

# ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LA CUENCA ESTEFANIENSE DE SEBARGA (REGIÓN DE MANTOS, Z. CANTÁBRICA)

J. R. COLMENERO NAVARRO Y J. R. BAHAMONDE RIONDA

TRABAJOS DE GEOLOGÍA Colmenero Navarro, J. R. y Bahamonde Rionda, J. R. (1986).—Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Cuenca estefaniense de Sebarga (Región de Mantos, Z. Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 16, 103-119. ISSN 0474-9588.



El estudio de las series estratigráficas de la Cuenca estefaniense de Sebarga, ha permitido la identificación de seis grupos principales de litofacies. El análisis e interpretación de las mismas indican ambientes sedimentarios desde aluviales a marinos, relacionados con sistemas deposicionales de abanicos aluviales costeros o *fan deltas*. Las asociaciones presentes más características corresponden al abanico subacuático, con facies conglomeráticas de frente deltáico que incluyen flujos gravitativos de sedimentos y playas o cordones litorales, al prodelta y a la plataforma marina, terrígena y carbonatada. La evolución general de la cuenca muestra un carácter transgresivo, dentro de un contexto regional con fuerte actividad tectónica hercínica.

*Palabras clave:* Estefaniense, Kasimoviense, conglomerados, abanicos aluviales costeros, flujos gravitativos de sedimentos.

The study of the stratigraphic sections in the Sebarga Stephanian Basin has led to the recognition of six main lithofacies. The analysis and interpretation of these lithofacies show different environments, from alluvial to marine, directly related with coastal alluvial fan or fan delta depositional systems. The most characteristic associations have been interpreted as subaquatic fan delta, with conglomeratic sequences of deltaic front, including sediment gravity flows and high energy beaches, prodelta and terrigenous and carbonate marine shelf. The Sebarga Basin has constituted an Hercynian active trough, with a transgressive character in its sedimentary evolution.

*Key words:* Stephanian, Kasimovian, conglomerates, fan deltas, sediment gravity flows.

*Juan Ramón Colmenero Navarro y Juan Ramón Bahamonde Rionda, Departamento de Estratigrafía, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, España. Manuscrito recibido el 7 de enero de 1986; revisado en 16 de junio de 1986.*

Las series estefanienses de la Cordillera Cantábrica se encuentran discordantes sobre los materiales subyacentes constituyendo acumulaciones aisladas de edad y naturaleza diversa. El grupo más numeroso y estratigráficamente más conocido de las mismas, por contener series con carbón, está formado por cuencas relacionadas genéticamente con depresiones continentales postorogénicas que se encuentran alineadas a lo largo del Arco asturiano en una amplia franja alrededor del límite entre las zonas Asturoccidental Leonesa y Cantábrica. Otro grupo menos conocido está

integrado por afloramientos dispersos en las unidades más orientales de la Zona Cantábrica, especialmente en las regiones de Mantos y Picos de Europa; en este caso las series presentes están en relación con ambientes sedimentarios marinos y su plegamiento ocurrió conjuntamente con los materiales carboníferos precedentes.

Un buen ejemplo de sucesiones de este último grupo lo constituyen los sedimentos estefanienses existentes en los sinclinales de Sebarga y Fontecha, dentro del Manto de Sebarga, que constituye, juntamente con el de Bele-



ño, la unidad tectónica más oriental de la Región de Mantos. Julivert (1960) fue el primero en reconocer cartográficamente estas sucesiones, indicando algunos aspectos estratigráficos generales de las series, como el carácter basal discordante de sus tramos conglomeráticos inferiores y el espesor aproximado de las mismas, cifrado entre 150 y 200 m.

Recientemente Fernández R.-Arango y Naval (1984) han hecho una cartografía más precisa de la región, dentro del Plan de Prospección previa de las Cuencas Carboníferas del I.G.M.E. (Fig. 1). En este trabajo y posteriormente en Manjón Rubio y Fernández R.-Arango (1985), se han diferenciado dos grandes grupos de facies: Estefaniense productivo y Estefaniense asimilable a la Formación Puentellés. Al primer grupo se da un carácter turbidítico, en base, fundamentalmente, a una serie en el sinclinal de Fontecha que, posteriormente, Bahamonde (1985) y Heredia y Rodríguez Fernández (*in litt.*) asimilaron a la formación Beleño del Moscoviense inferior. El segundo grupo de facies comprende los carbonatos basales de las series, interpretadas como de plataforma somera y borde de talud.

Respecto a la edad, Wagner (1965, 1970) obtuvo, con flora, determinaciones poco precisas, entre Estefaniense A y B o C, en los afloramientos del sinclinal de Fontecha. Villa (en Fernández R.-Arango y Naval 1984; y Martínez García *et al.* 1985) precisó una edad Kasimoviense, con foraminíferos obtenidos en las calizas basales de Pen. En el presente trabajo, esta misma autora (comunicación personal) ha identificado en el tramo basal de la columna VI (Fig. 3) los siguientes foraminíferos: *Pseudotriticites* sp., *Quasifusulinoides* sp., *Fusiella* sp., *Ozawainella* ex gr. *mosquensis*, *Endothyra* sp., *Climacammina* sp., *Tuberitina collosa*, *Tuberitina* sp., *Hemigordius?* sp., correspondientes al techo del Myachkoviense o base del Kasimoviense. Igualmente, con fauna de braquiópodos recogida durante la elaboración de este trabajo, en el tramo margoso basal de la columna VI (Fig. 3), Martínez Chacón (com. pers.) ha identificado *Stenoscisma alpinum* (Schellwien) *Brachythyris* sp., *Phricodothyris* (*Condrazyris*) sp., y *Martinia* cf. *karawanica* Volgin, de probable edad Kasimoviense.

La existencia de nuevos afloramientos en la sucesión de Seberga nos ha llevado a hacer un

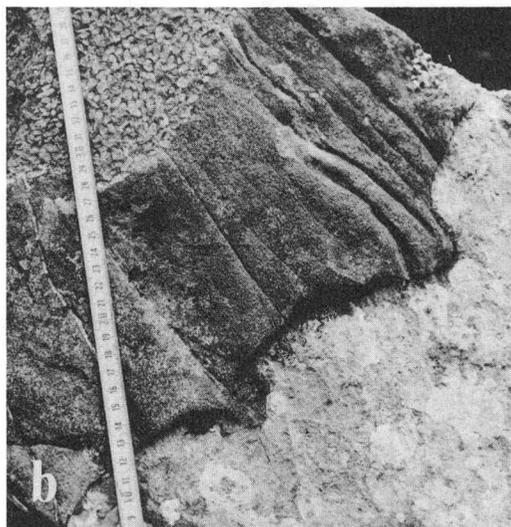
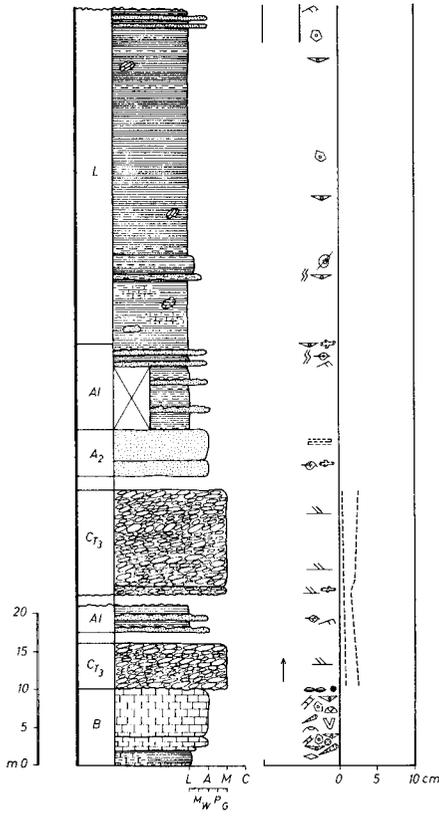
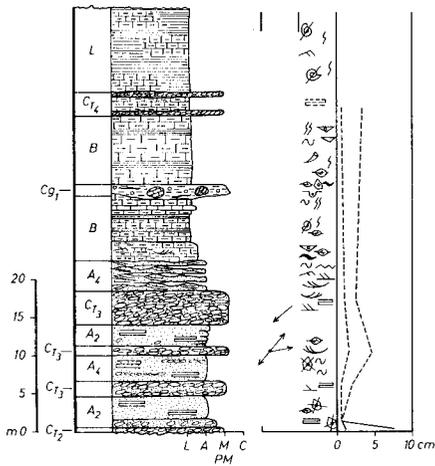


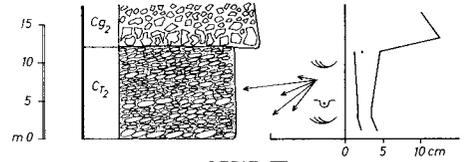
Fig. 2.—a) Aspecto general de la disconformidad entre las series estefanienses (izquierda, en oscuro) y la Formación Escalada (derecha, más claro) en las proximidades de Sellaño; b) Detalle del contacto entre las unidades anteriores.



