

Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España)

A. ALONSO, J.R. MAS y N. MELÉNDEZ

Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid. 28040 MADRID

RESUMEN

El último episodio marino del Jurásico de la Sierra de los Cameros (La Rioja sur) se caracteriza por el desarrollo local de complejos arrecifales coralinos. El estudiado aquí está constituido por una progradación de arrecifes franjeantes que presenta acreción frontal casi exclusiva, aunque con cierta acreción vertical durante la maduración de cada edificio. Su funcionamiento estaría controlado por pulsos de levantamiento tectónico con emersión (mecanismo dominante) y eustatismo positivo (mecanismo subordinado).

Palabras claves: Arrecifes franjeantes. Malm. La Rioja.

ABSTRACT

An important development of coral reefs characterizes the last marine jurassic sediments in the Sierra de los Cameros. The best exposures are situated along the Rio Iregua valley, where it is possible to recognize a reefal complex prograding towards the northeast, and which is constituted by a serie of laterally attached reef buildups (fringing reefs). The complex overlies a hard ground developed on top of open marine sediments of age Middle - Upper Oxfordian (downlap), whilst overlying sediments are continental and mostly clastic deposits (tot-lap relation). An important discontinuity separates marine and continental deposits, represented by Fe - crusts and palaeokarstifications.

They are clearly distinguished the core reef and fore reef facies in every genetic increment of deposit (individual buildup) and littoral calcarenitic longshore and sandy bars associated to the reef front. Both core and fore reef facies present evidences of submarine cements, infilling borings and cavities. Outbuilding is clearly predominant in the development of this reefal complex, although a small amount of upbuilding can be detected. Controlling mechanism is interpreted as a combination of successives pulses of tectonic uplifting with exposure, and continuous sea level rise.

Key words: Fringing reefs. Malm. La Rioja. Spain.

El último episodio marino del Jurásico en la Sierra de los Cameros, (Cordillera Ibérica septentrional), se caracteriza por la instalación de una plataforma carbonatada somera en la cual las facies arrecifales tuvieron un gran desarrollo.

Esta formación arrecifal («Koralenkalke» de Benke *et al.*, 1981, «Unidad pararecifal» de Cámara y Durantez, 1982) ha sido recientemente datada con ammonites como Kimmeridgiense inferior (Benke *et al.*, 1981 y Conze *et al.*, 1984) aunque en trabajos anteriores estos depósitos habían sido considerados como oxfordienses (Oxfordiense sup.; Mensink, 1966; Bulard, 1972).

Concretamente en el valle del río Iregua, en el sector de Torrecilla en Cameros, La Rioja sur, (fig. 1.A), se reconoce un complejo arrecifal cuya buena calidad de afloramiento permite hacer un estudio detallado tanto de su geometría como de sus facies. En este sector, y desde el punto de vista estratigráfico, la unidad arrecifal se apoya sobre un *hard ground* desarrollado a techo de una unidad negra poco potente, de edad oxfordiense (Conze *et al.*, 1984), formada por calizas limosas y margas con fauna característica de plataforma abierta (cefalópodos, braquiópodos y equinodermos fundamentalmente), que a su vez descansa sobre la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío (fig. 1.B), definida por J.J. Gómez y A. Goy en 1979. La edad de esta capa, en este sector, es, según Benke (1981), Oxfordiense inferior.

Como suprayacente más antiguo aparecen las facies fluvio-lacustres pertenecientes al Grupo Torrecilla de Salomón, 1982, también llamadas Formación Magaña por Guiraud, en 1983, correspondientes ya al po-

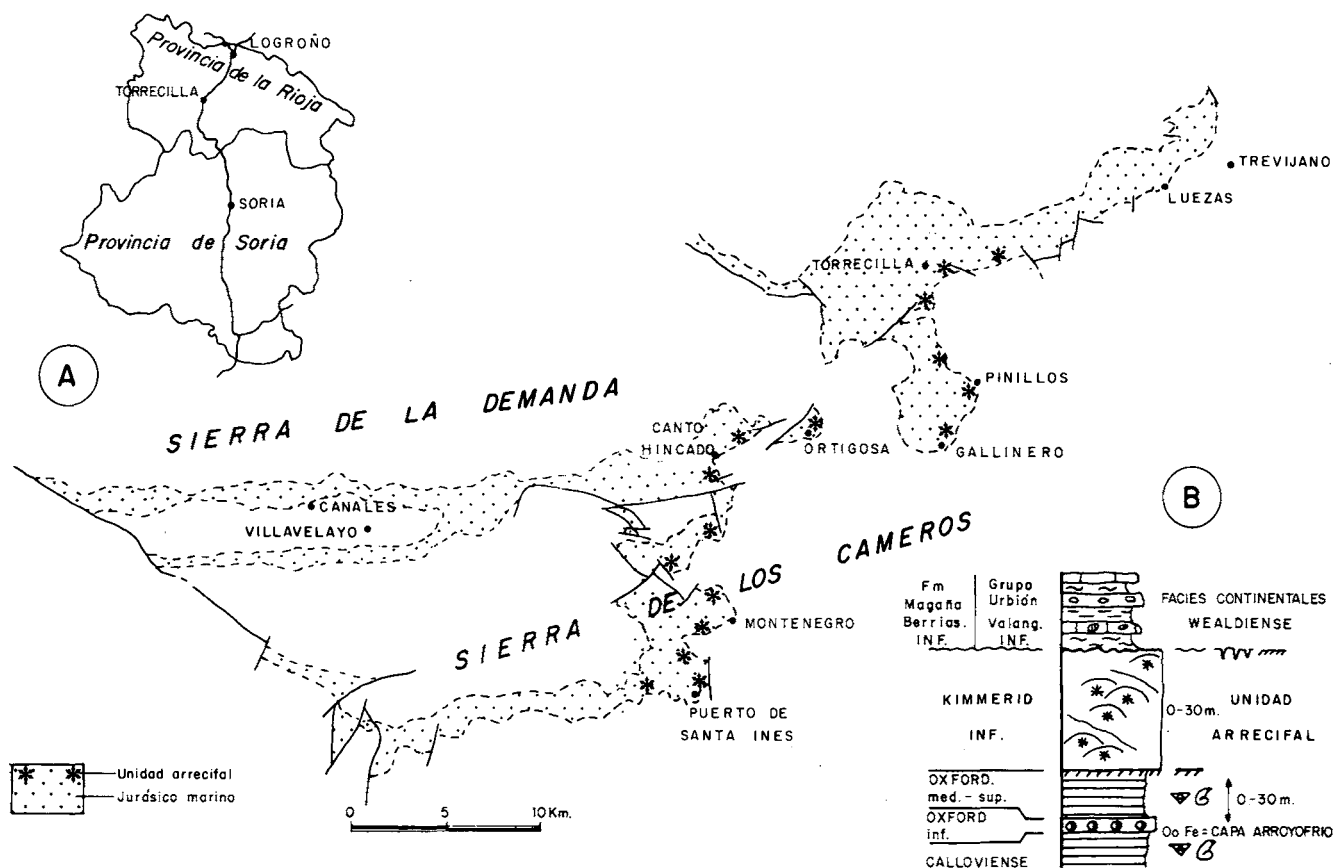


Figura 1.- A.- Situación geográfica de los afloramientos estudiados. B: Posición estratigráfica de la unidad arrecifal.

