

# DEPOSITOS CARBONATADOS DE TIPO «TIDAL FLAT» EN EL DEVONICO INFERIOR DEL NW DE ESPAÑA: LAS DOLOMIAS DE BAÑUGUES

Por  
ISABEL ZAMARREÑO (\*)

## ABSTRACT

The Lower Devonian Bañugues Dolomite Formation exhibits a wide variety of lithofacies indicative of tidal-flat sedimentation by analogy with Recent carbonate environments. Four major facies can be recognized within the Bañugues: 1) subtidal to lower intertidal, 2) middle intertidal, 3) high intertidal to supratidal, and 4) channel deposits. These tidal zone subenvironments are interpreted from assemblages of lithofacies.

The subtidal to lower intertidal facies is characterized by stratiform sheets of smooth cryptogalaminites and fine laminated dolostones which interfinger with skeletal limestones (packstone to wackestone). Mud cracks and intraclast breccias are minor constituents.

The middle intertidal facies consists of stratiform sheets of smooth cryptogalaminites, loferites and fine laminated dolostones. Some interbeds of skeletal limestones (wackestone to packstone) also occur. A few mud cracks indicate intermittent subaerial exposure.

The high intertidal to supratidal facies is composed of blister cryptogalaminites, intraclast breccias and fine laminated dolostones. Mud cracks are abundant suggesting frequent subaerial exposure. Calcitized pseudomorphs after gypsum are common whereas skeletal limestone interbeds are absent.

Oncolitic skeletal wackestones, fine laminated dolostones and domal stromatolites displaying a cyclic pattern are interpreted as tidal channel deposits. Mud pebbles occur as lag concentrates on the base of some cycles. Digitate and small scale columnar stromatolites associated with oncolites are present in one of the cycles. The channel facies occur within the subtidal (to lower intertidal) and middle intertidal zones.

The lime mud content of laminae in laminated dolostones increases from low to high flat settings.

The occurrence of gypsum pseudomorphs and lack of widespread sabkha deposits suggest a semiarid climate during deposition of the Bañugues Formation.

## INTRODUCCION

La existencia en las series geológicas antiguas de depósitos carbonatados que presentan características análogas a las de los sedimentos actuales de las llanuras mareales («tidal flats») de diversas localidades del globo es un hecho ampliamente reconocido en la actualidad.

Desde los trabajos de FISCHER (1964), LAPORTE (1967) y ROEHL (1967) que se pueden ya considerar como clásicos sobre el tema, han sido numerosos los trabajos publicados con posterioridad y en los cuales se han descrito formaciones carbonatadas (especialmente paleozoicas) que presentan características análogas

(\*) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Oviedo.

a las de los sedimentos de los «tidal flats» actuales de las Bahamas o del Golfo Pérsico o de la Bahía de Shark (Australia). No entra dentro del objeto de esta introducción el hacer una enumeración bibliográfica exhaustiva sino sólo indicar que la existencia de esta voluminosa literatura sobre el tema puso de manifiesto la necesidad de precisar qué clase de criterios deben ser considerados como básicos para definir una sucesión de tipo «tidal flat» en las series antiguas. Es en este sentido que se orientaron los trabajos de la Reunión realizada en Miami en febrero de 1973, organizada por el Laboratorio de Sedimentología Comparada de la Universidad de Miami y cuyos resultados han sido publicados recientemente (GINSBURG 1975). En dicho volumen podrá encontrarse una síntesis de los puntos de vista actuales sobre el tema.

Para que una sucesión pueda ser interpretada correctamente como perteneciente a una facies «tidal flat» debe de estar constituida por una asociación de texturas y estructuras sedimentarias (inorgánicas y orgánicas) particulares que en ocasiones se distribuyen de un modo especial en la sucesión, sin que la existencia de uno solo de estos criterios sea suficiente para definir este tipo de facies.

En las formaciones carbonatadas del Paleozoico de la zona cantábrica existen varios niveles que presentan las características de haberse depositado en un medio sedimentario «tidal flat». Uno de ellos es el Cámbrico inferior (Formación Láncara) que ha sido estudiado recientemente en detalle (ZAMARREÑO 1972, 1975).

El objeto de este trabajo es el de estudiar la asociación de litofacies representativas de una facies «tidal flat» en uno de los niveles del Devónico. Para ello se ha escogido un nivel carbonatado que forma parte del Complejo de Rañeces y que aflora en la playa de Bañugues, al E del Cabo de Peñas. Este nivel se encuentra además ampliamente representado en toda la zona cantábrica.

## DEFINICION Y EDAD DE LA FORMACION DOLOMIAS DE BAÑUGUES

El Complejo de Rañeces (COMTE 1959) engloba las tres Formaciones establecidas por BARROIS en 1882 y que de abajo a arriba son: Calizas y Pizarras de Nieva, Caliza de Ferroñes y Caliza de Arnao. Los límites entre estas tres formaciones no fueron definidos con gran precisión por BARROIS por lo cual existe una cierta diferencia de criterios en cuanto a la posición de las Dolomías de Bañugues dentro de las citadas formaciones. Así, RADIG (1962) las sitúa en la base de la Caliza de Ferroñes (dándoles el nombre de Dolomía de Ferroñes), mientras que para ARBIZU (1972) constituirían la parte alta de las Calizas y Pizarras de Nieva.

Hay un hecho a destacar y es la individualidad de este nivel en toda la zona cantábrica debido a sus características litológicas: predominio de dolomías con abundantes laminaciones, mud-cracks y algunos niveles de calizas con birdeseyes. Debido a este hecho y a que por su espesor es perfectamente cartografiable, parece aconsejable diferenciar adecuadamente este nivel con un nombre particular que puede ser el de Formación Dolomías de Bañugues.

La Formación está expuesta en la ensenada de Bañugues; su parte baja

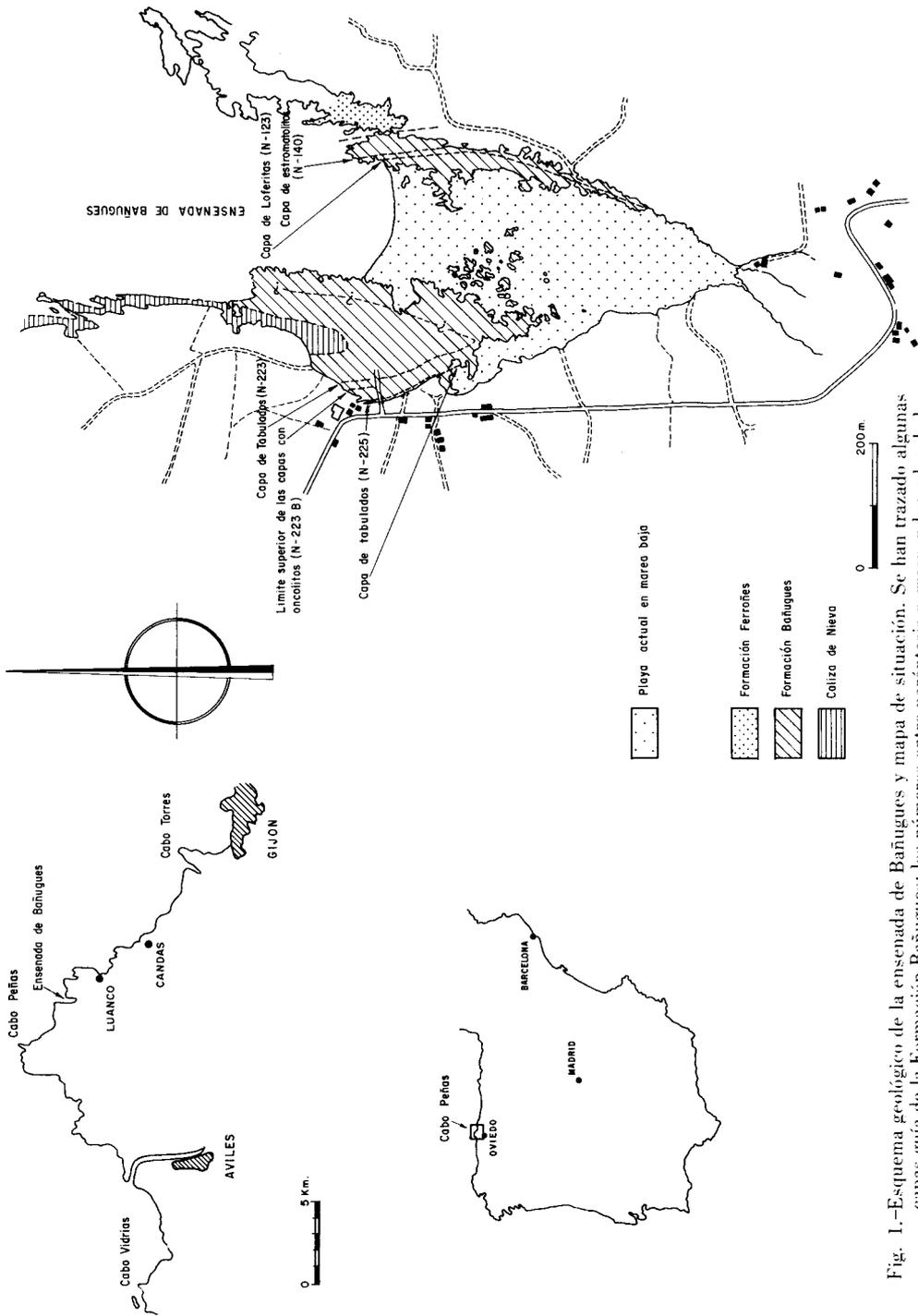


Fig. 1.—Esquema geológico de la ensenada de Bañiques y mapa de situación. Se han trazado algunas capas guía de la Formación Bañiques; los números entre paréntesis corresponden a los de las muestras de las columnas de la Fig. 2.

afloja al W de la ensenada y su parte alta al E, un cierto espesor de su parte media está oculto por la arena de la playa en el centro de la ensenada. El espesor total es de unos 150 a 200 m (fig. 1).