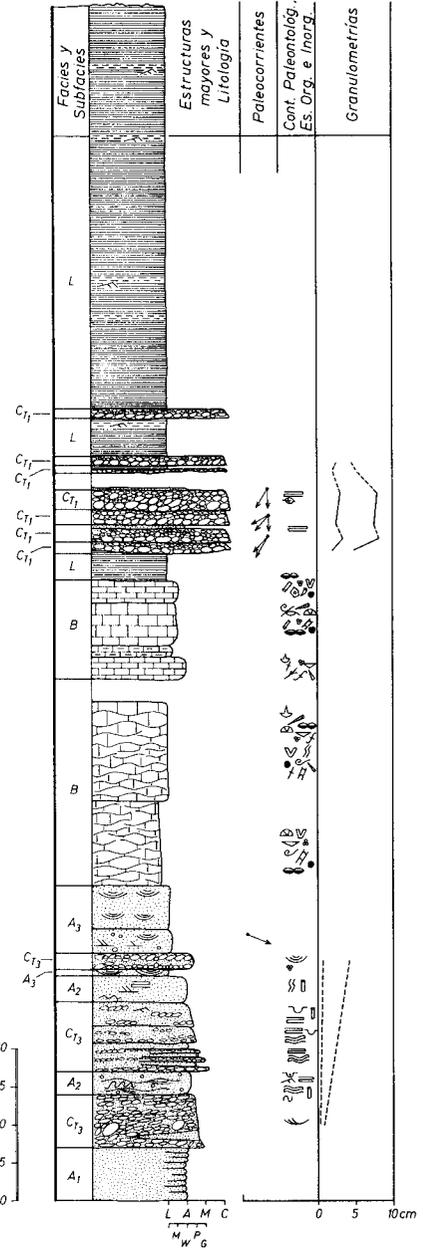
SERIE I



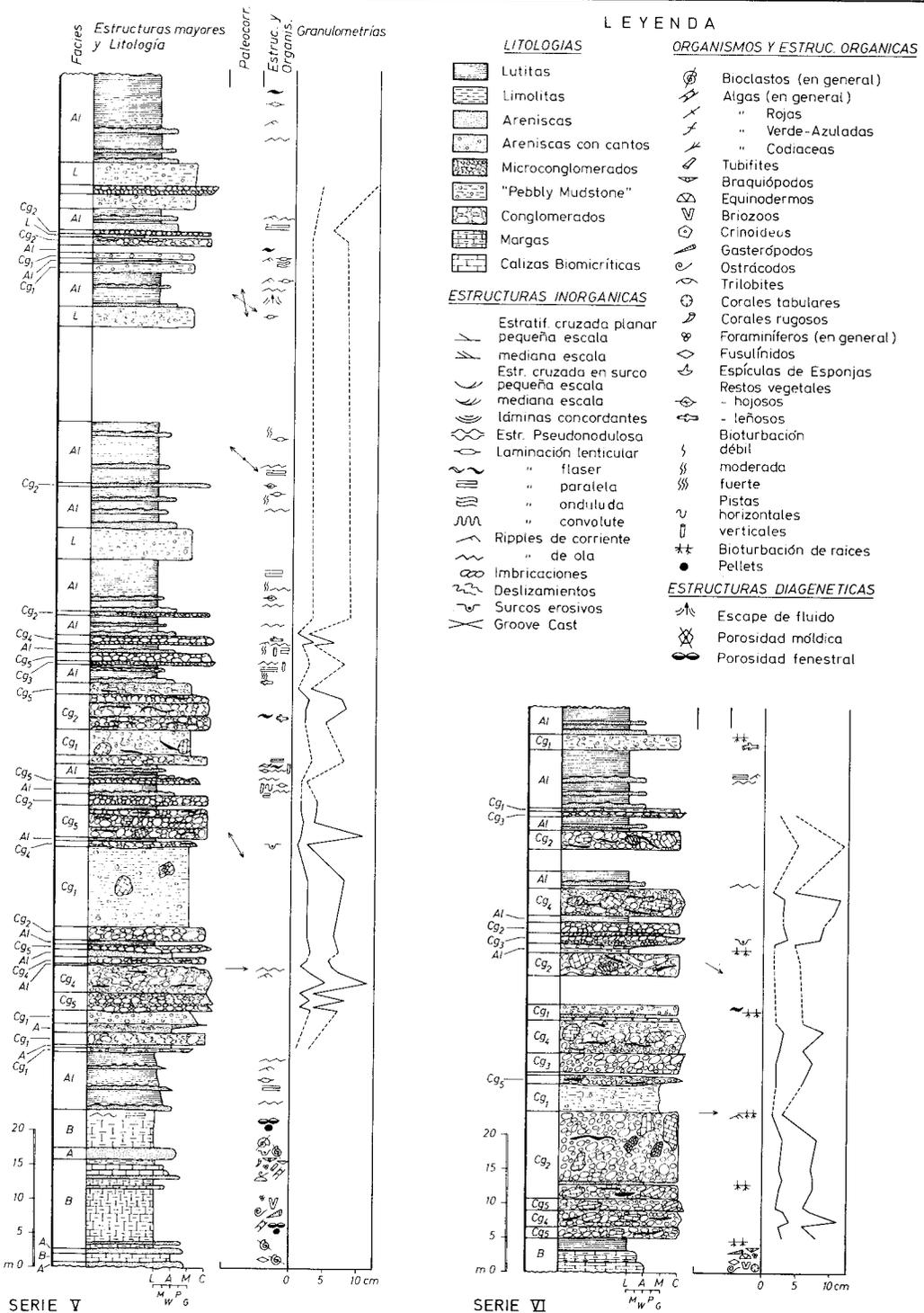
SERIE II



SERIE IV



SERIE III



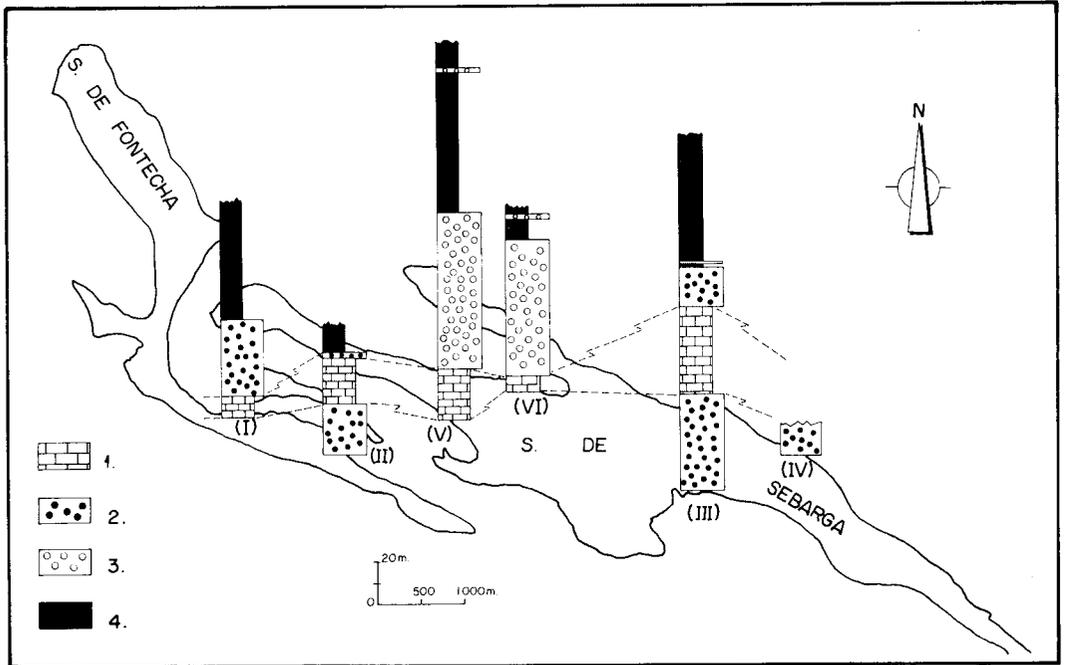


Fig. 4.—Distribución vertical de los diferentes grupos de facies en las columnas estratigráficas. 1. Facies B, 2. Facies  $C_T$ , 3. Facies  $C_g$  y 4. Facies L.

análisis detallado de los principales grupos de facies presentes. La amplia documentación de la que en la actualidad se dispone sobre los modelos de abanicos aluviales costeros o *fan deltas* permite reinterpretar la sucesión de Sebarga como generada por el funcionamiento de sistemas deposicionales de este tipo.