Figure 1.- A.- Geographical setting of the studied outcrops. B: Stratigraphical setting of the reefal unit.

tente conjunto de materiales wealdienenses que se depositaron en este sector de la Cordillera Ibérica (fig. 1.B). Aunque otros autores (Mensink y Schudack, 1982; Schudack, 1984) consideran una transición gradual en este sector, para nosotros es evidente que estos materiales continentales descansan en clara discontinuidad sobre la unidad arrecifal, ya que se pueden identificar: superficies erosivas (zona de Canto Hincado - Pto de Santa Inés), paleokarstificaciones (zona de Montenegro en Cameros) y costras ferruginosas (zona de Torrecilla en Cameros), confirmando lo que ya fue expresado por Cámara y Durantez en 1982 respecto a la discordancia cartográfica que separa estos materiales.

Paleogeográficamente, estos arrecifes se situaban en el margen occidental de la plataforma epicontinental que durante esta época ocupaba el estrecho de Soria, entre los Macizos Ibérico y del Ebro, y que conectaba el mar ibérico, ligado al geosinclinal bético en el sur y el mar cantábrico en el norte (Benke *et al.*, 1981;

Errenst, 1984). Las características de los afloramientos en esta zona (Sector de Torrecilla) ha permitido la realización de una cartografía muy detallada y de numerosos perfiles del complejo arrecifal (figs. 2 y 3), facilitando un control preciso de su particular geometría y facies. Por otro lado, en este trabajo también se ha realizado el estudio de las facies lateralmente asociadas a este complejo, levantándose secciones estratigráficas en lugares considerados claves para la mejor comprensión del marco paleogeográfico (Canales, Villavelayos, Sta. Inés, Montenegro en Cameros, Canto Hincado, Ortigosa, Pinillos, Pradillo, Gallinero en Cameros, Luezas y Trevijano; fig. 2).

ARQUITECTURA ARRECIFAL

El complejo arrecifal en el sector de Torrecilla en Cameros está constituido por una serie de edificios bioconstruidos, adosados lateralmente y separados por su-

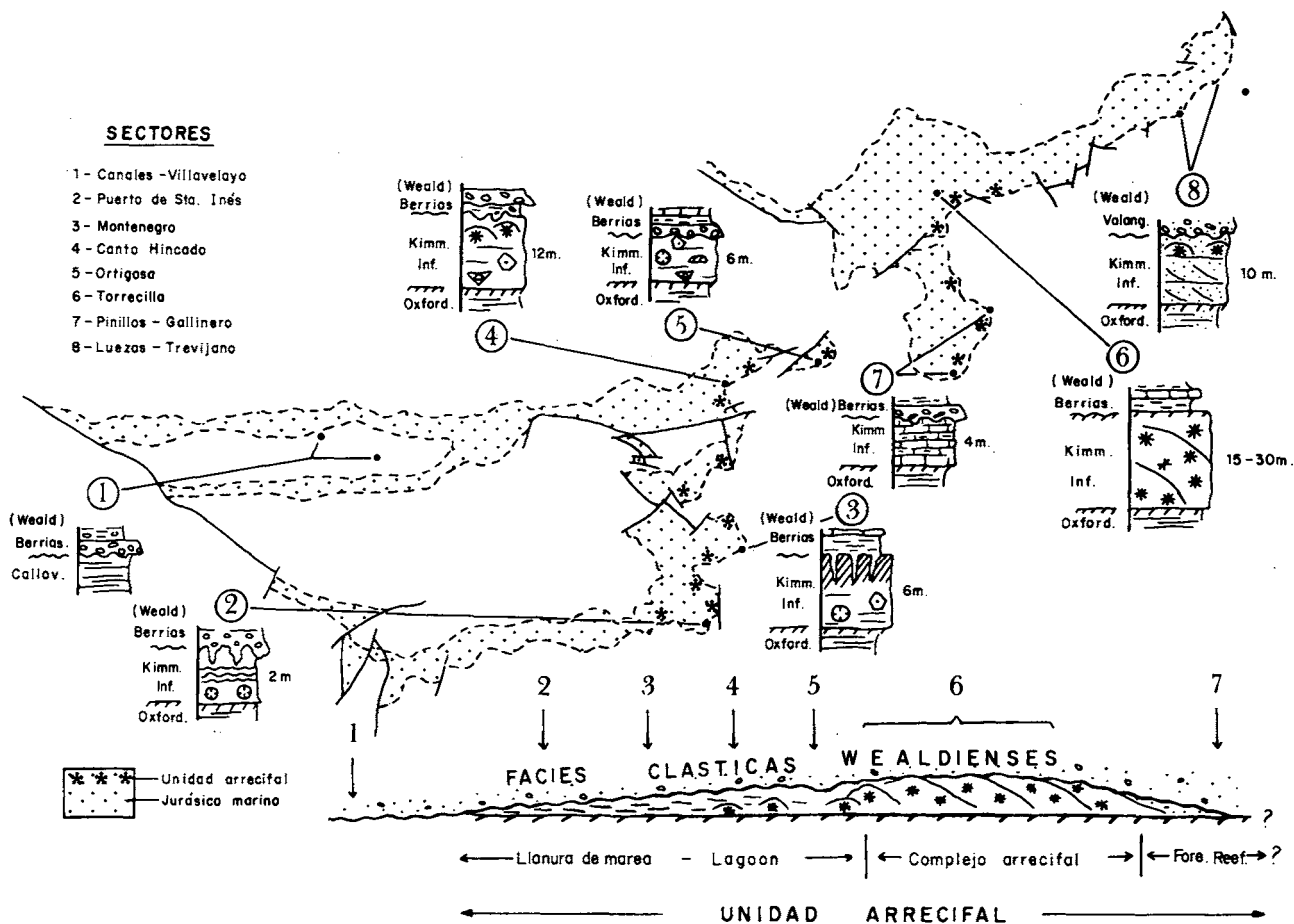


Figura 2.- Geometría y facies de la secuencia deposicional estudiada.

Figure 2.- Geometry and facies of the studied depositional sequence.

perfiles de discontinuidad (lam. I.A) que marcan los sucesivos incrementos genéticos de depósito (G.I.S. de Bush, 1971) durante la progradación. Son visibles 8 cuerpos o incrementos, que progradan hacia el NE (fig. 3), antes de desaparecer bajo las facies continentales wealdicas que impiden la observación de la unidad arrecifal en posiciones más externas de la plataforma. Las superficies de acreción que separan cada uno de estos cuerpos tienen una dirección aproximada N140E y el buzamiento, una vez realizada la restitución respecto al buzamiento general de la serie es de 11 grados. Teniendo en cuenta estos datos, se ha podido calcular la extensión de la progradación de los cuerpos visibles, que es de al menos 4.500 m en el sector de Torrecilla.