El techo de las Dolomías de Bañugues lo constituyen las Calizas de Ferroñes, caracterizadas por estar formadas por una sucesión de calizas y margas con abundante fauna bentónica, especialmente de braquiópodos. El límite entre las dos formaciones es bastante neto y se sitúa donde terminan las dolomías, dando paso a margas fosilíferas. El muro lo constituye la Caliza de Nieva que es también una unidad constituida por calizas y calizas margosas o margas con fauna bentónica bastante abundante; el límite entre las dos formaciones es también neto, pues aunque en la parte inferior de la Formación Bañugues existen algunos niveles con fauna, estos son niveles delgados que alternan con capas dolomíticas con las estructuras típicas de las facies «peritidal». El límite inferior de la formación se sitúa por tanto donde estas capas desaparecen, pasándose a un conjunto (Caliza de Nieva) uniformemente constituido por calizas más o menos arcillosas y por margas, de color gris (frente al color amarillento de las Dolomías de Bañugues) y con fauna relativamente abundante. Por tanto en las formaciones infra y suprayacentes a las Dolomías de Bañugues predominan los depósitos con una cierta abundancia y diversidad de fauna, lo cual contrasta con la poca diversidad y escasez en la Formación Bañugues (véase la fig. 2 del trabajo de ARBIZU 1972).

Por lo que respecta a la edad, ésta puede ser considerada como Siegeniense superior, de acuerdo con ARBIZU (1972) quien ha realizado el estudio más reciente y completo sobre la fauna del Complejo de Rañeces y precisamente sobre este sector de la costa asturiana.

## LITOFACIES

Las Dolomías de Bañugues presentan una cierta variedad de litofacies: 1) Dolomías con estructuras criptalgales (\*), 2) Dolomías con laminaciones inorgánicas (ritmitas), 3) Calizas fosilíferas (biomicritas a micritas fosilíferas) en ocasiones bioturbadas 4) Brechas intraformacionales formando niveles delgados, 5) Dolomías con abundantes pseudomorfofisis de cristales de yeso y 6) Barros carbonatados. Asociados con estas litofacies se presentan ocasionalmente mud-cracks.

Las litofacies predominantes son las 1 a 3 y dentro de cada una de ellas existe una cierta diversidad de tipos. Entre las estructuras criptalgales existe una gran variedad de tipos morfológicos fácilmente reconocibles en el campo: a) depósitos estratiformes que alcanzan gran extensión lateralmente, provistos de laminaciones (laminitas criptalgales); b) estructuras laminadas con una peculiar disposición geométrica que se manifiesta en ocasiones por un mayor desarrollo de las láminas en sentido vertical (estromatolitos columnares, digitados y en forma

---

(\*) El término criptalgal («cryptalgal») fue creado por AITKEN (1967) para designar aquellos tipos de rocas formadas por la actividad de algas no calcáreas (azul-verdes y verdes) en las cuales la presencia de las algas es en la mayoría de los casos deducida más que observada.

de domo); c) estructuras con laminaciones más o menos concéntricas alrededor de un núcleo (oncolitos); d) depósitos estratiformes de gran extensión lateral, desprovistos de laminaciones y con abundantes birdeseyes visibles a simple vista (loferitas).

El origen de todas estas estructuras criptalgales a partir del desarrollo de mallas de algas se demuestra por las características texturas que presentan al microscopio y que han sido descritas en detalle por GINSBURG et al. (1954) y AITKEN (1967, p. 1.170). En los casos en que esta textura se describe en detalle, en este trabajo, se ha utilizado la nomenclatura de LOGAN et al. (1974).

Entre las dolomías con laminaciones o ritmitas (REINECK & SINGH 1973) existe también una cierta variedad según sea mayor o menor el porcentaje de barro carbonatado en las láminas. Se ha podido observar toda una gradación entre dos tipos extremos, uno con bajo porcentaje de barro y otro en el cual las intercalaciones de barro son el constituyente predominante y dentro de ellas se individualizan unas pocas microláminas de tamaño de grano más grueso.

Dentro de las calizas fosilíferas (la mayoría muy dolomitizadas) existe a su vez una cierta variedad según el predominio de organismos respecto a matriz, variando de packstone a wackestone, así como según los tipos de organismos constituyentes (braquiópodos, tabulados, gasterópodos, ostrácodos, etc.).

Tanto las litofacies predominantes (1 a 3) como las menos frecuentes se presentan repetidas a lo largo de la sucesión como consecuencia de las frecuentes fluctuaciones del medio sedimentario dando lugar a un complejo mosaico de facies en vertical. No obstante, se observa que existe una cierta asociación de tipos desde las de propias de la zona más sublitoral a la más supralitoral, lo cual permite establecer a grandes rasgos tres grandes tipos de litofacies: 1) Litofacies de la zona sublitoral a interlitoral baja, 2) Litofacies de la zona interlitoral media y 3) Litofacies de la zona interlitoral alta a supralitoral. A estas litofacies hay que añadir un cuarto tipo que corresponde a depósitos de canales y que se presentan interestratificados con algunas de las litofacies citadas anteriormente.

#### 1) ASOCIACIONES DE LITOFACIES DE LA ZONA SUBLITORAL A INTERLITORAL BAJA.

Estas litofacies están presentes en la parte baja de la sucesión que aflora en el sector W de la ensenada de Bañugues (fig. 2, A). Están constituidas por dolomías amarillas a grises finamente estratificadas, con abundantes laminaciones, que alternan con calizas grises masivas, en capas gruesas y frecuentemente fosilíferas. Estas últimas representan depósitos sublitorales. Las dolomías con laminaciones corresponden o bien a laminitas criptalgales o bien a laminaciones inorgánicas. Son poco frecuentes los mud-cracks y brechas, los primeros ligados a laminitas criptalgales y los segundos a laminaciones inorgánicas.

**Laminitas criptalgales planas.**—Constituyen depósitos de dolomías estratiformes de 0,25 a 1,50 m de potencia, bien laminados. Es característico de este tipo de rocas la finísima laminación que presentan: láminas oscuras de 0,5 a 1 mm de grosor, planas o ligeramente ondulantes que alternan

con otras láminas más claras del mismo grosor o ligeramente mayor (hasta 4 mm) en las que abundan los pellets y/o restos fosilíferos y en menor proporción cuarzo detrítico de tamaño limo (Lám. I, figs. 1 y 2). Las laminaciones vienen por tanto definidas por diferencias en cuanto a la composición y tamaño de los constituyentes de las láminas, así como por variaciones en cuanto al contenido de materia orgánica derivada de algas (láminas finas y oscuras) respecto al de sedimento (láminas claras y más gruesas). Presentan fábricas fenestrales (birdeseyes) de tipo laminar fino (LOGAN 1974, p. 214).

Por su textura son semejantes a las mallas de algas planas («smooth mats») descritas por LOGAN et al. (1974) de la Hamelin Pool en Australia, donde se desarrollan principalmente en la zona interlitoral baja. Su origen se debe a la acción de captación y fijación por algas de partículas que son transportadas desde la zona sublitoral por la acción de las corrientes, en especial de marea.

Las laminitas criptalgales planas se presentan siempre interestratificadas con calizas fosilíferas, propias del medio sublitoral.

**Laminaciones inorgánicas (ritmitas).**—Se presentan en el campo como dolomías estratiformes, laminadas y en general de mayor potencia que las laminitas criptalgales. Su espesor varía entre 0,35 y 3 m de potencia. Las laminaciones son menos irregulares que las de las laminitas criptalgales por lo que a simple vista incluso resulta fácil distinguirlas.

Están formadas por la alternancia de láminas finas de distinta composición. Láminas de 0,3 a 1 mm de espesor constituidas por pellets y cuarzo detrítico de tamaño limo alternan con láminas más finas de barro carbonatado que en ocasiones presenta unos pocos granos de cuarzo y /o pellets diseminados. Estos dos tipos de láminas se van repitiendo alternativamente en el estrato (ritmitas) y presentan contactos muy netos entre ellas. En general predominan las láminas de pellets y cuarzo (Lám. I, fig. 5).

Las ritmitas son depósitos frecuentes en los medios sedimentarios intermareales («tidal flat») y se forman debido a cambios regulares en el agente de transporte. Según REINECK & SINGH (1973, p. 108) las láminas de grano grueso se originan durante los períodos de actividad de las corrientes que transportan el material mientras que el barro se deposita en las fases de quietud.

En ocasiones las capas de sedimento de grano grueso llegan a alcanzar gran espesor y constituyen depósitos de pelmicritas en las cuales la laminación se presenta menos marcada (Lám. I, fig. 6).

Las ritmitas se presentan siempre asociadas a calizas fosilíferas o intrapelmicritas y a veces contienen brechas. Estas últimas ilustran sobre la efectividad de las corrientes en la parte baja de la zona interlitoral, que llegan a erosionar el sustrato dando lugar a la acumulación de cantos en niveles discontinuos de unos 2 a 3 cm de espesor.

**Calizas fosilíferas (packstone a wackestone).**—En el campo se las individualiza por su aspecto masivo y más potente que el de las laminitas criptalgales planas y ritmitas con las cuales están asociadas, así como por el contenido en organismos fósiles que con frecuencia es bien



aparente a simple vista. Suelen formar capas de estratificación gruesa de 1 m de potencia, aunque pueden llegar a alcanzar hasta 2 m.