### CARACTERES ESTRATIGRAFICOS

Como muestra el esquema cartográfico de la Fig. 1, los sedimentos estefaniense se apoyan discordantemente sobre materiales de distintas formaciones del Carbonífero medio: Barcaliente (Namuriense), Ricacabiello (Bashkiriense), Beleño y Escalada (Moscoviense). La ausencia de la Formación Fito (Podolskiense-Myachkoviense) en esta región es un hecho conocido desde Julivert (1960) y no enteramente explicado.

El carácter de la discordancia varía de unas zonas a otras, siendo netamente angular al N de Villaverde, como también han señalado Martínez García *et al.* (1985); en otras áreas del propio sinclinal de Sebarga y en el de Fontecha, esta superficie es una disconformidad,

acentuada en muchas ocasiones por la existencia de depresiones erosivas rellenas de conglomerados en el substrato preestefaniense (Fig. 2a). Cuando éste es calcáreo, las depresiones pueden ir acompañadas de cavidades verticales pequeñas de probable origen cárstico (Fig. 2b).

En general, las condiciones de afloramiento son malas, por lo que sólo se han podido obtener seis series estratigráficas, todas ellas en el sinclinal de Sebarga, cuya situación se muestra igualmente en la Fig. 1. Del estudio de las mismas (Fig. 3) se deduce la existencia de variaciones importantes en espesor y litología entre ellas. Las máximas potencias se encuentran en las zonas medias de ambos sinclinales, donde pueden alcanzar más de 200 m.

Las principales litologías son: orto y paraconglomerados calcáreos de bloques, cantos y gránulos (microconglomerados); cuarcitas, litarenitas y calclititas; lutitas limosas y pizarrosas y calizas biomicríticas. Su distribución vertical es, asimismo, bastante variable, aunque de forma general, las series constituyen una macrosecuencia positiva con los depósi-



Fig. 5.—Superficie de ripples tapizando una colada conglomerática (facies Cg.).

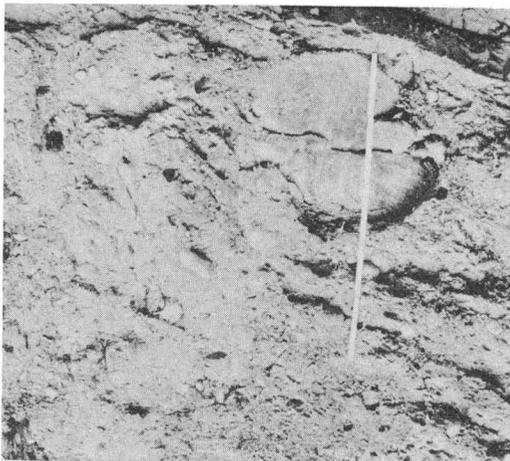


Fig. 6.—Paraconglomerados ricos en matriz (subfacies Cg 1).

tos más finos, lutíticos, situados a techo (Fig. 4). La base de las mismas puede estar constituida por microconglomerados calcáreos o por carbonatos. En el primer caso, series II, III y IV, las calizas ocupan una posición intermedia, en transición al tramo lutítico superior. En el segundo caso, series I, V y VI, son sustituidas por conglomerados calcáreos de cantos y bloques que, a su vez, son reemplazados verticalmente por lutitas.

## LITOFACIES

### CONGLOMERADOS (Cg)

#### Descripción

Son orto y paraconglomerados de cantos y bloques calcáreos, mal clasificados, bien a muy bien redondeados y con proporción variable de matriz lutítica o areniscosa; el cemento, cuando existe, es carbonatado.

Esta litofacies es típica de las series V y VI, donde constituye capas de hasta 5 m de espesor, individualizadas con otras litofacies o amalgamadas entre sí. De forma general, cada una de estas capas suele cubrirse por un delgado intervalo areniscoso o limolítico con laminación de *ripples* de ola y corriente que incluso puede mostrar bioturbación por raíces (Fig. 5). Atendiendo al soporte o no de matriz en los mismos y al ordenamiento vertical de los clastos pueden separarse las siguientes subfacies:

Cg 1.—Son paraconglomerados ricos en matriz, en los que los clastos varían desde gránulos hasta bloques, en proporción raramente superior al 25 % (Fig. 6); dominan los de naturaleza calcárea pero ocasionalmente pueden ser abundantes los de arenisca, conglomerado y lutita; en estos últimos y en la propia matriz es frecuente la existencia de pliegues de deslizamiento y restos de fósiles, tales como braquiópodos, crinoideos, gasterópodos y algas. La fábrica es desordenada pero a veces existe una grosera granoclasificación positiva o negativa. Su base puede ser planar, ligeramente erosiva o canaliforme. Alcanza espesores de hasta 12 m.

Cg 2.—Son ortoconglomerados masivos, de base predominantemente no erosiva, y abundantes bloques de calizas, conglomerados y lutitas dispersos (Fig. 7); la matriz varía entre lutítica a microconglomerática, con proporción en aumento hacia el techo de cada capa, donde pueden llegar hasta paraconglomerados. Es un tipo de organización muy frecuente. Localmente en las proximidades de Pen se hacen brechoides.

Cg 3.—Son ortoconglomerados con gradación inversa, poco abundantes, que pueden constituir, como ocurre en la serie VI, acumulaciones de varios metros por la superposición de coladas (Fig. 8). La matriz es lutítica o areniscosa y los clastos suelen tener sus ejes mayores orientados paralelamente a la estratificación.



Fig. 7.—Conglomerados masivos con bloques calcáreos dispersos (subfacies Cg 2).

Cg 4.—Son ortoconglomerados con gradación inversa a normal, en capas de hasta 5 m, con base no erosiva, escasa orientación de clastos y muy mala clasificación (Fig. 9). Su zona central es masiva y contienen abundantes bloques de caliza (hasta 3 m de diámetro)

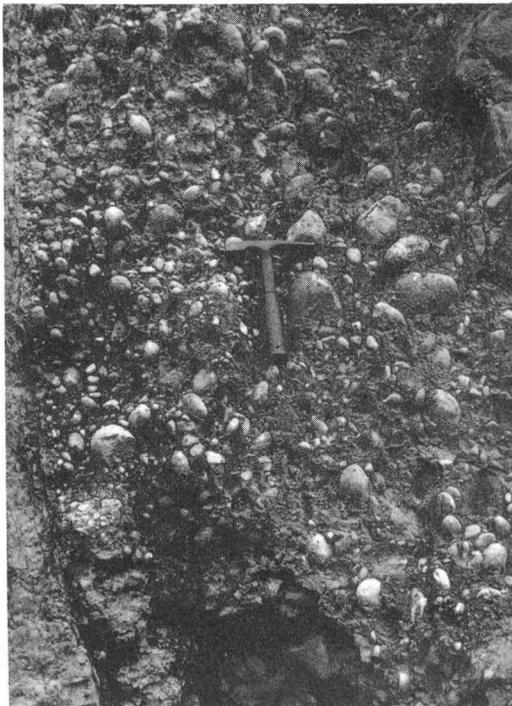


Fig. 8.—Conglomerados con gradación inversa (subfacies Cg 3). Techo a la derecha.