Todos los cuerpos progradan sobre un *hard ground* cuyo desarrollo fue previo a la formación de la unidad

arrecifal, de forma que la relación con el sustrato oxfordiense superior es de *down lap*. Respecto a las facies clásticas wealdienses suprayacentes presentan una clara relación de *top lap*, desarrollándose sobre la unidad arrecifal una truncación que en este caso está representada por una superficie ferruginosa y fuertes alteraciones (fig.2).

En cada uno de estos cuerpos de acreción se reconocen los depósitos bioconstruidos, constituidos por el núcleo arrecifal y el talud, y además, hacia el norte, por delante de cada arrecife empiezan a asociarse cuñas calcareníticas y arenosas con estratificaciones cruzadas, cuyas medidas de paleocorrientes indican un sentido SE (marcadamente paralelo a la dirección de las superficies de acreción, y por tanto, perpendicular al sentido de progradación de los arrecifes) (fig. 3).



LAMINA I: A.- Vista general del complejo arrecifal en la carretera de Torrecilla en Cameros. B.- Facies de núcleo arrecifal. Colonias coralinas aplanadas (*bindstone*). C.- Facies de núcleo arrecifal. Colonias coralinas masivas (*framesone*). D.- Facies de núcleo arrecifal. Colonias coralinas ramiformes (*bafflestone*).

PLATE I: A.- General view of the reefal complex. Torrecilla in Cameros road. B.- Core reef facies. Flat coral colonies (*bindstone*). C.- Core reef facies. Massive coral colonies (*framesone*). D.- Core reef facies. Branching coral colonies (*bafflestone*).

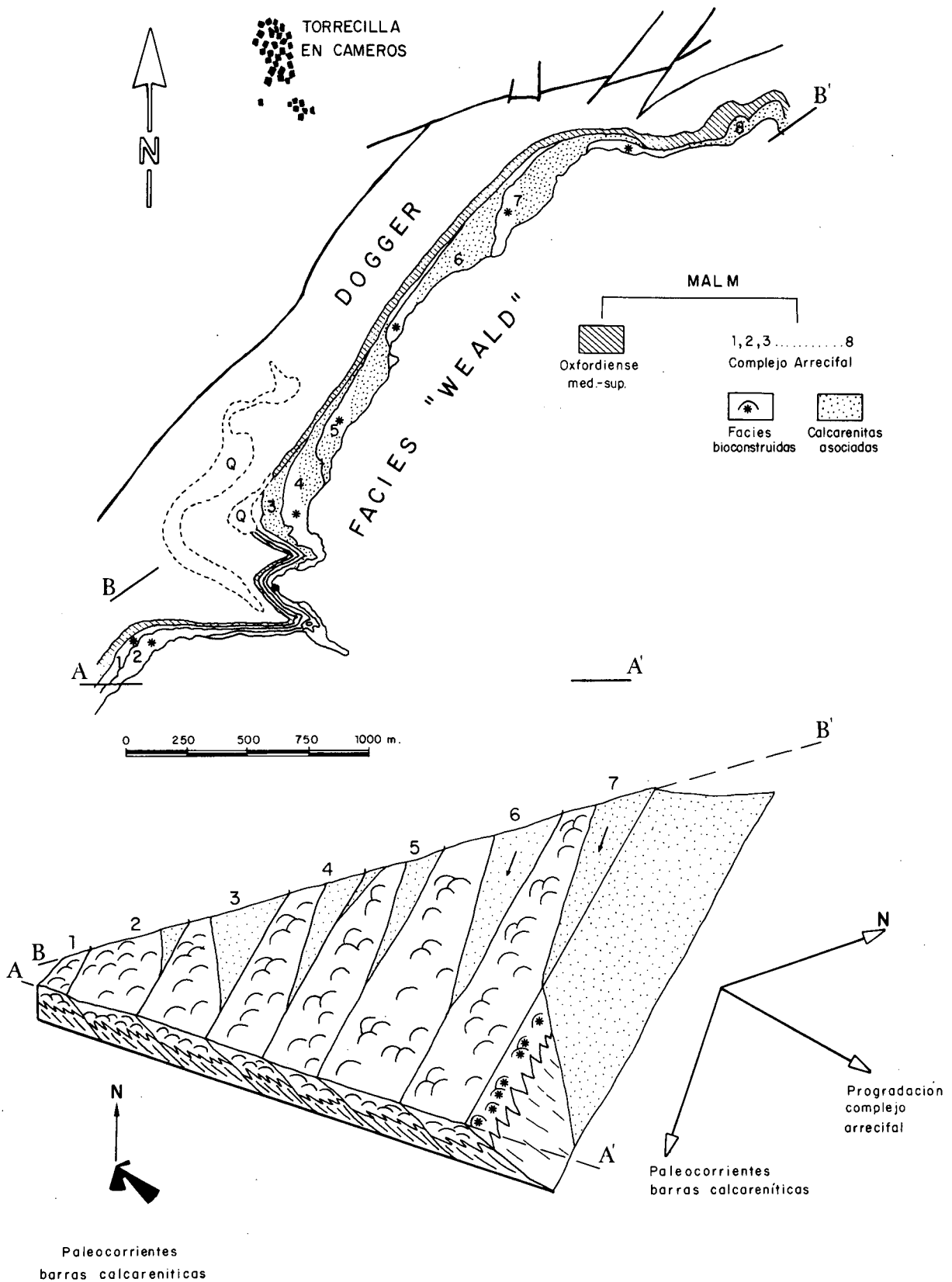


Figura 3.- Geometría del complejo arrecifal y paleocorrientes de las barras calcareníticas asociadas.

Figure 3.- Geometry of the reefal complex and palaeocurrent measurements of the associated sandy longshore bars.

FACIES E INTERPRETACIÓN

A. Facies del complejo arrecifal

Dentro de este sistema progradante, cada incremento genético de depósito está caracterizado por el desarrollo de un edificio arrecifal costero en el que se pueden reconocer facies de núcleo, talud arrecifal y barras submareales.

1. Facies de núcleo arrecifal (fig. 4.A)

1.1. *Boundstones* de coral (lam. II.A). En sección vertical, estas facies tienden a ordenarse de base a techo de la siguiente manera: En primer lugar aparecen colonias aplanadas (*bindstone*) (lam. I.B), marcando el paso a las facies de talud. Los sedimentos que se intercalan y recubren estas colonias son normalmente

floatstones producidas por los detritus del propio arrecife (descritas más abajo). Por encima, aparecen las colonias masivas (*framestone*) y ramiformes (*bafflestone*) (lam. I.C y D). Aunque su disposición relativa no es ya tan clara, se puede ver que existe una tendencia a la siguiente distribución: las colonias masivas suelen aparecer sobre las aplanadas y por debajo de las ramiformes; aunque en ocasiones, masivas y ramiformes están mezcladas. Las formas ramosas frágiles se encuentran asociadas en general a zonas más internas dentro de la terraza arrecifal, quizás en zonas más protegidas, pero también se han observado colonias ramosas gruesas que están directamente asociadas a *rudstones* de bloques de coral, probablemente en la cresta arrecifal. Las colonias de coral están frecuentemente perforadas y recubiertas por películas estromatolíticas de algas verde-azules, generalmente asociadas con incrustaciones de serpulidos, foraminíferos (Nubeculáridos) y en ocasiones incluso de ostreidos.