Texturalmente se trata de packstones a wackestones de diversos organismos: en especial braquiópodos, gasterópodos y ostrácodos (Lám. I, figs. 3 y 4). Ocasionalmente contienen tabulados (Lám. I, fig. 7). A veces presentan bioturbación, la cual puede ser la causante del aspecto homogéneo y masivo de las calizas fosilíferas. En los medios litorales es bien conocida la destrucción de estructuras sedimentarias orgánicas por la actividad de los organismos (bioturbación). No obstante, es probable que algunas de las capas masivas tengan un origen primario, en especial en los casos en que están formadas por la acumulación de organismos de un cierto tamaño (braquiópodos por ejemplo).

Es bastante frecuente que las calizas fosilíferas se presenten dolomitizadas.

## 2) ASOCIACIONES DE LITOFACIES DE LA ZONA INTERLITORAL MEDIA.

Estas litofacies se presentan en la parte baja de la sucesión que aflora en el sector E de la ensenada de Bañugues (fig. 2, B). Las facies predominantes en esta zona son las laminitas criptalgales planas, loferitas y ritmitas. Son en cambio poco abundantes las intercalaciones de calizas fosilíferas. A simple vista por tanto destaca el carácter laminado del conjunto. Existen algunos niveles con brechas intraformacionales y mud-cracks. La existencia de niveles de loferitas bien individualizados y en especial la evolución en vertical de las estructuras criptalgales en las que se observa un tránsito de las laminitas criptalgales planas a las loferitas, junto con la poca abundancia de depósitos sublitorales (calizas fosilíferas) interestratificados, sugiere que esta parte de la sucesión se ha depositado en la zona interlitoral media, por analogía con ciertos medios actuales, en especial la Bahía de Shark.

**Laminitas criptalgales planas e intrapelmicritas.**—Las laminitas criptalgales planas presentan las mismas características macroscópicas y de microestructura que las de la zona interlitoral baja por lo que no se va a insistir en su descripción. Únicamente destacar que por lo general están asociadas a loferitas observándose un paso gradual de unas a otras (Lám. III, figs. 1 a 3).

Asociadas con ellas se presentan a veces intrapelmicritas cuya formación está probablemente relacionada con períodos de tormenta. (Lám. II, fig. 4). Se puede observar en ocasiones que las intrapelmicritas pasan hacia el techo a zonas con una incipiente laminación que pudiera ser debida a mallas de algas (Lám. II, fig. 6) y finalmente a laminitas criptalgales planas. Es decir, que las mallas de algas cuyo crecimiento se ve inhibido por fuertes corrientes y / o por acumulaciones demasiado rápidas de sedimento vuelven a instaurarse sobre los depósitos de intrapelmicritas una vez cesan dichas condiciones. Las corrientes pueden llegar incluso a formar pequeños canalillos (gullies) que son rellenados por fragmentos

procedentes de la erosión de las propias laminitas criptalgales (Lám. II, figs. 2 y 3).

**L o f e r i t a s .**—Se trata de depósitos estratiformes de color gris oscuro de poco espesor (8 a 45 cm) desprovistos de laminaciones y con fábricas fenestrales (birdeseyes) irregulares de tipo medio (Lám. III, fig. 1 y 2). Son análogas a las mallas de algas pustulares de la zona interlitoral media de la Bahía de Shark (LOGAN et al. 1974). Aunque son poco abundantes, alcanzan gran desarrollo lateral por lo que son buenos niveles guía en la sucesión.

En la Lámina III se muestra la evolución morfológica en sentido vertical entre diversos tipos de estructuras criptalgales asociadas a las loferitas. Las laminitas criptalgales planas (fig. 3) son reemplazadas por loferitas (fig. 2 y 5) que terminan por una zona ligeramente laminada cuya textura se asemeja a la de tipo «ribbon» (fig. 4), propia de las mallas gelatinosas en la Bahía de Shark.

Esta secuencia muestra que las biocenosis de algas se adaptan rápidamente a las fluctuaciones ecológicas del medio sedimentario. Por comparación con la Bahía de Shark, donde se han observado secuencias similares, estas pueden ser interpretadas del modo siguiente: las mallas de algas planas son reemplazadas por el crecimiento continuo de mallas pustulares ya que en la zona interlitoral media las condiciones son más adecuadas para el desarrollo de estas últimas. Si el drenaje aumenta pueden originarse amplias zonas encharcadas con lo cual las mallas pustulares son reemplazadas por las mallas gelatinosas que se adaptan mejor a las nuevas condiciones.

**L a m i n a c i o n e s i n o r g á n i c a s ( r i t m i t a s ).**—Se presentan en el campo con las mismas características que las ritmitas de la zona interlitoral baja. Observadas al microscopio se ve que presentan un mayor porcentaje de barro carbonatado por lo que las láminas de sedimento (pellets y cuarzo) son de menor espesor que en la zona interlitoral baja.

**C a l i z a s f o s i l í f e r a s .**—Las intercalaciones de calizas fosilíferas son mucho menos abundantes que en la zona interlitoral baja y siempre se trata de wackestones a packstones de grano fino. Los restos de organismos suelen estar muy fragmentados y en su mayoría no son determinables, a excepción de ostrácodos y fragmentos de equinodermos. En ocasiones se presentan bioturbadas (Lám. II, fig. 1). El aspecto masivo de la mayoría de estos depósitos puede ser debido por tanto a la actividad de organismos (bioturbación).

Es frecuente que las calizas fosilíferas se presenten dolomitizadas.

### 3) ASOCIACIONES DE LITOFACIES DE LA ZONA INTERLITORAL ALTA A SUPRALITORAL.

Constituyen la parte alta de la sucesión de Bañugues que aflora en el sector E de la ensenada (fig. 1, C). Estas litofacies están formadas por un predominio de dolomías finamente estratificadas con abundantes laminaciones, mud-cracks y brechas (en especial de cantos planos) así como abundantes pseudomorfosis de cristales de yeso. Son en cambio muy escasos los depósitos de

calizas fosilíferas y localizados en una zona de unos 3 m de espesor en el techo de la sucesión.

La abundancia de mud-cracks indica que los sedimentos de esta zona han estado sometidos a frecuentes períodos de exposición subaérea. Por tanto la fragmentación por desecación debió constituir un proceso muy generalizado de ahí la abundancia de brechas interestratificadas. Que los procesos evaporativos fueron importantes durante el depósito de las litofacies de la zona interlitoral alta a supralitoral viene corroborado por la abundancia de pseudomorfosis de cristales de yeso, ligados especialmente a las laminitas criptalgales.

Las dolomías con laminaciones están constituidas principalmente por laminitas criptalgales y en menor proporción por laminaciones inorgánicas.

**Laminitas criptalgales.**—Constituyen dolomías estratiformes en capas delgadas provistas de una fina laminación muy irregular y frecuentemente crenulada. En ocasiones existen interestratificadas con ellas capas delgadas de hasta 2 cm de grosor de sedimento que se originaron probablemente durante períodos de pleamar o tormenta. Abundan las grietas de desecación (mud cracks) con los bordes curvados hacia arriba (Lám. VI, figs. 1 y 4).

Las laminitas criptalgales presentan una textura semejante a las de las mallas de algas de tipo «blister» que se desarrollan en las áreas más protegidas y húmedas de la zona supralitoral de la Bahía de Shark (LOGAN et al., 1974) y en las cuales también existen precipitaciones de yeso.

**Laminaciones inorgánicas.**—Las laminaciones inorgánicas de la zona interlitoral alta a supralitoral se caracterizan por el elevado porcentaje de barro carbonatado y por el carácter irregular de las láminas de grano más grueso, las cuales están constituidas en su mayoría de cuarzo de tamaño limo (Lám. VI, fig. 2). En ocasiones se trata de laminaciones de tipo «wispy» (Lám. VI, fig. 3).

**Brechas intraformacionales.**—Son muy abundantes en las litofacies de esta zona, en especial asociadas a laminitas criptalgales, aunque en ocasiones lo están a laminaciones inorgánicas (Lám. V, fig. 1).

Predominan las brechas con cantos planos angulosos (Lám. V, figs. 1 y 4). Es probable que la mayoría se hayan originado por agrietamiento del sedimento durante las fases de exposición subaérea, como lo atestigua la abundancia de mud-cracks, con los cuales guardan una estrecha relación las brechas.

**Pseudomorfosis de cristales de yeso.**—Se trata de un mosaico de cristales de calcita que presentan contornos rectos y rectangulares en los bordes; el tamaño de los cristales de calcita aumenta de los bordes hacia el centro (Lám. VI, figs. 6 y 7). Según LUCÍA (1972) tales características son típicas de la calcitización de cristales de yeso (anhidrita ?) de reemplazamiento, en las zonas supralitorales. La evaporación en estas zonas es muy intensa y dá lugar a salmueras a partir de las cuales se originan los minerales evaporíticos que posteriormente son disueltos, probablemente en contacto con aguas dulces, dejando un molde que es rellenado por calcita.

#### 4) DEPÓSITOS DE CANAL

Intercaladas en la zona interlitoral baja y media existen calizas fosilíferas con abundantes oncolitos que presentan una distribución cíclica y que se interpretan como depósitos propios de canal (fig. 2). La migración lateral de los canales sería la causante de su disposición cíclica.

En la zona interlitoral baja están constituidas por wackestones fosilíferas en las que abundan los tabulados, ostrácodos y oncolitos, si bien la individualización de términos dentro de cada unidad cíclica es menos marcada que en los depósitos cíclicos de la zona interlitoral media por lo cual se van a describir sólo en detalle estos últimos.