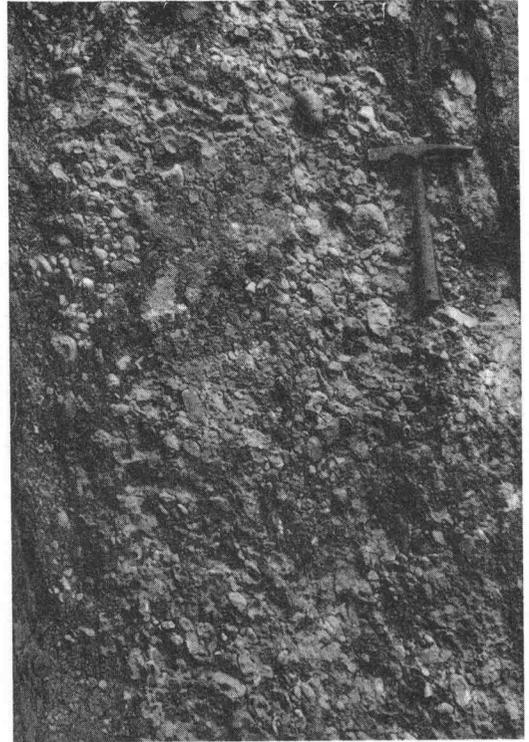


Fig. 9.—Conglomerados con gradación inversa a normal (subfacies Cg 4). Techo a la derecha.

y fragmentos irregulares de lutitas o pizarras, a veces con fósiles (algas, braquiópodos y crinoideos). En ocasiones, el tramo final, positivo también, se realiza con un aumento de matriz, pasando hasta paraconglomerados.

Cg 5.—Son ortoconglomerados con gradación normal, muy frecuentes, con ligera erosión basal, y espesor de hasta 2 m. Poseen gradación positiva de cola gruesa (disminución de tamaño centrada fundamentalmente en el centil) y gradación de distribución (disminución vertical en el tamaño de centil y media); en ambos casos la gradación es grosera y puede ir acompañada por una transición hasta paraconglomerados. Son frecuentes los bloques dispersos de caliza y lutita.

### Interpretación

En esta facies, los distintos tipos de ordenamiento, junto a otros caracteres, como: pobre a muy mala clasificación, en ocasiones son claramente polimodales, alto porcentaje de matriz, escasez de estructuras de tracción y de

erosión en la base de los estratos, presencia de bloques lutíticos dispersos y buena correlación entre espesor de estrato y diámetro de clasto, indican un transporte correspondiente a flujos gravitativos de sedimentos (Middleton y Hampton 1976). En la reclasificación de este tipo de flujos realizada por Lowe (1979), estas facies se adaptan a *debris flows*, aunque en algunos casos pueden haber existido intervalos tractivos con mayor turbulencia.

En los paraconglomerados ricos en matriz o *pebbly mudstone*, los clastos se transportan dispersos dentro de la matriz, soportados por la cohesión y resistencia de la misma. En términos de Lowe (1979) corresponden a flujos de fango (*mud flows*) o *debris flow* cohesivo.

Para el transporte y sedimentación de las restantes subfacies es necesario suponer la existencia de flujos más diluidos, con mayor rapidez y cierta turbulencia. Su origen pudo haber estado en avalanchas de aguas cargadas de sedimento en las que la dispersión se alcanzó por el propio choque entre los clastos. Al analizar la relación entre espesor de estrato y diámetro máximo medio de clastos, en cada una de las subfacies (Fig. 10), se observa que existe una buena correlación entre ambos parámetros, lo que ha sido explicado por Bluck (1967) y Steel (1974) como consecuencia de un único proceso de transporte, sin modificación posterior. De forma particular, la mejor correlación corresponde a la subfacies Cg 3, de conglomerados gradados inversamente, y la peor a la Cg 2, de conglomerados masivos.

El buen redondeamiento de la mayor parte de los clastos puede haber sido el resultado de varios procesos superpuestos: herencia, desgaste por el choque dentro de la suspensión o durante las evidentes etapas de tracción de fondo, y efecto de un clima tropical húmedo, como ha sido apuntado por Heward (1978) e Iwaniw (1984) en otros depósitos estefanienses de la zona Cantábrica. En los bloques calcáreos, su gran tamaño y menor redondeamiento parecen indicar una procedencia distinta, desde los márgenes, como depósitos de ladera. Los fragmentos pelíticos, algunos de los cuales muestran fósiles, indicarían erosión en la misma cuenca sedimentaria a manera de intraclastos o cantos blandos.

Los distintos tipos de organización interna que caracterizan las subfacies son similares a los existentes en otros conglomerados des-

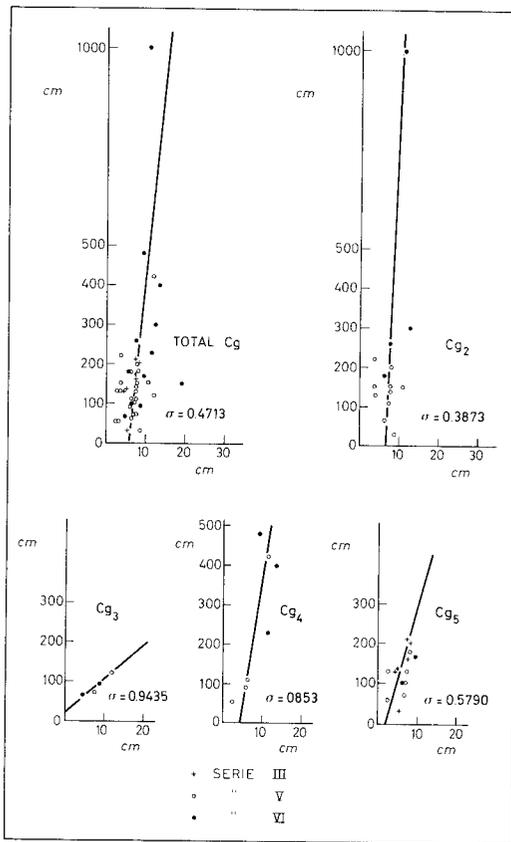


Fig. 10.—Gráficos e índice de correlación entre el espesor de capa y diámetro máximo medio para el total de la facies Cg y para cada una de las subfacies Cg 2, Cg 3, Cg 4, y Cg 5.

critos en la literatura geológica: conglomerados resedimentados profundos (Walker 1975 a y b), *fan deltas* (Nemec *et al.* 1980; Gnacolini 1982; Nemec y Steel, 1984) y abanicos aluviales (Larsen y Steel 1978; Shultz 1984; Iwaniw 1984). La dinámica del transporte y sedimentación ha sido igualmente analizada por Walker (1975), Nemec *et al.* (1980), Lowe (1982) y Nemec *et al.* (1984). Para todos ellos, los conglomerados masivos (Cg 2) corresponden a las zonas más proximales y evolucionan sucesivamente hacia conglomerados con gradación inversa (Cg 3), conglomerados con gradación inversa y normal (Cg 4) y conglomerados con gradación normal (Cg 5); toda esta evolución supone una mayor segregación de los clastos en flujos progresivamente más delgados, ma-

duros y de mayor turbulencia. La dilución en la parte superior del flujo sería la causa principal de las transiciones hasta paraconglomerados que con frecuencia se observan hacia el techo de las capas (Nemec *et al.* 1980). De la misma forma, la presencia de una delgada capa areniscosa o limolítica cubriendo y tapiando los cantos superiores de las capas puede explicarse como originada por el retrabajo y removilización de los depósitos inferiores por oleaje marino, como indica la frecuente presencia de *ripples* de oscilación y corriente (Nemec y Steel, 1984). Segregación arenosa similar ha sido observada en *debris flow* subaéreos por Larsen y Steel (1978).

Hacia las zonas más distales y lutíticas, las coladas se adelgazan adquiriendo un carácter lenticular con frecuentes estructuras de deformación en su base (Fig. 11).

#### MICROCONGLOMERADOS ( $C_T$ )

##### Descripción

Son orto y ocasionalmente paraconglomerados calcáreos con matriz areniscosa calcilitica y cemento carbonatado. Los clastos tienen diámetro medio inferior a 4 cm y siempre están bien a muy bien redondeados, con baja esfericidad, dominando los discoidales. La estratificación es siempre mejor que en el grupo anterior, mostrando abundancia de imbricaciones.