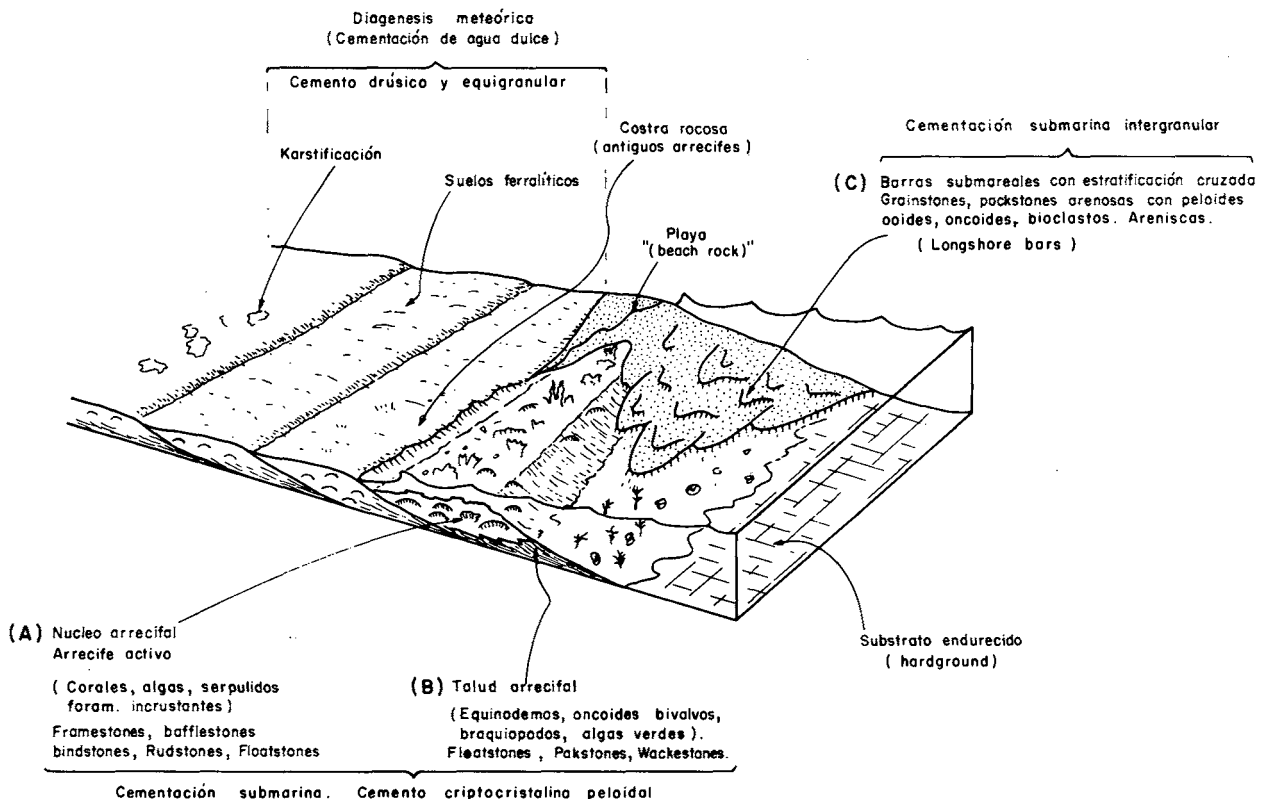


Figura 4.- Esquema idealizado del complejo arrecifal, con indicación de las facies y procesos diagenéticos.

Figure 4.- Idealized diagram of the reefal complex. The facies and the diagenetic processes are indicated.

1.2. *Floatstones* de fragmentos de colonias coralinas y de serpúlidos. Presentan numerosos oncoides en los que el núcleo está constituido por bioclastos (fragmentos de coral, de bivalvos, de chaetétidos, colonias de serpúlidos) y la cubierta por foraminíferos incrustantes (Nubeculáridos), *Bacinella irregularis*, cianoficias (Espongiostromata). También se pueden encontrar grandes bioclastos (fragmentos de colonias coralinas o bivalvos) incrustados por colonias de serpúlidos e incluso a veces ostreidos, a su vez recubiertos por películas de cianofíceas y foraminíferos incrustantes.

1.3. *Framestones* de serpúlidos localmente.

1.4. *Rudstones* de fragmentos de colonias de coral.

1.5. Facies calcareníticas asociadas al núcleo arrecifal. Se reconocen *packstone* y *grainstones*. Las primeras son peloidales o bioclásticas y arenosas y contienen fragmentos de colonias de corales, bivalvos, algas verdes (dasycladáceas y codiáceas), briozoos y ostrácodos en menor proporción. Son frecuentes los oncoides cuyo núcleo puede estar constituido por fragmentos de coral u otros bioclastos (ej. bivalvos) y la corteza fundamentalmente por películas de cianofíceas (Espongiostromata) y foraminíferos incrustantes (Nubeculáridos), y de forma muy ocasional briozoos. Además pueden reconocerse a veces ooides e intraclastos.

Las *grainstones* son bioclásticas y peloidales y arenosas, a veces con intraclastos, presentan algas verdes (dasycladáceas), *Cayeuxia*, esponjas y foraminíferos bentónicos. Suelen ser frecuentes los cortoides (bioclastos con envuelta micrítica) y también se encuentran oolitos que presentan en el núcleo granos de cuarzo.

2. Facies de talud arrecifal (fig. 4.B)

2.1. *Floatstones* de fragmentos de coral que a veces pueden ser algo arenosas y que presentan foraminíferos bentónicos, algas verdes (dasycladáceas y codiáceas), fragmentos de bivalvos, fragmentos de equinodermos, gasterópodos, algún braquiópodo, *Tubiphytes* y oncoides que como núcleo presentan fragmentos de colonias de coral o bivalvos y la corteza está constituida por incrustaciones de serpúlidos, *Bacinella* y películas de algas azules-verdes (Espongiostromata) (lam. II.C).

2.2. *Wackestones* y *pakstones* bioclásticas o peloidales y muchas veces algo arenosas, con fragmentos de equinodermos (frecuentemente crinoides que pueden ser muy abundantes, encrinitas), braquiópodos, bivalvos, sobre todo pectínidos, serpúlidos, foraminíferos bentónicos, algas verdes (dasycladáceas, codiáceas), *Cayeuxia*, algas rojas coralinas. También son frecuen-

tes los oncoides con núcleo constituido por bioclastos (fragmentos de coral, de crinoides o de bivalvos) y corteza de películas de algas azules-verdes y foraminíferos incrustantes. Se suelen encontrar cortoides que al igual que los peloides frecuentemente están protoolitizados. En menor proporción se pueden encontrar intraclastos.