Los depósitos cíclicos de la zona interlitoral media están constituidos por calizas fosilíferas (wackestone) en las que abundan los ostrácodos, oncolitos y estromatolitos. Se han podido reconocer hasta cinco ciclos cuyo espesor varía entre 1,30 y 3 m. Cada unidad cíclica está formada por los siguientes términos de abajo a arriba: a) packstones oncolíticos cuya matriz es una micrita fosilifera que contiene a veces estromatolitos columnares y digitados; b) wackestones fosilíferos con algunos oncolitos dispersos en la matriz; c) ritmitas formadas por la alternancia de barro carbonatado y pellets; d) estromatolitos en forma de domo. Los términos más desarrollados son siempre los que contienen oncolitos (a y b). En ocasiones puede faltar alguno de los términos: los estromatolitos columnares y digitados sólo se han observado en el primer ciclo y el de estromatolitos en forma de domo falta en el último de los ciclos (Lám. IV, fig. 5). Los términos a y b constituyen por lo general capas o bancos masivos (Lám. IV, fig. 1) y están bastante dolomitizados por lo que es difícil al microscopio identificar los restos de organismos, a excepción de los ostrácodos que por su mayor tamaño y típica sección son fácilmente reconocibles. La representación esquemática de un ciclo viene dada en la fig. 3.

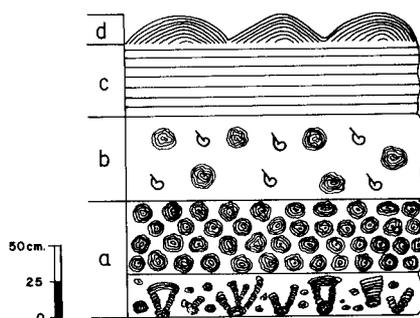


Fig. 3.—Ciclo idealizado, en los depósitos de canal de la zona interlitoral media de la Formación Bañúgues (sector E de la ensenada): a) packstones oncolíticos con estromatolitos columnares y digitados en la base, la matriz es una micrita fosilifera; b) wackestones fosilíferos con algunos oncolitos dispersos; c) ritmitas; d) estromatolitos en forma de domo.

En la base de algunos ciclos existen abundantes cantos (lag deposits).

Los estromatolitos columnares forman estructuras aisladas o digitadas que aumentan de anchura hacia arriba. Las formas digitadas son las más abundantes y crecen a partir de un oncolito, a modo de abanico; es frecuente que en la parte superior lleguen a unirse constituyendo una zona laminada en que las laminaciones son más horizontales y acusadas que en las ramas o dedos. Las formas digitadas son a su vez las que alcanzan mayor relieve pudiendo llegar a tener hasta 6 cm de altura; son muy semejantes a las estructuras descritas por HAGAN & LOGAN (1974, p. 295) de la Hutchison Embayment (Bahía de Shark). La gran abundancia de formas digitadas que crecen a partir de un oncolito sugiere que constituyen una modificación en la forma de crecimiento de los oncolitos como consecuencia de unas condiciones particulares y muy localizadas en el medio sedimentario. Esto explica que se les encuentre sólo en uno de los ciclos y concentrados en un nivel de poco espesor (0,45 m) asociados a su vez a oncolitos. Las condiciones dominantes en el medio fueron, no obstante, las más favorables para el desarrollo de oncolitos por lo cual estos son los que se hallan más ampliamente representados.

Los oncolitos tienen forma esférica u ovoide y están provistos de finas laminaciones más o menos concéntricas alrededor de un núcleo no laminado. (Lám. IV, fig. 3). Las laminaciones se observan mejor en superficie meteorizada o pulida que al microscopio ya que los oncolitos están muy recristalizados y dolomitizados por lo cual es difícil también conocer la naturaleza del núcleo, en todo caso nunca está formado por partículas siliciclásticas. La superficie externa de los oncolitos es irregular. El tamaño varía entre 0,5 y 2 cm, siendo el tamaño más frecuente el de 1 a 1,5 cm. Como ya se ha indicado constituyen los elementos predominantes de los ciclos. Se presentan concentrados en niveles (packstone oncolíticos; Lám. V, fig. 6) o bien diseminados en una matriz de grano fino (wackestone). En algún ciclo los packstone oncolíticos forman capas bien estratificadas y bien diferenciables de los wackestones oncolíticos. En la base del primero de los ciclos, los oncolitos están asociados a estromatolitos columnares y digitados (Lám. IV, fig. 2).

La matriz está formada por micritas fosilíferas (wackestone) en las que abundan los restos completos o las valvas sueltas de ostrácodos de gran tamaño (hasta 7 mm) de caparazón liso y en que una de las valvas sobresale considerablemente de la otra (Lám. IV, fig. 4). Es probable que se trate de ostrácodos Leperdítidos. Los otros restos fosilíferos son más difícilmente identificables debido a la dolomitización.

El nivel oncolítico que siempre termina por un wackestone oncolítico pasa hacia arriba a niveles finamente estratificados provistos de laminaciones (Lám. V, fig. 3) de tipo inorgánico. Las laminaciones están formadas por la alternancia de finas láminas de partículas de tamaño limo (cuarzo y pellets) de 0,4 a 10 mm de espesor que alternan con láminas de barro carbonatado cuyo espesor varía entre 10 y 30 mm (Lám. IV, fig 7; Lám. V, fig. 5). Abundan los cristales idiomorfos de pirita concentrados en las láminas de grano grueso. Estas últimas suelen presen-

tar una disposición gradada de las partículas. Son frecuentes las estructuras de erosión y relleno («scour and fill»). Este nivel laminado está presente en todos los ciclos aunque su espesor varía desde unos pocos centímetros hasta medio metro.

Los depósitos cíclicos terminan siempre (a excepción del 5.º ciclo) por un nivel de estromatolitos en forma de domos aislados que presentan finas laminaciones irregulares (Lám. IV, fig. 5 y 6). La textura de los domos recuerda la «scallop fabric» de las estructuras criptalgales de tipo «tufted» descritos por LOGAN et al. (1974) de la Hamelin Pool (Bahía de Shark), aunque la composición de las láminas ricas en sedimento es distinta, ya que en el caso de los domos de Bañugues están siempre formadas por un material micrítico (Lám. IV, fig. 6). Sólo en un caso (2.º ciclo) presentan una textura análoga a las de las mallas gelatinosas de la Bahía de Shark. En la Hamelin Pool los tipos de mallas de algas gelatinosas y «tufted» tienen una distribución muy localizada en depresiones, charcas, etc., de la parte baja a media de la zona interlitoral, con poco drenaje.

Cada ciclo presenta en vertical una secuencia de facies que revela una disminución de la profundidad hacia arriba.

El carácter cíclico de estos depósitos puede explicarse por la migración lateral de los canales a través de la zona interlitoral.

### MODELO PALEOSSEDIMENTARIO

El número reducido de modelos «tidal flat» de que se dispone en la actualidad (KLEIN 1975) hace que casi siempre para interpretar este tipo de medio en las series antiguas se haga uso de las características que presentan varios de dichos modelos actuales, cuando en realidad cada uno de ellos representa un modelo con unas características geográficas, geomorfológicas y tectónicas diferentes y muy específicas.

En el caso de los «tidal flats» carbonatados el número de modelos se reduce a 3: Bahamas, Golfo Pérsico y Bahía de Shark, cuyas diferencias en cuanto a tipos de litofacies y distribución de las mismas vienen determinadas principalmente por el clima (tropical húmedo, árido y semiárido respectivamente) aunque también por las características geomorfológicas que presentan (PURSER 1973, p. V).

Las litofacies que presenta la Formación Bañugues, en especial por lo que a los tipos de estructuras criptalgales se refiere hace que el modelo actual con el cual presenta mayores analogías sea el de la Bahía de Shark, si bien con algunas diferencias. En efecto, en la sucesión de Bañugues no existe el gran desarrollo de estromatolitos columnares y elipsoidales tan espectaculares como los de la Hamelin Pool, si bien estas estructuras tampoco están presentes en todas las áreas «tidal flat» de la Bahía de Shark, así por ejemplo tampoco existen en la Nilemah Embayment (BROWN & WOODS 1974).

Los únicos vestigios de depósitos evaporíticos en las Dolomías de Bañugues están representados por pseudomorfosis de cristales de yeso, lo cual también sugiere un clima semiárido, como en la Bahía de Shark.

El material sedimentario dominante en la sucesión de Bañugues es el barro carbonatado, de ahí que las únicas estructuras sedimentarias inorgánicas que se desarrollen sean las laminaciones horizontales, al igual que sucede en los tidal-flats actuales de barro del Golfo de California (THOMPSON 1968, 1975). En las laminaciones se observa que el contenido en barro de las láminas va aumentando progresivamente en importancia desde la zona sublitoral a la supralitoral.

En la Formación Bañugues no existen por tanto, determinadas estructuras sedimentarias que son frecuentes en otros tipos de tidal-flats, como por ejemplo estratificaciones cruzadas y ripple marks muy comunes en los tidal-flats arenosos o bien, estratificación flaser, ondulante, lenticular, etc., típicas de los tidal-flats mixtos (REINECK 1972; REINECK & SINGH 1975, pp. 355-371).

La distribución en vertical de las diferentes litofacies en la Formación Bañugues muestran una disposición regresiva.

### CONCLUSIONES

1. Las litofacies que constituyen la Formación Bañugues representan un medio sedimentario de tipo «tidal-flat» por su analogía con los mismos tipos de medios actuales, en especial con la Bahía de Shark.