Las subfacies de este grupo caracterizan fundamentalmente la base de las series I, II, III y IV,

$C_{T.1}$ .—Conglomerados calcáreos con base erosiva, canaliforme, ordenados en secuencias positivas de hasta 3 m de espesor, que pueden evolucionar hasta areniscas microconglomeráticas con laminación paralela y lutitas. Imbricación y orientación de los ejes de los clastos, más abundante hacia la base de las secuencias, donde, además, se intercalan cantos de cuarcita.

$C_{T.2}$ .—Microconglomerados calcáreos y silíceos (menos del 20 % de los clastos), bien redondeados, a veces discoidales, dispuestos en bandas paralelas a la estratificación con diferente tamaño de clastos y porcentaje de matriz areniscosa. Son abundantes las imbricaciones del tipo a (p) a (i) (Walker 1975), así como *sets* aislados de estratificación cruzada en surco, de mediana escala, y cicatrices erosivas.

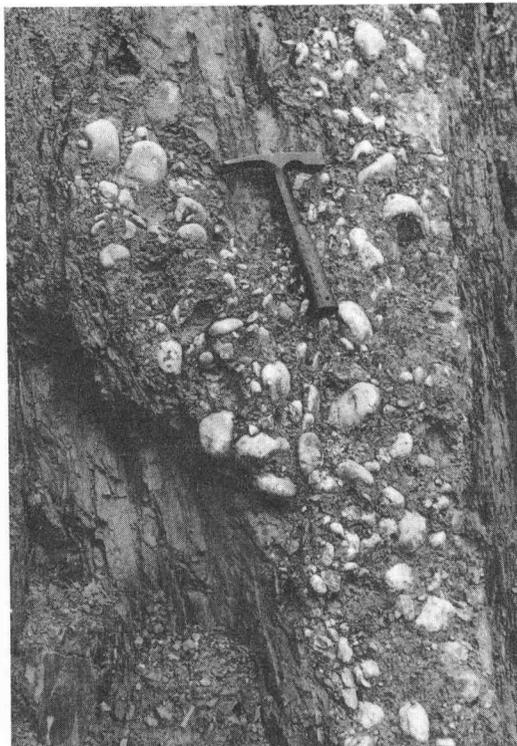


Fig. 11.—Colada conglomerática fuertemente deformada por carga. Techo a la derecha.

Estas subfacies se localiza en la base de las series II y IV, ocupando depresiones erosivas sobre el substrato preestefaniense, de hasta 15 m de profundidad y 200 m de extensión longitudinal.

$C_{T.3}$ .—Microconglomerados calcáreos bien estratificados con clastos redondeados, discoidales y elipsoidales dispuestos en bandas gradadas o alternantes de distinto tamaño de grano, entre las cuales pueden intercalarse areniscas calciliticas continuas o discontinuas lateralmente, de hasta 15 cm de espesor. Los clastos muestran abundancia de imbricaciones del eje mediano (b), con direcciones opuestas y divergentes, a veces dentro de *sets* de estratificación cruzada planar de muy bajo ángulo. Las areniscas poseen microlaminación paralela o de *ripples* y estratificación cruzada, planar y en surco, de mediana escala. Pueden mostrar perforaciones biogénicas verticales y porosidad móldica de bioclastos. Los espesores máximos de esta subfacies nunca sobrepasan de 7 m.

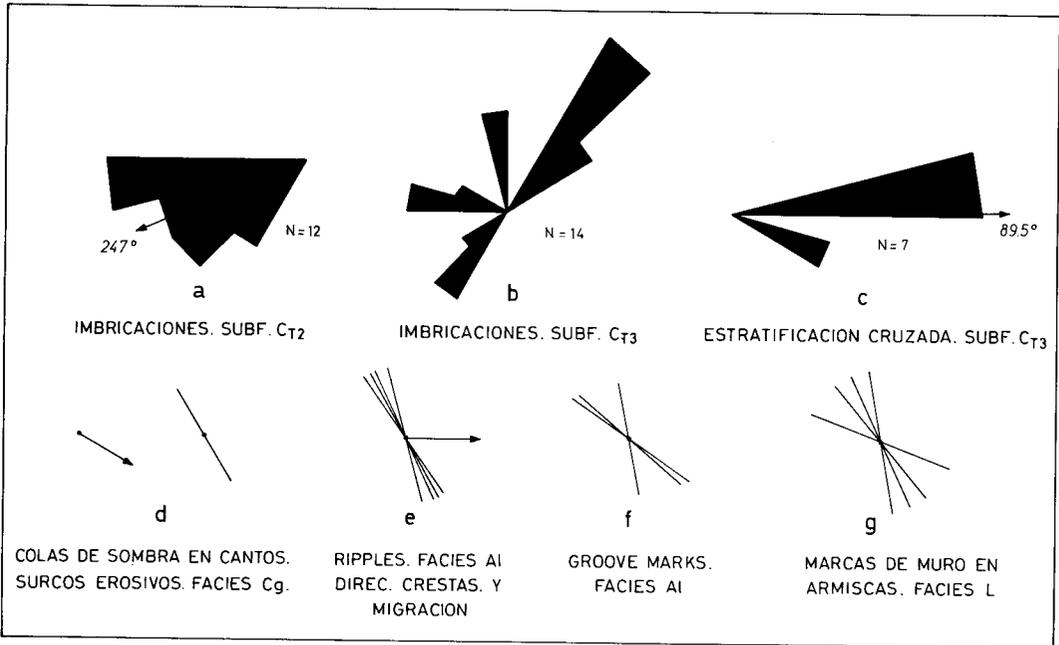


Fig. 12.—Esquemas de paleocorrientes.

C<sub>T.4</sub>.—Microconglomerados alternando con lutitas margosas en capas menores de 40 cm de grosor. Los microconglomerados son claramente bimodales, con escasa matriz arenisca y gránulos discoidales, en su mayor parte imbricados; en cada banda, la base es neta y el techo transicional, pasando a lutitas a través de un intervalo con cantos dispersos. Las lutitas tienen microlaminación paralela y de *ripples*, con fósiles y bioturbación. Esta subfacies alcanza hasta 2,70 m de espesor en la serie II.

*Interpretación*

Los conglomerados de esta facies han sido generados por corrientes tractivas, como lo evidencian la buena estratificación y ordenación de clastos existente, así como la abundancia de imbricaciones, laminaciones y superficies erosivas. En los casos de las subfacies C<sub>T.1</sub> y C<sub>T.2</sub> estos flujos, además, estuvieron confinados en canales o depresiones erosivas, mientras en las restantes, C<sub>T.3</sub> y C<sub>T.4</sub>, los criterios reflejan mayor persistencia lateral del agente de transporte.

En la subfacies C<sub>T.1</sub>, la escasa potencia que, en general, muestra cada una de las secuencias, con decrecimiento vertical rápido, y el

carácter repetitivo de las mismas, hacen suponer un origen en canales efímeros y de escasa extensión lateral. Su situación, al techo de los bancos carbonatados en las proximidades de Pen o inmediatamente en la base de las lutitas, próximas igualmente a carbonatos, en la serie III, hace suponer un origen subacuático, erosionando pequeños escarpes dentro de la propia cuenca marina. La existencia de cantos de Cuarcita Armoricana denota igualmente un aporte externo desde los relieves en formación.

La subfacies C<sub>T.2</sub> está prácticamente siempre ligada a paleovalles o depresiones erosivas. En ellas, el flujo fue unidireccional hacia el SW (Fig. 12a), con un régimen energético alto, como indica la imbricación del eje (a) paralelo a la corriente (Rust 1972; Walker 1975). La presencia de este tipo de imbricación y el ya citado confinamiento sugieren un origen aluvial; la rapidez con que evolucionan vertical y lateralmente a depósitos marinos litorales, junto con la madurez de los clastos y el pequeño tamaño medio de los mismos, hacen suponer que pudieron constituir desembocaduras aluviales en zonas litorales.

