4), p. 297-360.
- KUHNT, W., MARLOTTI, E., WINKLER, N. & KAMINSKI, M. (1989): Alpine Late Mesozoic and Early cenozoic deep-water sequences and their agglutinated foraminifera. En : Workshop on Paleocology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera.- NATO - Advance Study Institutes Programme. Excursion Guidebook : 1-153.
- KUHNT, W. & MOULLADE, M. (1991): Quantitative Analysis of Upper Cretaceous Abyssal agglutinated foraminifera distribution in the North Atlantic - Paleoceanographic Implications.- *Revue de Micropaléontologie*, 34 (4), p. 313-349.
- LEARY, P.N., & WRAY, D.S. (1989): The foraminiferal assemblages across three middle Turonian bands and a note on their genesis.- *Journal Micropaleontol.* 8(2), pp. 143-148.
- MORGIEL, J. & OLSZEWSKA, B. (1981): Biostratigraphy of the Polish External Carpathians based on agglutinated foraminifera.- *Micropaleontology*, v. 23(1), p.1-30.
- MOULLADE, M., KUHNT, W. & THURLOW, J. (1988): Agglutinated benthic foraminifera from Upper Cretaceous variegated clays of the North Atlantic Ocean (DSDP Leg 93 and ODP Leg 103). En : Boillot G., Winterer, E.L. *et al.* (eds.)- *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 103, p. 349-377.
- NEAGU, T. (1968): Biostratigraphy of Upper Cretaceous deposits in the Southern Eastern Carpathians near Brasov.- *Micropaleontology*, v.14(2), p. 225-241.
- PETTERS, S.W. (1977): *Bolivinooides* evolution and Upper Cretaceous biostratigraphy of the Atlantic Coastal of New Jersey. - *Journal of Paleontology*, 51(5), p. 1023-1036.
- SANDULESCU, J. (1973): Etude micropaléontologique et stratigraphique du flysch du Crétacé Supérieur, Paléocène de la région de Bretea, Camandau (secteur interne méridional de la nappe de Tarcau, Carpates Orientales).- *Inst. Geol. Mem.*, 17, p. 1-52.
- SANDULESCU, J. (1975): Microbiostratigraphie, associations et zones à foraminifères du Crétacé du flysch externe des Carpates orientales (Roumanie).- *Revista Española de Micropaleontología*, 7(1), p. 99-111.
- SIGAL, J. (1979): Chronostratigraphy and ecostratigraphy of the Cretaceous formations recovered on D.S.D.P. Leg 47B, Site 398. En: Sibuet, J.C. *et al.* (eds.)- *Initial Reports of the D.S.D.P.* Vol. 72 (2):287-326.
- SLITER, W.V. (1968): Upper Cretaceous foraminifera from southern California and north western Baja California, Mexico.- *Univ. Kans. Paleontol. Contribu.*, 49 (7), p1-141.
- WAPLES, D.W. (1983): Reappraisal of anoxia and organic richness, with emphasis on Cretaceous of North Atlantic.- *AAPG Bull.*, Vol. 67, No. 6, p. 963-978.

Manuscrito recibido, Septiembre de 1997.