2. La asociación de determinados tipos de litofacies: estructuras criptalgales, laminaciones inorgánicas, calizas fosilíferas, brechas intraformacionales, mud-cracks y seudomorfosis de cristales de yeso han permitido subdividir la Formación Bañugues en 4 tipos predominantes de facies que corresponden cada uno de ellos a una zona determinada del tidal-flat: 1) Facies sublitoral a interlitoral baja, 2) Facies interlitoral media, 3) Facies interlitoral alta a supralitoral y 4) Depósitos de canal.

3. Las facies de la zona sublitoral a interlitoral baja se caracterizan por la abundancia de laminitas criptalgales planas, laminaciones inorgánicas con abundantes pellets y bajo contenido en barro carbonatado así como la abundancia de biomicritas (packstone a wackestone) interestratificadas. Son en cambio escasas las brechas y mud-cracks y nunca existen seudomorfosis de cristales de yeso.

4. Las facies de la zona interlitoral media están constituidas principalmente por laminitas criptalgales planas y loferitas, laminaciones inorgánicas formadas por pellets y láminas de barro carbonatado, siendo estas últimas de mayor espesor que las primeras. Son poco frecuentes las intercalaciones de calizas fosilíferas (wackestone a packstone), brechas y mud-cracks. No se presentan seudomorfosis de cristales de yeso. Dentro de las estructuras criptalgales existe una marcada evolución en vertical desde las laminitas criptalgales planas a las loferitas.

5. Las facies de la zona interlitoral alta y supralitoral están constituidas por laminitas criptalgales (tipo «blister»), brechas intraformacionales con gran abundancia de cantos planos, así como laminaciones inorgánicas en las que dominan las intercalaciones de barro carbonatado. Abundan también los mud-cracks y las seudomorfosis de cristales de yeso.

6. En las zonas sublitoral a interlitoral baja y media existen facies de canal que presentan una distribución cíclica como consecuencia de la migración lateral de los canales. Estas facies estan formadas por biomicritas en las que abundan los oncolitos y ocasionalmente estromatolitos digitados, columnares y en forma de domo.

7. La variedad de estructuras criptalgales (laminitas criptalgales de diversos tipos, loferitas, oncolitos, estromatolitos) indican cuan sensibles son las comunidades de algas a ligeras variaciones en el medio sedimentario y han resultado de gran utilidad en la interpretación de los diversos submedios dentro del tidal-flat.

8. La abundancia de barro carbonatado y la ausencia de determinados tipos de estructuras sedimentarias internas y superficiales, tales como estratificación cruzada, flaser, ondulante, lenticular, ripple marks, etc., sugieren un modelo tidal-flat de tipo barro.

9. La presencia de pseudomorfosis de cristales de yeso unido a la ausencia de depósitos de tipo sabkha indican la existencia de un clima semiárido durante el depósito de las Dolomías de Bañugues.

#### BIBLIOGRAFIA

- ARBIZU, M. (1972).—El Devónico inferior de la costa asturiana entre la Punta de Narvata y la ensenada de Moniello. *Breviora Geol. Asturica*, año 16, n.º 3, pp. 33-39.
- AITKEN, J. D. (1967).—Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *J. Sedim. Petrol.*, v. 37, n.º 4, pp. 1.163-1.178.
- BARROIS, Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. 2, n.º 1, 630 p.
- BROWN, R. G. & WOODS, P. J. (1974).—Sedimentation and Tidal-Flat Development, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia. In LOGAN, B. W. et al. (Edits.): Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 22, pp. 316-340.
- COMTE, P. (1959).—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 60, 440 p.
- FISCHER, A. G. (1964).—The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. In MERRIAM, D. F. (Edit.): Symposium on Cyclic sedimentation. *State Geol. Surv. Kansas Bull.*, n.º 169, v. 1, p. 107-149.
- GINSBURG, R. N. (edit.) (1975).—Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts, 428 p., Springer-Verlag.
- GINSBURG, R. N., ISHAM, L. B., BEIN, S. J. & KUPERBERG, J. (1954).—Laminated algal sediments of South Florida and their recognition in the fossil record. Unpubl. rept., n.º 54-21, Marine Laboratory, Univ. Miami, Coral Gables, Florida, pp. 1-33.
- HAGAN, G. M. & LOGAN, B. W. (1974).—History of Hutchison Embayment Tidal Flat, Shark Bay, Western Australia. In LOGAN, B. W. et al. (Edits): Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 22, pp. 283-315.
- KLEIN, G. de V. (1975).—Tidal Sedimentation: Some Remaining Problems. In GINSBURG, R. N. (Edit.): Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts, pp. 407-410, Springer-Verlag.
- LAPORTE, L. F. (1967).—Carbonate deposition near mean-sea level and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 51, n.º 1, pp. 73-101.
- LOGAN, B. W. (1974).—Inventory of Diagenesis in Holocene-Recent Carbonate Sediments, Shark Bay, Western Australia. In LOGAN, B. W. (Edit.): Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 22, pp. 195-249.

- LOGAN, B. W., HOFFMAN, P. & GEBELEIN, C. D. (1974).—Algal Mats, Cryptalgal Fabrics, and Structures, Hamelin Pool, Western Australia. In LOGAN, B. W. (Edit.): Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 22, pp. 140-194.
- LUCIÁ, F. J. (1972).—Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. In RIGBY, J. K. & HAMBLIN, W. K. (Edits.): Recognition of ancient sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, n.º 16, pp. 160-191.
- PURSER, B. H. (Edit.) (1973).—The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. 471 p., Springer-Verlag.
- RADIG, F. (1962).—Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nord-Spanien). *Geol. Rundschau*, v. 51, pp. 249-267.
- REINECK H. E. (1972).—Tidal Flats. In RIGBY, J. K. & HAMBLIN, W. K. (Edits.): Recognition of ancient sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, n.º 16, pp. 146-159.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. (1973).—Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics. 439 p., Springer-Verlag.
- ROEHL, P. O. (1967).—Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 51, n.º 10, pp. 1.979-2.032.
- THOMPSON, R. W. (1968).—Tidal Flat sedimentation on the Colorado River Delta, northwestern Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Memoir* 107, pp. 1-133.
- (1975).—Tidal-Flat sediments of the Colorado River Delta, northwestern Gulf of California. In GINSBURG, R. N. (Edit.): Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts, pp. 57-65, Springer-Verlag.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona cantábrica (NW. España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos Geol.*, Univ. Oviedo, n.º 5, 118 p.
- (1975).—Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. In GINSBURG, R. N. (Edit.): Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts, pp. 289-298, Springer-Verlag.

LAMINA I.-Litofacies de la zona sublitoral a interlitoral baja.

Fig. 1 y 2.-Laminillas criptalgales planas en las que abundan las fábricas fenestrales de tipo planar fino, rellenas de esparita. Fig. 1: Muestra N-212, x5. Fig. 2: Muestra N-230, x5.

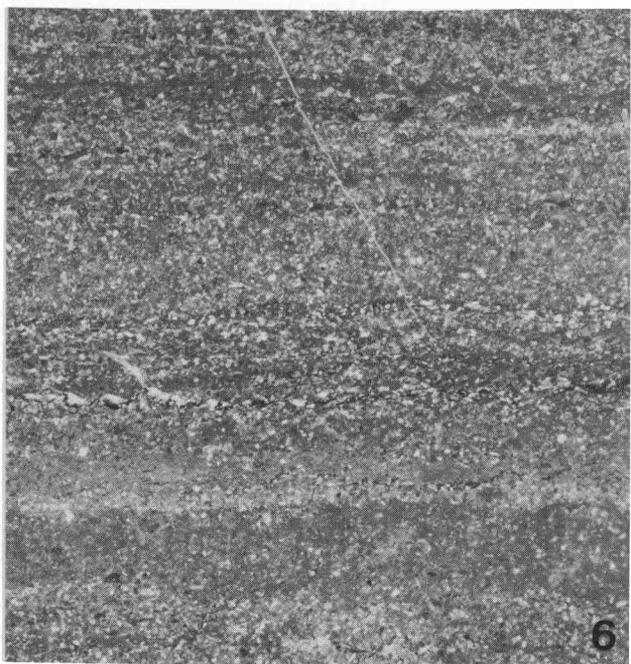
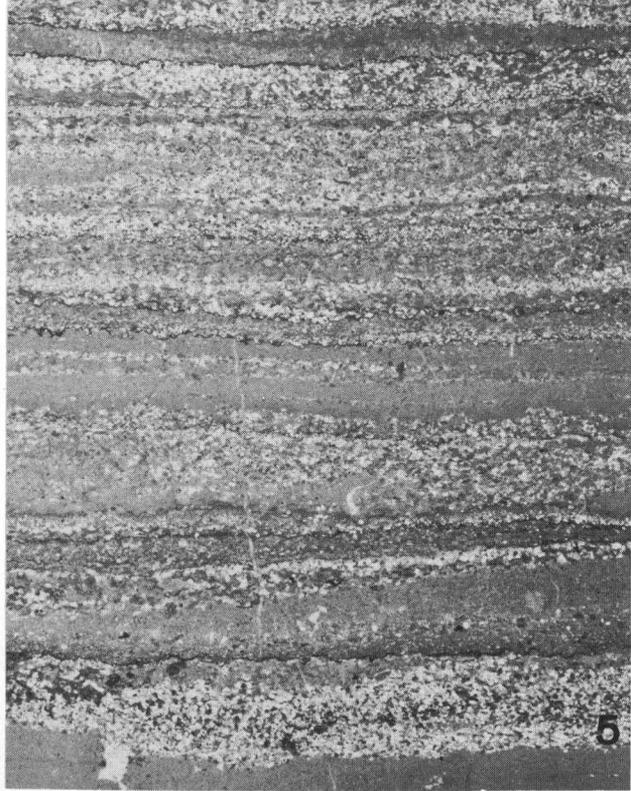
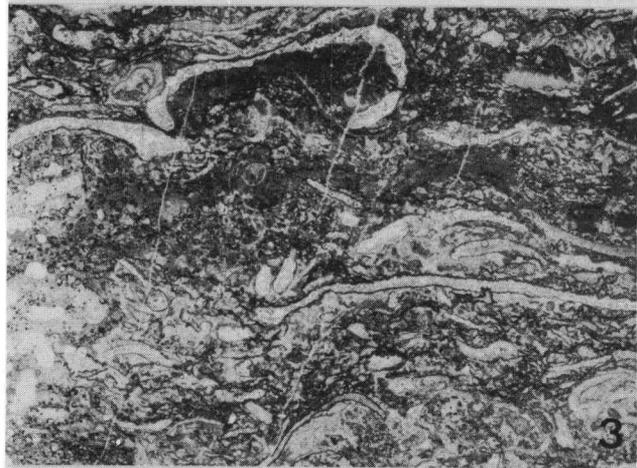
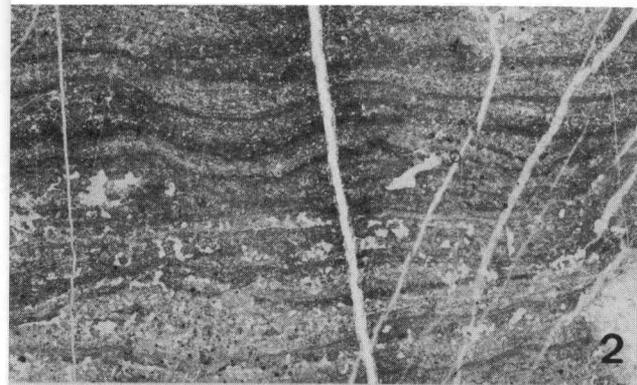
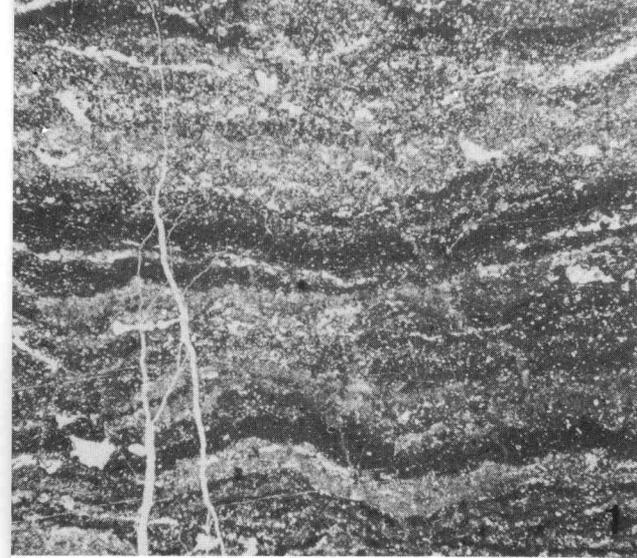
Fig. 3.-Packstone de braquiópodos, muy dolomitizado. Muestra N-217, x5.