La subfacies C<sub>T.3</sub> la consideramos generada en ambientes litorales de alta energía, como



Fig. 13.—Trazas fósiles subhorizontales en la subfacies A<sub>4</sub>.

playas y barras de tormentas. La existencia de imbricaciones en sentidos opuestos (Fig. 12 b y c) sugiere acción de oleaje o retoque mareal; la buena segregación entre bandas conglomeráticas y areniscosas ha sido igualmente descrita por Clifton (1973) en ambientes marinos someros. Otros aspectos, como la presencia de porosidad móldica de crinoideos, perforaciones verticales y morfología elipsoidal de los clastos, con imbricaciones del eje (b), inciden igualmente en este tipo de origen. La existencia de bandas areniscosas con estratificación cruzada planar y en surco, o laminación de *ripples*, indica un origen desde *megaripples* rectos o lunados.

Finalmente, la subfacies C<sub>T</sub>4, intercalada entre lutitas con fósiles marinos, la interpretamos como barras microconglomeráticas emplazadas por tormentas en zonas sublitorales de muy baja energía, situadas normalmente por debajo o en el límite de acción de ola. El material procedería del arrasamiento y removilización de las facies C<sub>T</sub>3.

#### ARENISCAS (A)

##### Descripción

Son areniscas de composición variable, desde cuarcitas hasta calclititas (compuestas por extraclastos o granos detríticos carbonatados, Wolf 1978), de granulometría variable entre bien a muy bien clasificadas y de grano fino hasta grano grueso con gránulos dispersos. Presentan siempre abundancia de estructuras

sedimentarias inorgánicas y constituyen acumulaciones menores de 10 m, siempre en relación con las facies de conglomerados tractivos (C<sub>T</sub>), especialmente con la subfacies C<sub>T</sub>3.

Con base en la composición y tipo de estructuras presentes se individualizan las siguientes subfacies:

A 1.—Cuarcitas de grano fino a muy fino, bien a muy bien clasificadas. Su aspecto es masivo, en estratos continuos menores de 60 cm.

A 2.—Calclititas de grano fino a grueso con gránulos dispersos, de moderadamente a bien clasificadas, con laminación paralela y cruzada planar, de muy bajo ángulo, entre cuyas láminas se intercala ocasionalmente microlaminación de *ripples*. Existen igualmente frecuentes perforaciones verticales, de origen biogénico y estructuras de deformación de escape de agua. Es común la porosidad móldica de crinoideos, alineada.

A 3.—Calclititas de grano medio a grueso, bien clasificadas, en las que domina la estratificación cruzada en surco, de pequeña y mediana escala, con láminas concordantes a la base y con *sets* tabulares aislados. Bioclastos dispersos.

A 4.—Calclititas de grano fino, bien clasificadas, en estratos de base plana y techo ondulado de *ripples* y *megaripples* con microlaminación de ola y corriente. Bioturbación abundante por pistas subhorizontales y porosidad móldica de crinoideos (Fig. 13).

##### Interpretación

Esta facies se halla íntimamente relacionada con la subfacies C<sub>T</sub>3 y, como ella, representa depósitos litorales de alta energía, principalmente playas. Su distribución pudo haber sido en cordones litorales adyacentes a las salidas principales de clastos.

La subfacies A 1 es anómala en cuanto a composición. Su origen probablemente esté relacionado con un área madre local cuarcítica o, lo que nos parece más probable, con una mejor madurez litológica como consecuencia de un mayor tiempo de estancia y retrabajamiento en la propia zona litoral.

La subfacies A 2 es característica de zonas emergidas de playas (*foreshore*), con laminación horizontal o cruzada planar de bajo ángulo, como resultado del vaivén (*swash* y

*backwash*) del flujo laminar de la rompiente (Campbell 1971; Clifton *et alt.* 1971; Davies *et alt.* 1971; Harms 1975).

Las subfacies A 3 y A 4 pueden representar igualmente ambientes de playa, pero en zonas sumergidas de la misma (*shoreface*) con *megaripples* lunados como mecanismo de transporte (Clifton *et alt.* 1971; Harms 1975). En la subfacies A 4, la mayor bioturbación es un reflejo de la existencia de condiciones más tranquilas con fases de decantación.

En todas estas subfacies la fauna marina presente se halla transportada y redistribuida en láminas, formando pequeños depósitos de tormenta.

#### ALTERNANCIAS DE ARENISCAS Y LUTITAS (AI)

##### *Descripción*

Esta facies está presente únicamente en las series V y VI, interestratificada con los conglomerados de la facies Cg. Su espesor puede llegar hasta 10 m, aunque el más frecuente es entre 1 y 2 m. Dominantemente puede estar compuesta por: a) lutitas grises microlaminadas por *ripples*, con delgadas lentes arenisco-limosas en las que existen abundantes fragmentos vegetales dispersos o constituyendo finas hiladas, cantos dispersos o concentrados en pequeños nidos, ocasionalmente fósiles marinos (braquiópodos y crinoideos) y bioturbación por raíces; b) areniscas calciliticas y sublitareníticas de grano fino a grueso, alternando con lutitas en secuencias generalmente positivas. Las areniscas de este tipo tienen base neta con marcas de arrastre ocasionalmente y techo ondulado de *ripples* de corriente y ola, con crestas rectas o sinuosas de direcciones divergentes entre sí; internamente poseen laminación paralela o ligeramente ondulada, con *flasers* y bioturbación; c) capas de areniscas de base y techo planos y netos, con laminación paralela interna.

##### *Interpretación*

La génesis de esta facies, como su organización, es variable, pero siempre representa ambientes sedimentarios adyacentes a los flujos gravitativos de la facies Cg, en zonas marinas de influencia mareal, tales como llanura deltáica inferior y frente deltáico superior.

Cuando la facies es predominantemente lutítica, como ocurre en la serie VI, su espesor es pequeño, aunque en muchos casos ha podido ser removida por los sucesivos flujos conglomeráticos. Genéticamente parece corresponder a zonas de inundación o depresiones interlóbulos de baja energía, con escasa influencia marina, a los que en algunos casos puede llegar contaminación de cantos desde los conglomerados.

Bajo condiciones marinas más abiertas pasan a ser pequeñas secuencias positivas de areniscas alternando con lutitas. La sedimentación dominante fue de flujos tractivos de energía decreciente, posteriormente retrabajados por olas y marea. Ocasionalmente la sucesión fue cortada por flujos laminares del tipo *sheet flows* cargados de material arenoso en suspensión, originados en zonas frontales o laterales de los lóbulos.

#### LUTITAS CON FÓSILES (L)

##### *Descripción*

Esta facies alcanza un gran desarrollo en toda la cuenca, constituyendo la parte superior de las series, con espesores de hasta 150 m. Son lutitas grises o azuladas, masivas o interestratificadas como delgadas capas limolíticas o areniscosas, que localmente pueden pasar incluso a margas. Poseen fauna dispersa de crinoideos, braquiópodos y lamelibranquios, así como restos vegetales mecerados de pequeño tamaño.

Dentro de ella, además de las delgadas capas areniscosas o limolíticas con laminación paralela y de *ripples*, se localizan, de forma dispersa, acumulaciones de paraconglomerados ricos en matriz o *pebbly mudstone* (subfacies Cg.1) y areniscas canaliformes ligeramente discordantes, constituyendo secuencias positivas de hasta 2,5 m.

##### *Interpretación*

Esta facies representa depósitos de plataforma marina y prodelta sedimentados mayoritariamente por debajo del límite normal de acción de ola. Episódicamente incluye intercalaciones de tormenta y episodios turbidíticos delgados, así como *pebbly mudstone* correspondientes a flujos gravitativos de sedimentos.

## BIOMICRITAS CON POROSIDAD FENESTRAL (B)

*Descripción*

Calizas *mudstone* y *wackestone* con ostrácos, equinodermos, briozoos, esponjas, lamebranquios, trilobites, foraminíferos (incrustantes, uniloculares y fusulínidos) y algas filoides y desicladáceas, que pueden constituir bioconstrucciones de hasta 3 m de espesor. Poseen abundante porosidad fenestral y se presentan en estratos masivos, pseudonodulares o lateralmente continuos. Localmente poseen intercalaciones de margas fosilíferas y calciliticas microbrechoides bioclásticas.

Esta facies se localiza al muro de las series estefanienses, constituyendo grandes lentes de espesor muy variable, que llegan a ser de hasta 40 m en el área de Pen-Villaverde.