2.3. *Mudstones* generalmente limosas con fragmentos de equinodermos, serpúlidos, bivalvos, braquiópodos y foraminíferos.

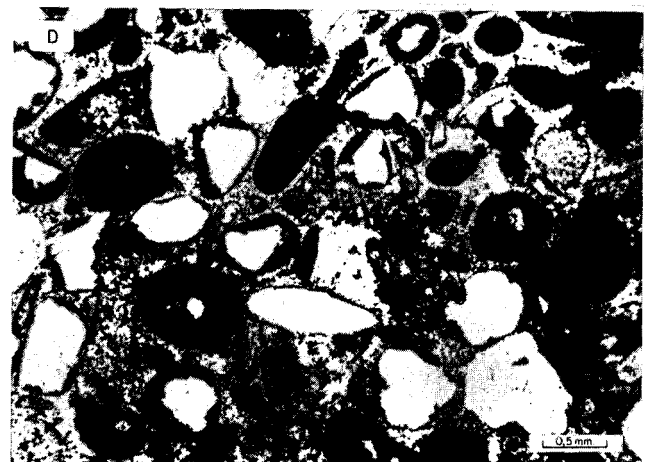
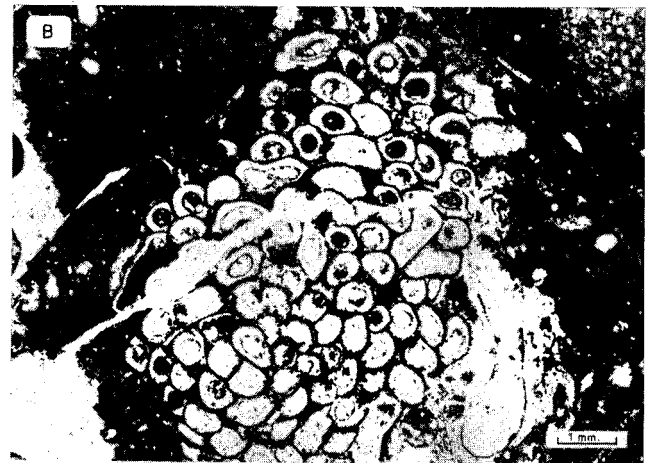
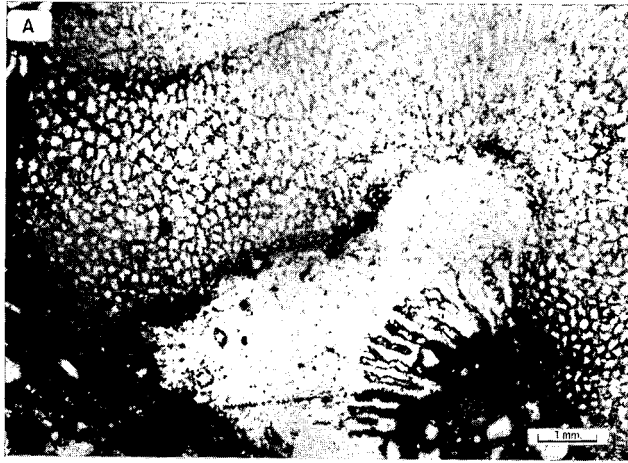
Tanto en las facies de núcleo arrecifal como en las de talud, las algas verde-azules estromatolíticas, que son muy abundantes, asociadas con organismos incrustantes como serpúlidos y foraminíferos (Nubeculáridos) (lam. II.C), parecen haber jugado un importante papel como aglutinadores biológicos en el almacén arrecifal. Durante el Jurásico superior este hecho es relativamente frecuente en arrecifes coralinos en otras áreas de Europa (Barthel, 1977; Steiger y Wurm, 1980) y en la Costa del Golfo de México en E.E.U.U. (Baria *et al.*, 1982), por tanto la asociación de algas azules-verdes con complejos arrecifales no ha de ser considerado como un fenómeno extraño, al menos durante el Jurásico superior, ni su presencia sugerir unas condiciones ambientales de *stress*, lo que se debe tener en cuenta en las interpretaciones paleoambientales. Es posible que este papel aglutinador (*binding*) fuese equivalente al de las algas rojas en arrecifes modernos, las cuales, como señala Longman (1984) constituyen junto con los corales escleractínidos hermatípicos los organismos dominantes en los amazones orgánicos de muchos arrecifes recientes.

3. Facies de barras submareales costeras (fig. 4.C)

Hacia el norte, dentro del complejo arrecifal y por delante de cada edificio se asocian calcarenitas arenosas y areniscas con estratificación cruzada planar que consisten en:

3.1. *Grainstones* peloidales y bioclásticas arenosas con fragmentos de bivalvos, ostreidos, equinodermos, corales, briozoos, estromatopóridos, serpúlidos, algas rojas, algas verdes (dasycladáceas y codiáceas), *Tubiphytes*, y foraminíferos bentónicos. Además se reconocen oolitos, intraclastos y cortoides.

3.2. *Grainstones* (y en menor proporción *packstones*) oolíticas también arenosas (lam. II.D). Además de los ooides cuyo núcleo pueden ser granos de cuarzo o pequeños bioclastos, se encuentran intraclastos (en algún caso se interpretan como fragmentos de *beach rock* (lam. II.E)), peloides, cortoides y oncoides, estos



últimos presentan en el núcleo diferentes tipos de bioclastos (bivalvos, fragmentos de corales, chaetétidos) y la corteza esta constituida por organismos incrustantes (serpúlidos, foraminíferos nubeculáridos) y películas de cianofíceas (Espongiostromata). Los bioclastos más frecuentes, además de fragmentos de bivalvos y de equinodermos, son foraminíferos bentónicos, *Tubiphytes* y fragmentos de dasycladáceas y de codiáceas.

3.3. *Rudstones* con litoclastos, oncoides, fragmentos de equinodermos, *Cayeuxia* y *Tubiphytes*.

3.4. Areniscas cuarzosas normalmente bioclásticas con fragmentos de bivalvos y de equinodermos.

B. Facies relacionadas lateralmente con el complejo arrecifal.

Dentro del sistema deposicional constituido por la unidad arrecifal, se han reconocido facies correspondientes a diferentes subambientes dentro de la plataforma relacionadas lateralmente con los edificios bioconstruidos descritos anteriormente.

1. Zona interna en relación al complejo (W y SW)

1.1. Facies de lagoon con pequeños parches arrecifales (sectores de Ortigosa, Canto Hincado y Montenegro en Cameros) (fig. 2). En secciones de esta unidad, que oscilan entre los 12 y 4 metros de espesor, se reconocen *wackestones* y *mudstones* a veces limosas y con intercalaciones de margas. Suelen ser frecuentes las colonias discretas de corales ramiformes, así como los crinoides, los cuales a veces se encuentran muy enteros y en agrupaciones. En general suele haber equinodermos y bivalvos y en la parte inferior de la unidad, en algunas secciones estratigráficas se pueden encontrar

braquiópodos, lo que nos hace pensar en unas condiciones algo más abiertas al inicio de la secuencia deposicional. En el sector de Montenegro en Cameros, sobre esta unidad se desarrolla una importante paleokarstificación que enmascara las facies, pero a pesar de ello se pueden reconocer algunos corales y crinoides.