Fig. 4.-Wackestone dolomitizado, con gasterópodos y otros restos de organismos. Muestra N-216, x5.

Fig. 5.-Laminaciones inorgánicas (ritmitas) formadas por láminas ricas en cuarzo y pellets que alternan con láminas de barro carbonatado. Muestra N-232, x10.

Fig. 6.-Laminaciones inorgánicas en las que abundan los pellets y el cuarzo detrítico de tamaño limo, incluso en las láminas de barro carbonatado. Por este motivo la laminación es menos aparente que en las laminaciones de la fig. 5. Muestra N-214, x10.

Fig. 7.-Wackestone dolomitizado con tabulados y otros restos fósiles de pequeño tamaño, no identificables. Muestra N-100, x5.



LAMINA II.-Litofacies de la zona interlitoral media.

Fig. 1.-Wackestone de organismos no identificables, con bioturbación. Se observan algunos granos de cuarzo de tamaño limo. Muestra N-127, x5.

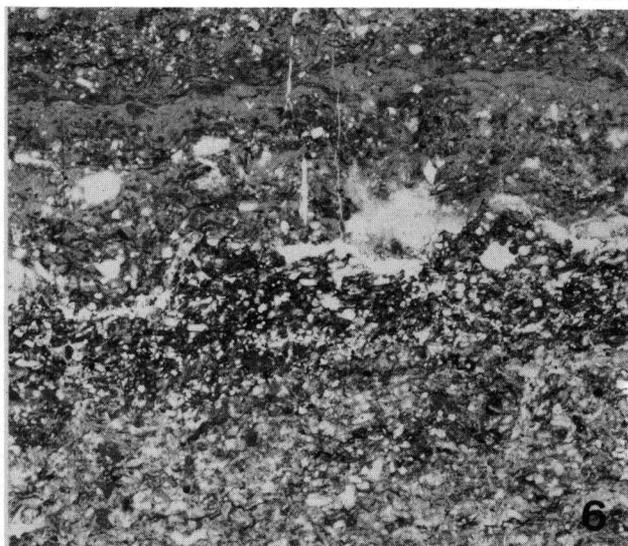
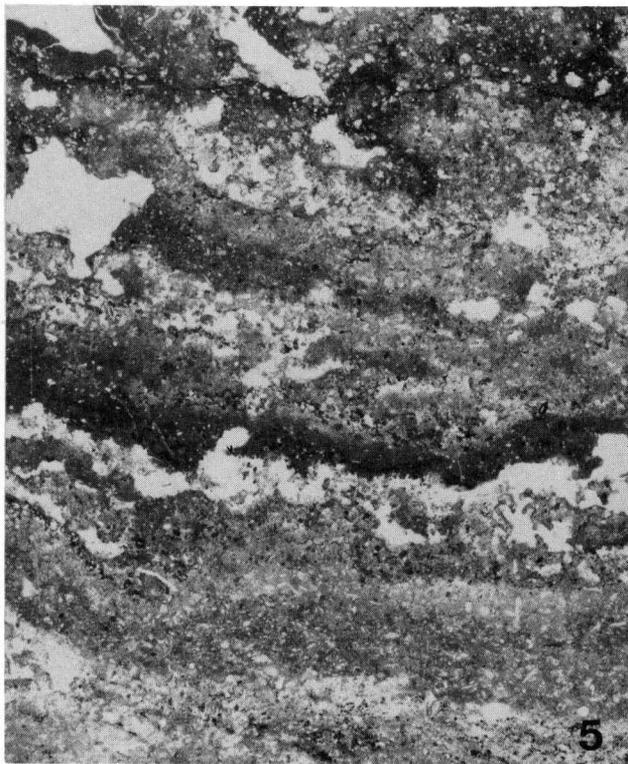
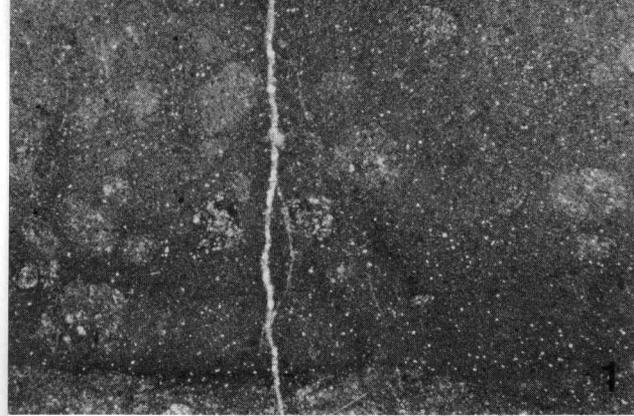
Fig. 2.-Pequeño canal excavado en laminas criptalgales planas y rellenado con fragmentos que presentan la misma textura.

Fig. 3.-Textura de las laminas criptalgales de la fig. 2. Los birdeseyes estan rellenos de esparita. Muestra N-110, x10.

Fig. 4.-Intrapelmicrita originada probablemente durante un período de tormenta, intercalada entre laminas criptalgales planas de poco desarrollo. Muestra N-104 A, x10.

Fig. 5.-Laminas criptalgales planas. Los poros fenestrales (birdeseyes) estan rellenos de esparita. Muestra N-108 A, x10.

Fig. 6.-Intrapelmicrita con abundante cuarzo que muestra hacia el techo una incipiente laminación que pudiera ser debida a mallas de algas. Muestra N-111, x10.



LAMINA III.-Loferitas de la zona interlitoral media.