*Interpretación*

Constituyendo bancos y *mounds* carbonatados de baja energía, acumulados en zonas muy someras de la plataforma, durante períodos transgresivos de mínimo influjo terrígeno, sobre antiguos lóbulos conglomeráticos, pequeños relieves topográficos o áreas marginales protegidas, como *lagoons* o bahías.

### MODELO DE SEDIMENTACION: ABANICOS ALUVIALES COSTEROS

Estos sistemas deposicionales, más conocidos desde Holmes (1965) como *fan deltas*, se desarrollan al pie de relieves activos, programando dentro de una masa de agua, marina o lacustre. Su utilización en la interpretación genética de los depósitos estefanienses de Seberga, explica de forma coherente los tipos de facies presentes y su distribución areal.

Tres dominios sedimentarios se separan, al menos, en estos modelos: a) Abanico subaéreo, de carácter aluvial; b) Abanico subacuático, formado principalmente por el frente deltáico, pero en el que se incluyen igualmente playas y cordones litorales, llanuras de mareas, bahías, etc.; c) Prodelta. La extensión de cada una de estas zonas y el tipo de facies presentes están condicionados por el clima, tectónica y energía del medio receptor (Ricci Lucchi *et al.* 1980; Wescott y Ethridge 1980).

La interpretación ambiental que proponemos dentro de este modelo teórico para las distintas facies analizadas se muestra en la

Fig. 14. Los ambientes son: Frente deltáico (asociación Cg-Al), Playas y cordones litorales (asociación C<sub>T</sub>-A), Prodelta y zonas profundas de la cuenca (facies L). La facies carbonatada puede ocupar diferentes localizaciones durante las fases inactivas de los abanicos.

Conglomerados con organización similar a los de las facies Cg, procedentes de flujos gravitativos de sedimentos, han sido descritos como correspondientes al frente deltáico en otros ejemplos (Harbaugh y Dickinson 1981; Wescott y Ethridge 1983; Anadón *et al.* 1985). En su origen, estas facies pueden haber sido resedimentadas desde zonas litorales, por lo que puede no existir su conexión real con las facies aluviales. El origen de las secuencias positivas que forman con la facies Al hay que buscarlo en la evolución canal-llanura interdistributaria. Otras estructuras presentes, como las de deslizamientos, son comunes en zonas de frente deltáico.

Otros ambientes ligados al abanico subacuático, como son las playas y cordones litorales, están bien representados en esta cuenca por la subfacies C<sub>T</sub>.3 y facies A. Su origen lo suponemos en el retrabajamiento de conglomerados aluviales que, como la subfacies C<sub>T</sub>.2, parecen haber desembocado directamente en el mar. La no coexistencia en las series de esta asociación con la Cg-Al parece indicar que ambas han ocupado regiones diferentes del abanico.

La facies L representa conjuntamente el dominio de prodelta y zonas más distales y profundas de la cuenca, localizadas bajo el nivel medio de oleaje. Con las lutitas se hallan otros depósitos, como conglomerados ricos en matriz (*pebbly mudstone*), canales areniscosos gradados y pequeños intervalos turbidíticos, que, junto a estructuras como deslizamientos o discordancias, denotan la existencia de pendientes deposicionales altas.

Esta reconstrucción ambiental pudiera ser incompleta al no poder incluir en la misma datos procedentes del sinclinal de Fontecha, debido a sus malas condiciones de afloramiento. Julivert (1960) y Fernández R.-Arango y Naval (1984) han descrito dentro de la sucesión conglomerática basal la existencia de capas de carbón, antiguamente explotadas; por nuestra parte hemos observado secuencias conglomeráticas positivas que finalizan en areniscas con estratificación cruzada en

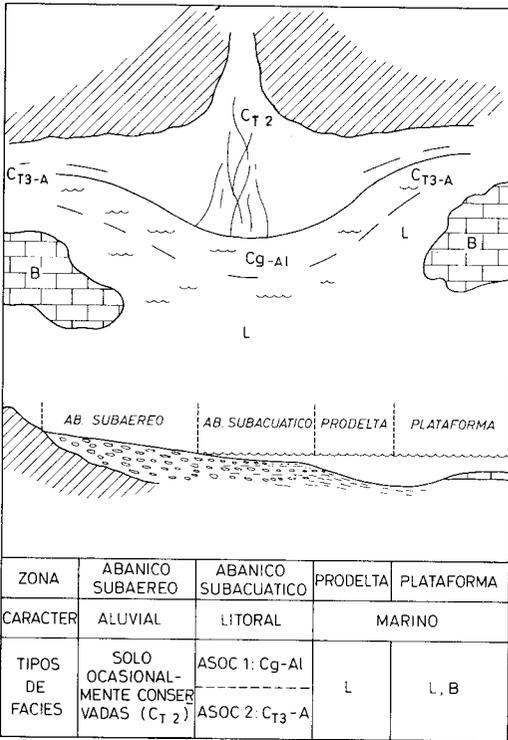


Fig. 14.—Esquema del modelo sedimentario propuesto y posición de las distintas facies en el mismo.

surco y que, probablemente, representan el relleno de canales aluviales efímeros. Ambos datos parecen indicar que en esta área pueden estar representados los ambientes de llanura deltáica subaérea. Igualmente, otras acumulaciones conglomeráticas estefaniense, como la presente en las proximidades de Sobrefoz (Manto de Beleño), pudieron haber estado relacionadas con este mismo sistema deposicional, aunque en el estado actual de nuestro conocimiento esta idea es muy difícil de precisar.

### CONSIDERACIONES EVOLUTIVAS GENERALES

La cuenca sedimentaria de la que formó parte esta sucesión estefaniense estuvo fuertemente controlada en su génesis y evolución por los procesos tectónicos regionales, que ocasionaron importantes cambios en la paleogeografía y carácter de los materiales acumulados.

Inicialmente, la sedimentación tuvo lugar en una o varias depresiones continentales subsidentes, conectadas con el mar, e individualizadas sobre un substrato carbonífero previamente carstificado y deformado. De esta etapa, únicamente quedan sedimentos originales en pequeñas depresiones en el paleorelieve, representando restos de abanicos aluviales conectados con el mar. Las direcciones de corrientes medidas en ellos (subfacies C<sub>T2</sub>, Fig. 12 a) indican un área madre, situada al NE de Seberga, formada por los relieves de naturaleza fundamentalmente calcárea (Calizas de Montaña y de la Escalada) y, en menor proporción, sílicea (Cuarcita de Barrios y Formación Beleño).

La invasión marina de la cuenca llevó consigo el retrabajamiento de buena parte de los sedimentos aluviales anteriores, dando lugar a playas y cordones litorales paralelos a la línea de costa, en los que las paleocorrientes indican un movimiento bidireccional, fundamentalmente opuesto al de las facies inferiores (subfacies C<sub>T3</sub> y A, Fig. 12 b y c).

En el tránsito Myaschoviense-Kasimoviense, estabilizada la transgresión, se depositaron carbonatos constituyendo bancos y *mounds* algales (facies B). Su establecimiento tuvo lugar sobre los antiguos complejos litorales o, en su ausencia, directamente sobre paleorelieves locales. Su desarrollo fue muy desigual, estando su productividad relacionada, principalmente, con la contaminación terrígena y la profundidad del área.

En esta etapa sedimentaria, la cuenca estefaniense alcanzó probablemente su mayor estabilidad y extensión. Martínez García *et al.* (1985) han señalado la concordancia en edad de estos carbonatos con otros existentes en afloramientos estefanienses en la región de Picos de Europa (Calizas de Puentellés). En nuestra opinión, la configuración paleogeográfica alcanzada puede haber sido similar a la descrita por Handford y Dutton (1980) y Dutton (1982) en el Pensilvaniense de Texas, consistente en bancos carbonatados creciendo sobre plataformas someras extendidas entre relieves topográficos aislados.

Un incremento en la movilidad regional provocó importantes cambios en la propia cuenca sedimentaria y en la posición relativa de los relieves en sus márgenes. Como conse-

cuencia, nuevos lóbulos de abanicos aluviales progadaron hasta ambientes litorales, creando deltas subacuáticos, cuyas facies Cg y Al, en las series V y VI, revelan la existencia de pendientes deposicionales altas, con transporte de conglomerados y bloques a través de flujos gravitativos de sedimentos. De sus escasas direcciones de paleocorrientes parece deducirse una procedencia desde N-NW, con área madre nuevamente carbonífera y de naturaleza calcárea (Fig. 12 d, e, f).