1.2. Facies marginales del interior del lagoon (Sector del Puerto de Sant Inés) (fig. 2). Sobre un *hard ground* se reconoce una sucesión que no sobrepasa los 2 metros de espesor, en la que de base a techo se reconocen: primero *wackestones* bastante recrystalizadas con pequeñas colonias de corales y corales solitarios, luego aparecen crinoides y por último pasan a calizas laminadas con estructura fenestral que hacia la parte superior están brechificadas y alteradas. A techo, una cicatriz erosiva separa esta unidad del conjunto wealdiense continental. Esta sucesión representaría una secuencia de somerización típica, que comienza con facies submareales de lagoon y termina con facies inter y supramareales muy bien desarrolladas.

2. Zona externa en relación al complejo (E y SE)

En el sector de Pinillos-Gallinero en Cameros (fig. 2), donde se localizan los afloramientos más orientales de esta unidad antes de ser definitivamente cubierta por los depósitos wealdienses, y en secciones que no sobrepasan los 4 metros, se reconocen exclusivamente facies de *fore-reef*, caracterizadas por facies de talud arrecifal s.s.. Están constituidas por *wackestones* y *packstones* con fragmentos de corales, a veces de gran tamaño, fragmentos de crinoides (en ocasiones llegan a ser encrinitas) y de equinodermos en general. Estas facies suelen ser limoso-arenosas y entre ellas se intercalan niveles con colonias de coral fundamentalmente aplanadas (*bindstones*).

LAMINA II:

A.- «Boundstones» (framestones) de coral. Facies de núcleo arrecifal. B.- «Framestone» de serpúlidos. Facies de núcleo arrecifal. C.- Oncoide cuyo núcleo está formado por un fragmento de bivalvos y la corteza por una película de algas azules-verdes (Espongiostromata) a la que se asocian foraminíferos incrustantes. Facies de talud arrecifal. D.- Grainstone oolítica arenosa. Facies de barras submareales costeras. E.- Intraclasto oncolitizado en las facies de barras submareales costeras. Presenta una corteza constituida por una película estromatolítica de algas azules-verdes y foraminíferos incrustantes (Nubeculárido en la parte superior). El intraclasto correspondería a un fragmento de «beach-rock». En su interior se puede reconocer, entre las partículas que contiene, una primera generación de cemento fibroso (delgada película de tono claro) recubierta por una fina película de textura micrítica (cemento criptocristalino) que forma algunos meniscos. F.- Colonia coralina incrustada por serpúlidos. Observese la profusión de cemento criptocristalino peloidal en las cavidades de la zona superficial de la colonia y la disminución paulatina de este hacia el interior.

PLATE II:

A.- Coral boundstones (framestones). Core reef facies. B.- Serpulids, framestone. Core reef facies. C.- Oncoid which nucleus is a bivalve fragment. The cortex is constituted by a blue-green algal film (Spongiostromata) with associated incrusting forams. Fore reef facies. D.- Oolitic and sandy grainstone. Longshore bar facies. E.- Oncolitized intraclast. Longshore bars. The cortex is constituted by a bluegreen algal stromatolitic film and associated incrusting forams (see Nubecularid in the upper part). The intraclast correspond to a beach-rock fragment. Between particles inside, it is possible to recognize, first, an early generation of fibrous cement (light coloured film) then recovered by a thin film of micritic texture (cryptocrystalline cement) forming meniscus. F.- Coral colony incrustated by serpulids. Note important peloidal cryptocrystalline cement in the cavities of the surficial zone, whilst diminishing towards the inner part.

3. Zona norte

En el sector de Luezas-Trevijano, donde esta unidad presenta unos 10 metros de espesor (fig. 2), aparecen los afloramientos más septentrionales de la secuencia deposicional estudiada, que guardan relación de continuidad con los afloramientos del complejo arrecifal del sector de Torrecilla en Cameros. En estos afloramientos el complejo arrecifal ha pasado casi en su totalidad a facies clásicas costeras, caracterizadas por una asociación de facies muy similar a la de las cuñas calcareníticas y arenosas que se intercalan entre los edificios arrecifales en el sector de Torrecilla en Cameros. El complejo ha pasado por tanto en esta zona a barras submareales costeras, constituidas fundamentalmente por areniscas a veces siliciclásticas con estratificación cruzada. De forma muy esporádica, aparece intercalado algún nivel con facies arrecifales coralinas en su parte más alta. Conviene matizar que en estos sectores septentrionales la discontinuidad que aparece a techo de la secuencia estudiada adquiere mayor importancia, pues las unidades wealdienses que se apoyan sobre ella son bastante más modernas (Grupo Urbión, Valanginiense inferior), existiendo un claro *onlap* del Weald sobre la unidad arrecifal desde Torrecilla en Cameros hasta esta zona norte.

DIAGENESIS DEL SISTEMA DEPOSICIONAL

En este apartado se describen los procesos diagenéticos más importantes reconocidos en la unidad estudiada, se interpreta el subambiente diagenético a que corresponden y se trata de establecer el orden secuencial de su aparición. Estos datos son importantes a la hora de interpretar el modelo evolutivo general de la unidad estratigráfica que nos ocupa.

A. Los procesos diagenéticos en ambientes marinos

— Dentro de todo el complejo arrecifal (núcleo, talud y barras submareales asociadas) son muy frecuentes los procesos de micritización submarina, encontrándose numerosos bioclastos con envuelta micrítica (cortoides), así como una gran frecuencia de peloides que en su origen se pueden suponer bioclastos u otras partículas carbonatadas completamente micritizadas. Además, las perforaciones, tanto a micro como a meso escala, son muy frecuentes tanto en los biomorfa como en los bioclastos.

— Tanto en las facies de núcleo como en las de talud, los procesos de cementación submarina a escala de intrapartículas son muy importantes (figs. 4. A y

B), particularmente en las primeras. Los más frecuentes son los cementos con fábrica criptocristalina en los cuales incluiremos, siguiendo a Friedman *et al.*, (1974), el cemento peloidal (también denominado pelletoidal). Conviene señalar que el término cemento criptocristalino se utiliza aquí como sinónimo de cemento micrítico, pues consideramos menos contradictorio el primer término (Friedman, 1985).

Estos cementos son interpretados en origen como calcita magnésica (James y Choquette, 1983). En el ejemplo que estudiamos se observa muy bien la característica zonación en cortezas cementadas en los bioclastos, con profusión de cemento en la zona superficial y una disminución paulatina hacia las cavidades más interiores (lam. II.F). Además, presenta en general muy buena clasificación (no superando nunca unas decenas de micras) y formas esféricas, hechos todos que parecen apoyar la hipótesis de la precipitación (McIntyre, 1977; Marshall y Davies, 1981; McIntyre, 1985). Sin embargo, esto no descarta la posibilidad de que esta precipitación sea orgánicamente inducida (James & Choquette, 1983) ya que hemos podido reconocer esta estructura peloidal en el núcleo de algunos oncoides. Algunos autores (Schroeder, 1972; Ginsburg y Schroeder, 1973) interpretan en ejemplos actuales un origen bioclástico, acumulación de filamentos calcificados de algas, pero en nuestro caso no se correspondería con esta idea, dados los argumentos citados anteriormente.