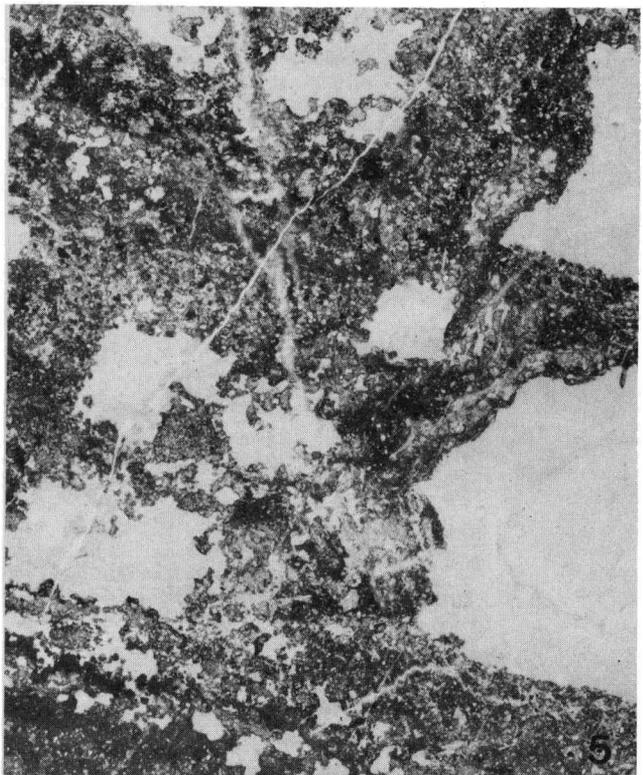
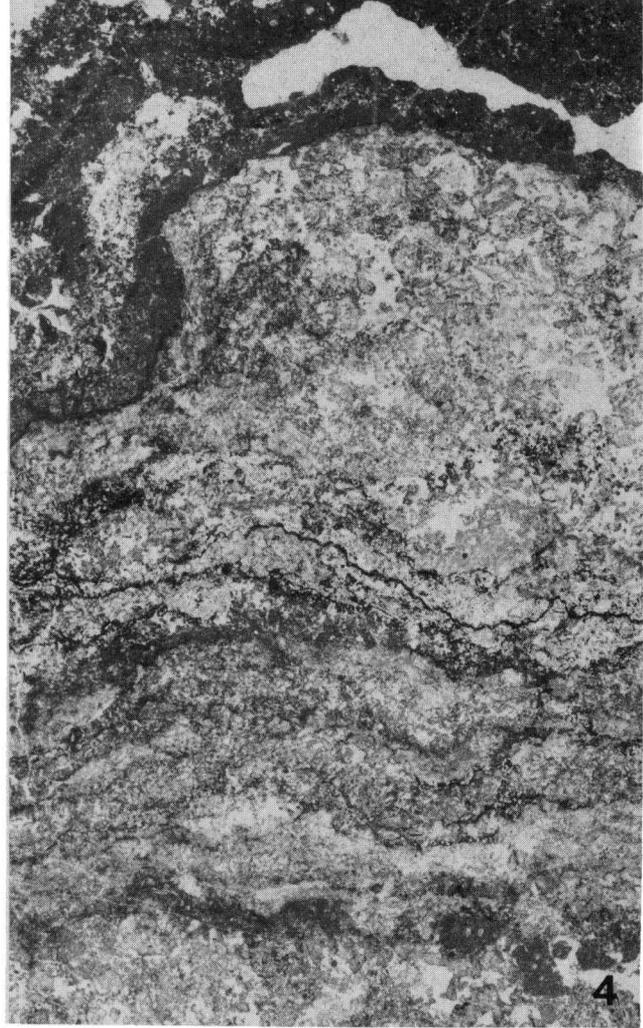
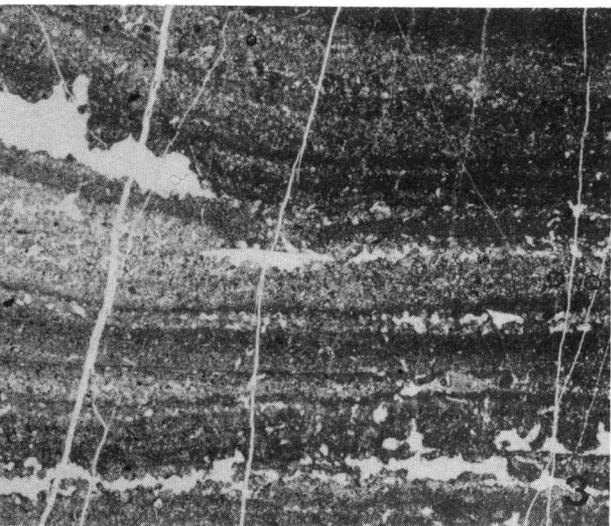
Fig. 1.-Loferitas que hacia el techo pasan a estructuras criptalgales con una cierta laminación y cuya textura se muestra en la fig. 4.

Fig. 2.-Vista general de las loferitas constituidas por mallas de algas desprovistas de laminaciones y con fábricas fenestrales irregulares de tipo medio; su textura se ve en la fig. 5. Véase detalle de la parte superior en la fig. 1. Capa correspondiente a la muestra N-123.

Fig. 3.-Laminillas criptalgales planas situadas por debajo de las loferitas de la fig. 2. Muestra N-121, x10.

Fig. 4.-Laminillas criptalgales de tipo «ribbon» que se sitúan en el techo de las loferitas de la fig. 1. Muestra N-123 B, x10.

Fig. 5.-Textura de las loferitas desprovistas de laminaciones. Los birdeseyes estan rellenos de esparita. Muestra N-123 A, x10.



LAMINA IV.—Depósitos de canal.

Fig. 1.—Aspecto masivo de los packstone oncolíticos que contienen estromatolitos columnares y digitados, en la base del primer ciclo de los depósitos de canal. El techo de la sucesión se sitúa a la derecha de la fotografía.

Fig. 2.—Estromatolitos columnares en la base del primer ciclo de los depósitos de canal. Muestra N-140.

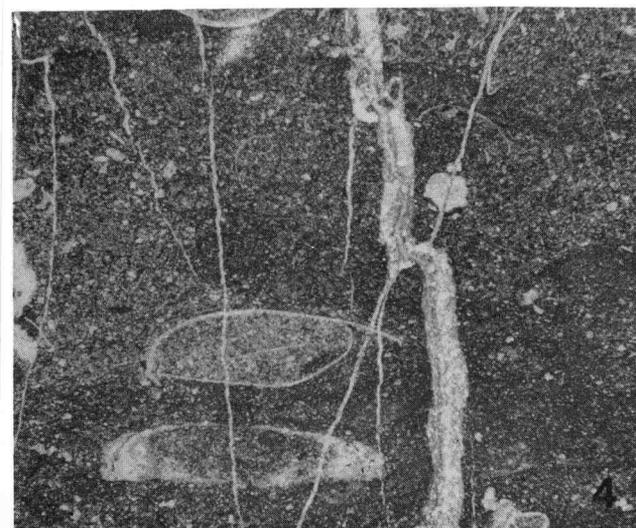
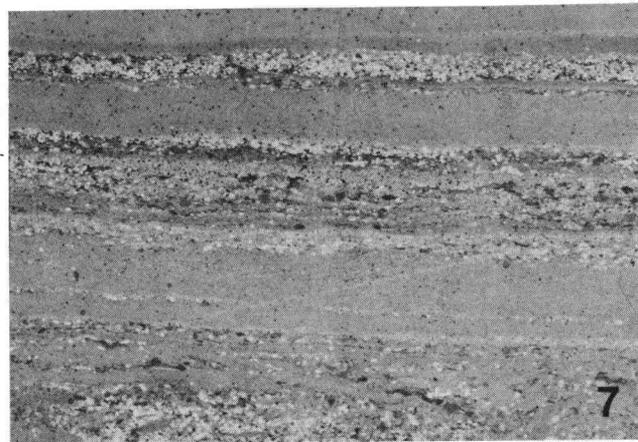
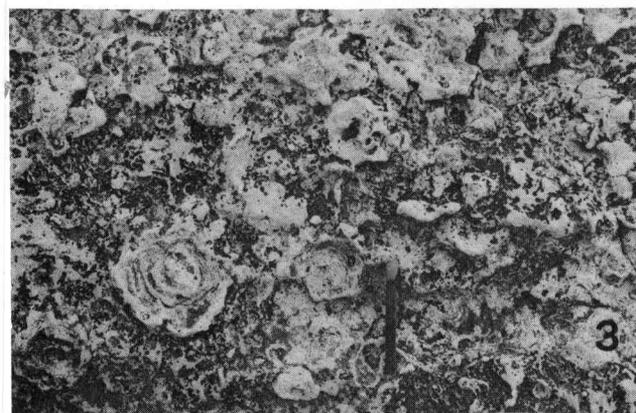
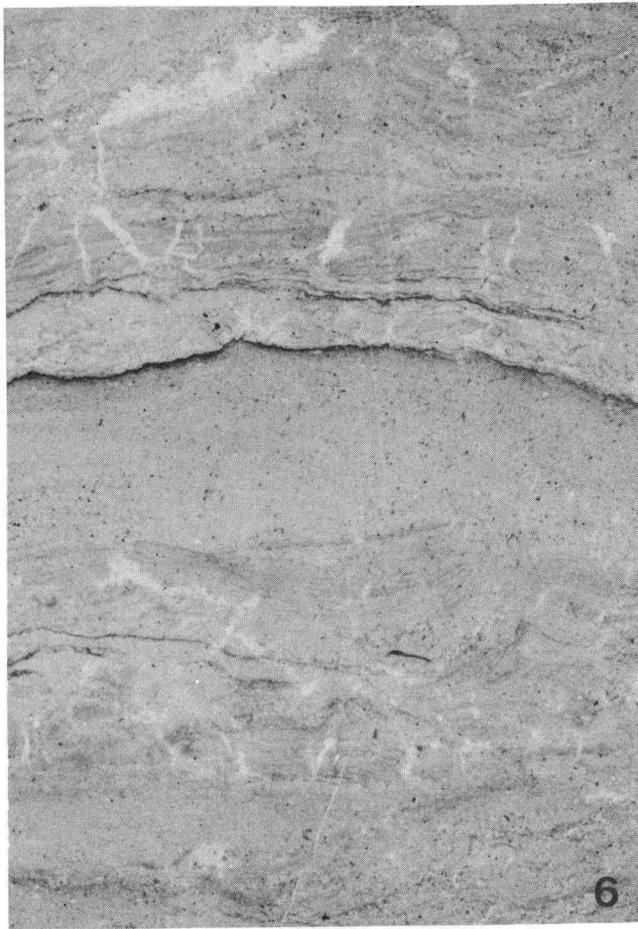
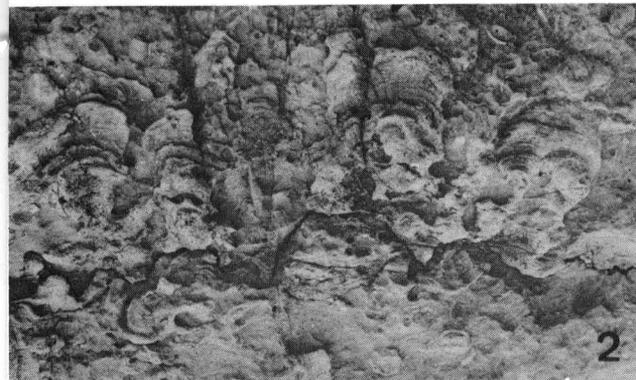
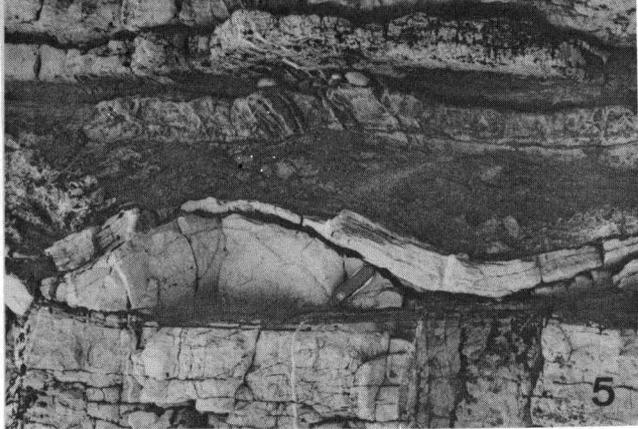
Fig. 3.—Oncolitos en el muro del primer ciclo de los depósitos de canal. La meteorización destaca las laminaciones más o menos concéntricas alrededor de un núcleo así como las protuberancias de la superficie externa de los oncolitos.