En dominios más internos de la cuenca sedimentaria, la inestabilidad y aumento de pendientes causarían erosiones y canalizaciones en el techo de los bancos carbonatados (subfacies C<sub>T-1</sub>). Posteriormente, con mayor profundidad y turbidez de las aguas, fueron reemplazados por depósitos lutíticos (facies L), extendidos sobre toda la plataforma desde el prodelta de los abanicos. Esta facies, finalmente, se hizo extensiva a todo el dominio conocido de la cuenca.

#### AGRADECIMIENTOS

Para la realización de este trabajo, se ha podido disponer, con autorización del IGME, de la cartografía regional y otra documentación no publicada, por lo que expresamos nuestro agradecimiento a este Organismo, y de forma particular a nuestros colegas F. Arquer y N. Heredia.

Manifestamos igualmente nuestro agradecimien-

to a la doctora Martínez Chacón y a doña E. Villa, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo, por la identificación y clasificación de la fauna fósil encontrada en este trabajo. A doña Carmen Vera por su ayuda en el reconocimiento de los carbonatos.

#### BIBLIOGRAFIA

- Anadón, P., Marzo, M. y Puigdefábregas, C. (1985).—The Eocene fan-delta of Montserrat (Southeastern Ebro Basin, Spain). In: M. D. Milá y J. Rosell (Eds.), *Excursion Guidebook. 6th. I.A.S. Europ. Reg. Meeting*, 111-139.
- Bahamonde, J. R. (1985).—Estratigrafía y sedimentología de la Formación Beleño en la Hoja n.º 54 (Rioseco) del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.* (Inédito).
- Bluck, B. J. (1967).—Deposition of some Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding. *Scott. J. Geol.*, 3, 139-167.
- Campbell, Ch. V. (1971).—Depositional model—Upper Cretaceous Gallup Beach shoreline, Ship Rock area, Northwestern New Mexico. *J. Sedim. Petrol.*, 41 (2), 395-409.
- Clifton, H. E. (1973).—Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel. *Sedimentology*, 20, 173-187.
- , Hunter, R. E. y Phillips, R. L. (1971).—Depositional structures and process in the non-barred high energy nearshore. *J. Sedim. Petrol.*, 41 (3), 651-670.
- Davies, D. K., Ethridge, F. G. y Berg, R. R. (1971).—Recognition of barrier environment. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55 (4), 550-565.
- Dutton, S. P. (1982).—Pennsylvanian fan-delta and carbonate deposition, Mobeetie Field, Texas Panhandle. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 389-407.
- Fernández Rodríguez-Arango, R. y Naval, A. (1984).—Prospección previa de las cuencas carboníferas de Sellaño y Beleño (Asturias, zona Norte). *Inst. Geol. y Min. Esp.* (Inédito).
- Gnocolini, M. (1982).—Oligocene fan-delta deposits in Northern Italy, a summary. *Riv. Ital. Paleont.*, 87 (4), 627-636.
- Handford, C. R. y Dutton, S. P. (1980).—Pennsylvanian-Early Permian depositional systems and shelf-margin evolution, Palo Duro Basin, Texas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 88-106.
- Harbaugh, D. W. y Dickinson, W. R. (1981).—Depositional facies of Mississippian clastic, Autler Foreland Basin, central Diamond Mountains, Nevada. *J. Sedim. Petrol.*, 51, 1.223-1.234.
- Harms, J. C. (1975).—Depositional environment as interpreted from primary sedimentary structures an stratification sequences. *S.E.P.M. Short Course*, n.º 2, Dallas, 45-61.
- Heredia, N. y Rodríguez Fernández, L. R. (in litt.).—Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja n.º 54 (Rioseco). *Inst. Geol. y Min. Esp.* Madrid.
- Heward, A. P. (1978).—Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciénega-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, 25, 451-488.
- Holmes, A. (1965).—*Principles of Physical Geology*. Ronald Press Co, New York, 1.288 pp.
- Iwaniw, E. (1984).—Lower Cantabrian Basin margin deposits in NE León, Spain—a model for valley—fill sedimentation in a tectonically active, humid climatic setting. *Sedimentology*, 31 (1), 91-110.
- Julivert, M. (1960).—Estudio geológico de la Cuenca de Beleño. Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla, de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 71, 346 pp.
- Larsen, V. y Steel, R. J. (1978).—The sedimentary history of a debris-flow dominated Devonian alluvial fan—a study of textural inversion. *Sedimentology*, 25, 37-59.
- Lowe, D. R. (1979).—Sediment gravity flows: their classi-

- fication and some problems of application to natural flows and deposits. *S.E.P.M. Sp. Publ.*, 27, 75-82, Tulsa.
- (1982).—Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity current. *J. Sedim. Petrol.*, 52, 279-297.
- Manjón Rubio, M. y Fernández Rodríguez-Arango, R. (1985).—Principales rasgos sedimentológicos de la Cuenca Carbonífera de Sellaño (Asturias). *Trab. Geol.*, Univ. de Oviedo, 15, 37-44.
- Martínez García, E., Rodríguez-Arango, R. y Villa, E. (1985).—The unconformable marine Kasimovian strata of the Beleño Basin. (Cantabrian zone, NW Spain). *An. Fac. Cienc. Porto. Suppl.*, 64, 35-40.
- Middleton, G. V. y Hampton, M. A. (1976).—Subaqueous sediments transport and deposition by sediment gravity flows. In: D. J. Stanley y D. J. P. Swift (Eds.), *Marine Sediment transport and Environmental Management*. Wiley, New York, 197-298.
- Nemec, W. y Steel, R. J. (1984).—Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: E. H. Koster y R. J. Steel (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. *Canad. Soc. Petroleum Geologist, Mem.*, 10, 1-31.
- , Porębski, S. J. y Steel, R. J. (1980).—Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Ksiaz Formation (Famenian-Tournasian), South-western Poland. *Sedimentology*, 27, 519-538.
- , Steel, R., Porębski, S. J. y Spinnangr, Å. (1984).—Domba Conglomerate, Devonian, Norway: Process and lateral variability in a mass flow dominated lacustrine fan-delta. In: E. H. Koster y R. J. Steel (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. *Canad. Soc. Petroleum Geologists, Mem.*, 10, 295-320.
- Ricci Lucchi, F., Colella, A., Ori, G. G., Oglioni, F. y Colalongo, M. L. (1981).—Pliocene fan deltas of the Intra-Appenninic Basin, Bologna. *Excursion Guidebook 2nd European I.A.S. Congress.*, 79-162.
- Rust, B. R. (1972).—Pebble orientation in fluvial sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 42, 384-388.
- Shultz, A. W. (1984).—Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler formation, Western Colorado. *J. Sedim. Petrol.*, 54 (3), 759-772.
- Steel, R. J. (1974).—New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean province, Scotland. *J. Sedim. Petrol.*, 44 (2), 336-357.
- Wagner, R. H. (1965).—Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Int. Geol. Min. Esp.*, 66, 1-169.
- (1970).—An outline of the Carboniferous stratigraphy of NW Spain. In: M. Streel y R. H. Eagner (Eds.), *Colloque sur la stratigraphie du Carbonifere*. *Cong. Coll. Univ. Liège*, 55, 429-463.
- Walker, R. G. (1975).—Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, 737-748.
- (1975).—Upper Cretaceous resedimented conglomerates at Wheeler George, California. Description and field guide. *J. Sedim. Petrol.*, 45, 96-105.
- Wescott, W. A. y Ethridge, F. G. (1980).—Fan-delta sedimentology and tectonic setting—Yallahs fan-delta, Southeast Jamaica. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 374-399.
- y — (1983).—Eocene fan delta-submarine deposition in the Wagwater trough, East-central Jamaica. *Sedimentology*, 30, 235-247.
- Wolf, K. H. (1978).—Limestones. In: R. Fairbridge y J. Bourgeois (Eds.), *The encyclopedia of sedimentology*, Dowden, Hutchinson y Ross Inc., 434-446.