— Por último, en las facies de barras submareales asociadas al complejo arrecifal, se pueden reconocer cementaciones intergranulares (fig. 4.C). Concretamente, a veces se observan cementos fibrosos relictos en delgadas cortezas isópacas recubriendo oolitos y bioclastos, que posiblemente en origen pudieron ser cortezas isópacas de aragonito.

En el interior de algunos litoclastos (intraclastos) se puede reconocer, entre las partículas carbonatadas que contienen (peloides, bioclastos e intraclastos), una primera generación de cemento fibroso, recubierta por una delgada película de textura micrítica (cemento criptocristalino) que forma menisco y deja vacuolas entre dichas partículas (lam. II.E). Este hecho bastante característico (Donaldson y Ricketts, 1979; James y Choquette, 1983) nos induce a pensar que serían fragmentos procedentes del desmantelamiento de *beach-rocks* que habría que situar muy posiblemente sobre edificios arrecifales ya litificados (fig. 4).

De forma localizada y también dentro de estas facies de barras costeras se ha podido reconocer cemento radiaxial (radiaxial-fibroso), que cabría interpretarlo como producto neomórfico de cementos fibrosos pre-

cursores (Kendall y Tucker, 1973). Posiblemente fueron calcitas magnéticas (HMC) fibrosas precipitadas en el ambiente marino freático. Sin embargo, según los datos recientes de Kendall (1985), no se puede descartar totalmente que su origen fuese primario y no neomórfico. La posición pendular observada en algún caso en este tipo de cemento induce a pensar que localmente formase parte de una *beach-rock*.

B. Los procesos diagenéticos en ambientes meteóricos (fig. 4)

— En las barras submareales costeras se puede reconocer, a veces, una segunda generación de cementos calcíticos (cemento B) drúsicos y equigranulares, posterior a los cementos fibrosos anteriormente mencionados. Estos cementos de segunda generación, se formarían muy posiblemente en ambiente freático activo de agua dulce (Longman, 1980). Durante esta misma etapa debieron producirse los cementos sintaxiales relacionados con equinodermos, que aparecen también en estas facies, así como el lixiviado de partículas metaestables.

— Por último, habría que considerar los procesos neomórficos que afectan a todos estos materiales, en los que incluimos las transformaciones polimórficas y la recristalización (Bathurst, 1975). Estos procesos afectan en general a toda la unidad arrecifal, pero de forma más intensa al sector occidental, donde se situarían las facies de la zona interna en relación al complejo arrecifal (*lagoon* y llanuras de marea). Incluso dentro de estas mismas facies, esta tendencia a una mayor neomorfización se intensifica hacia el extremo más occidental.

Dentro de estos procesos neomórficos, también habría que incluir la microspatización de los depósitos micríticos, que es muy común en ambientes freáticos de agua dulce (Folk, 1965).

— En la parte superior de la unidad arrecifal se superponen dos procesos diagenéticos importantes: paleoalteraciones con brechificación y paleokarstificaciones. Estas últimas son especialmente intensas hacia los sectores occidentales, de forma que en algunos casos llegan a afectar a toda la unidad y se detienen en el *hard ground* desarrollado a techo de la unidad infrayacente.

MODELO DE FUNCIONAMIENTO

El estudio de la geometría del complejo arrecifal, de las facies y su distribución y de los procesos diagenéticos más importantes, permite deducir el siguiente mo-

delo de funcionamiento del sistema durante el Kimmeridgiense.

De forma esquemática, el complejo funcionó como un sistema progradante de edificios bioconstruidos adosados lateralmente, con acreción frontal hacia el NE y con carácter de edificios franjeantes (fig. 4). Todo él se apoya sobre una superficie de discontinuidad (*hard ground*) que se desarrolló sobre las facies de plataforma abierta datadas como Oxfordiense medio y superior (ver referencias bibliográficas al respecto). Atendiendo estrictamente a su geometría, es fácil ver como se produce una relación de *down-lap* con el *hard ground* infrayacente y que todo el conjunto arrecifal tiene una neta tendencia al crecimiento lateral frente al vertical (*outbuilding* frente a *upbuilding*), aunque este, como posteriormente se verá, también se manifiesta.

La actividad tectónica que empieza a manifestarse en esta época en la región es uno de los principales condicionantes en la instalación y evolución posterior del complejo arrecifal. El hecho principal y desencadenante es un basculamiento general de la plataforma jurásica hacia el E, provocada por un levantamiento de la Sierra de la Demanda (W de la zona, sector de Canales-Villavelayo) (fig. 2), que llega a producir emersión y erosión de los materiales oxfordienses en dicha área. Dicho levantamiento se manifiesta en pulsos sucesivos a lo largo del desarrollo de la unidad arrecifal.

Los afloramientos más occidentales de la unidad estudiada se sitúan en la zona de Sta. Inés-Canto Hincado. En Sta. Inés aparece una sola secuencia de somerización-llanura de marea, mientras que en Canto Hincado se reconocen facies de *lagoon* abierto, con colonias de corales ramiformes y praderas de briozoos, sobre las que se desarrolla ya el primer edificio bioconstruido, todavía de poca potencia (fig. 2).

En principio, la comunicación con el mar abierto debió de ser marcada, como lo manifiesta la presencia de acumulaciones de braquiópodos en la parte inferior de la secuencia deposicional. Se pueden de hecho considerar como facies primeras en la reanudación de una productividad orgánica alta tras la interrupción que supuso el *hard ground* sobre el que se apoyan. Esta productividad se eleva paulatinamente, formándose una plataforma - *lagoon* muy estrecha, con un edificio arrecifal que funcionó por primera y posiblemente única vez como barrera. Apoyan esta interpretación los siguientes hechos: en primer lugar estas facies protegidas de *lagoon* tienen un escaso y limitado desarrollo areal, además solo se desarrolla una secuencia de somerización en la franja en que se reconocen. Por otro lado, en ningún punto estas facies de *lagoon* progradan sobre los edificios sucesivos del complejo arreci-

fal. Por último, los procesos de diagénesis meteórica son más intensos que en el resto del complejo, lo que indica un mayor tiempo de exposición.

La elevación tectónica de la Demanda continúa de forma que se produce el levantamiento y emersión de los materiales depositados en la primera fase ya descrita. A partir de este momento comenzó a progradar el complejo arrecifal, constituido ya por una serie de arrecifes franjeantes con acreción frontal hacia el NE.

Esta acreción frontal (*outbuilding*) es netamente dominante, pero la observación detallada de la migración de las facies de núcleo dentro de cada edificio arrecifal permite apreciar que existe también una ligera acreción vertical (fig. 5.1).