Fig. 4.—Wackestone dolomitizado, con ostrácodos y otros organismos muy fragmentados y no identificables. Este nivel se sitúa inmediatamente por encima de los packstone oncolíticos de las figs. 2 y 3, y contiene también algún oncolito diseminado en la matriz fosilífera. Muestra N-143, x5.

Fig. 5.—Estromatolitos en forma de domo que constituyen el techo del tercer ciclo de depósitos de canal.

Fig. 6.—Textura de los estromatolitos en forma de domo de la fig. 5. Muestra N-156 A. x10.

Fig. 7.—Laminaciones inorgánicas situadas por debajo de los estromatolitos en forma de domo de la fig. 5. Láminas ricas en cuarzo, pellets y pirita alternan con láminas de barro carbonatado en las que también abunda la pirita. Muestra N-155, x10.



LAMINA V.-Depósitos de canal y brechas intraformacionales (zona interlitoral alta a supralitoral).

Fig. 1.-Brechas con cantos angulosos y planos, que se hallan asociadas a dolomías con laminaciones inorgánicas (mitad inferior de la fotografía). Nivel de la muestra N-172.

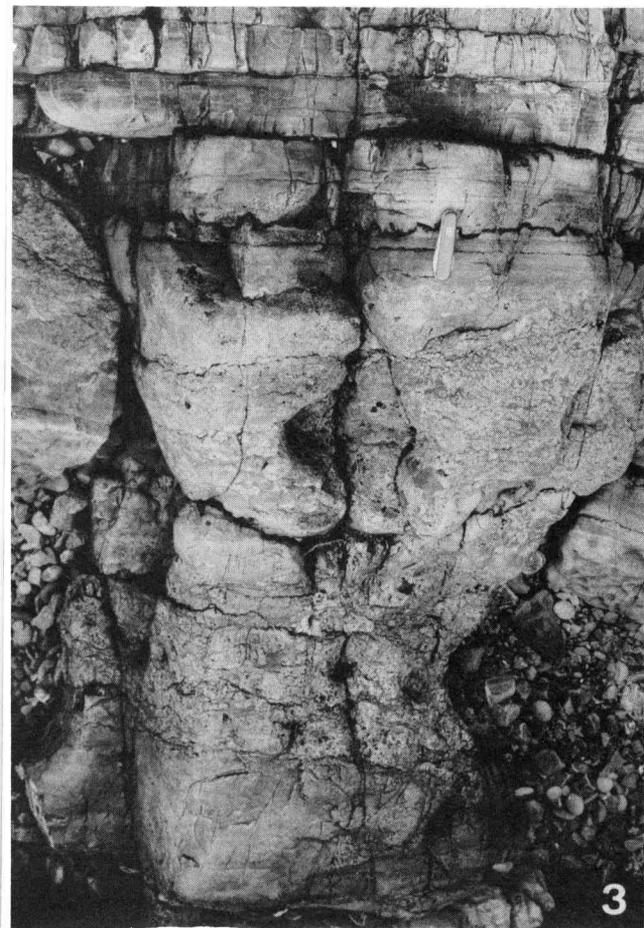
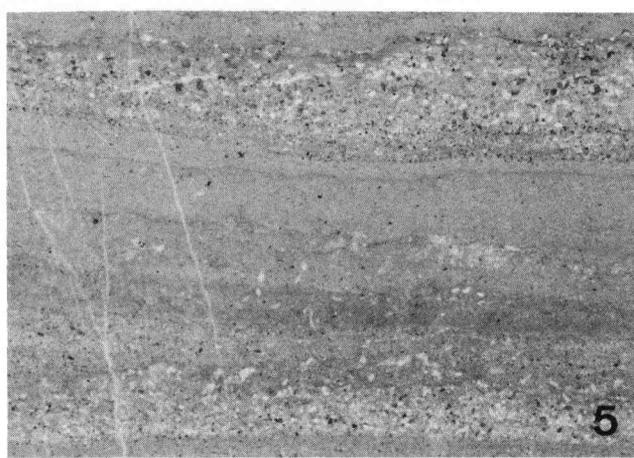
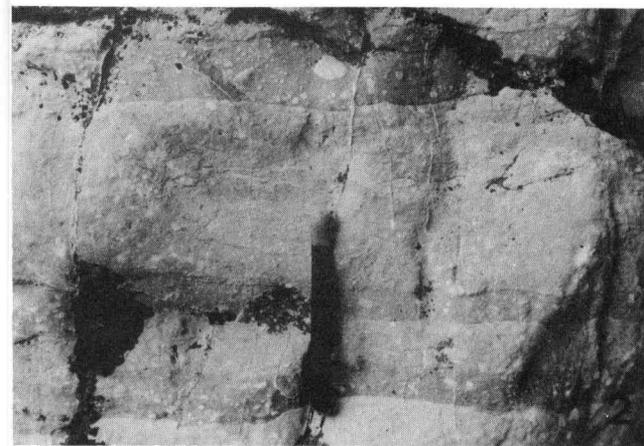
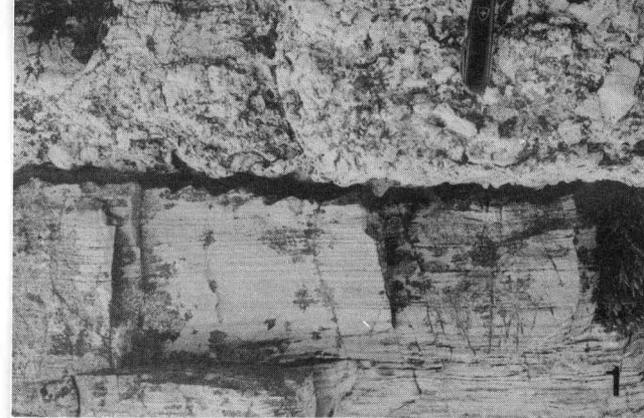
Fig. 2.-Niveles de brechas con cantos angulosos que presentan la misma textura que las rocas con las cuales estan interestratificadas. Zona muestra N-170.

Fig. 3.-Aspecto del 5.º ciclo de depósitos de canal. La parte masiva corresponde a los wackestone y packstone oncolíticos. El ciclo termina con dolomías con laminaciones inorgánicas. Obsérvese el contacto estilolitizado entre algunas de las capas.

Fig. 4.-Brechas con cantos planos y angulosos, asociadas a dolomías con laminaciones inorgánicas. Zona muestra N-186.

Fig. 5.-Laminaciones inorgánicas en el 4.º ciclo de depósitos de canal. Láminas ricas en cuarzo y pellets alternan con otras de barro carbonatado; en ambas abunda la pirita. Muestra N-161, x10.

Fig. 6.-Packstone oncolítico en el 5.º ciclo de depósitos de canal. Muestra N-166.



3

4

5

6

LAMINA VI.-Litofacies de la zona interlitoral alta a supralitoral.

Fig. 1.-Laminitas criptalgales de la zona supralitoral en las que abundan los mud cracks. Zona correspondiente a las muestras N-193 a N-196.

Fig. 2.-Laminaciones inorgánicas que se caracterizan por el gran espesor de las láminas de barro carbonatado. Las finas láminas en las que se concentra el cuarzo suelen ser discontinuas. Muestra N-174, x10.

Fig. 3.-Dolomías con laminaciones de tipo «wispy». Muestra N-184, x10.

Fig. 4.-Detalle de la fig. 1 en que se observa cómo los bordes de los mud cracks se curvan hacia arriba.

Fig. 5.-Textura de un mud crack de la fig. 1. Muestra N-195, x10.

Fig. 6.-Mosaicos de calcita (zonas claras) originados por calcitización de cristales de yeso (anhidrita ?). Obsérvense los contornos rectos y entrantes rectangulares de los cristales. Muestra N-176, x30.

Fig. 7.-Otro ejemplo de seudomorfosis de cristales de yeso (anhidrita ?). Muestra N-176, x100.