Durante cada una de estas etapas de maduración del arrecife, se puede observar una zonación en las formas coralinas, en las facies de paso a talud arrecifal aparecen siempre formas aplanadas y sobre ellas crece el nú-

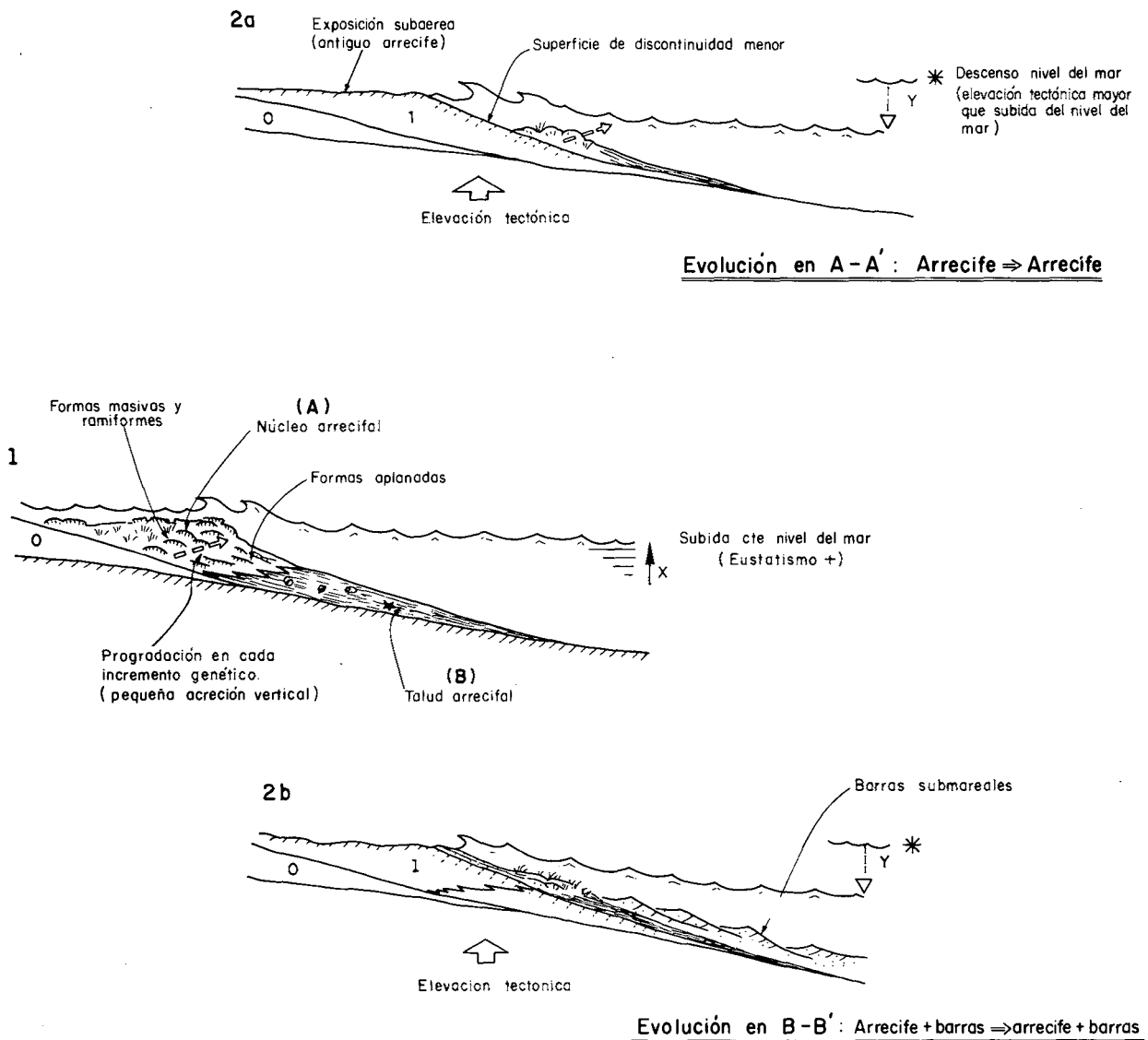


Figura 5.- Modelo de funcionamiento en el complejo arrecifal. Evolución en los cortes A-A' y B-B' de la figura 3.

Figure 5.- Evolutive models of the reefal complex along A-A' and B-B' of Fig. 3.

cleo con profusión de organismos hemiesferoides y masivos. Las formas ramosas más gruesas están generalmente a techo y asociadas a las masivas, las ramosas más finas parecen asociarse a zonas algo más protegidas, más internas (fig. 5.1).

En la parte septentrional del complejo, y por delante de cada edificio bioconstruido, existían asociadas y con indentaciones, barras submareales costeras (fig. 5.2b), calcareníticas y arenosas, dominadas por la acción de las corrientes de deriva litoral, como indican los valores de paleocorrientes, que son hacia el SE (fig. 3). Más hacia el N (en el sector de Luezas-Trevijano), los arrecifes prácticamente han desaparecido (fig. 2), siendo sustituidos casi exclusivamente por estas barras submareales que allí son mucho más terrígenas y menos calcareníticas que las que están directamente asociadas a los arrecifes. Este hecho nos hace pensar que estas corrientes de deriva, además de provocar la migración de las barras costeras, irían produciendo una llegada desde el N de material clástico arenoso hacia los arrecifes.

Los procesos de cementación submarina y la actividad de las algas estromatolíticas azules-verdes, asociadas con organismos incrustantes, jugaron un papel muy importante en la aglutinación del armazón arrecifal. La diagénesis submarina fue importante, resaltando fundamentalmente los procesos de cementación en el fondo marino, que actuarían tanto sobre el mismo arrecife (cementos criptocristalinos peletoidales) como sobre las barras submareales asociadas más al norte (cementos fibrosos relictos; fig. 4. A y B). Al mismo tiempo, en los depósitos calcareníticos que en forma de playas se situarían sobre la costa rocosa correspondiente a un sistema de arrecife costero-barras previo ya emergido y sometido a diagénesis meteórica, se desarrollarían *beach rocks* (fig. 4) cuyo desmantelamiento daría lugar a los fragmentos de éstas, que en forma de litoclastos, se encuentran incorporados a las barras submareales.

Cada uno de los edificios bioconstruidos es posteriormente emergido debido a los sucesivos pulsos de levantamiento de la Sierra de la Demanda, se litifica y pasa a formar parte de una costa rocosa sometida a diagénesis meteórica y sobre la cual se adosa el siguiente edificio (fig. 5., 2a y 2b).

Los cementos de segunda generación (cementos B) desarrollados en las facies de barras submareales se producirían en un ambiente freático de agua dulce, una vez provocada su emersión durante el pulso de levantamiento tectónico siguiente. Conforme fuese incrementándose la extensión de la zona emergida, los pro-

cesos de neomorfismo se generalizarían en todo el complejo.

El funcionamiento progradante del complejo arrecifal estuvo controlado fundamentalmente por factores tectónicos y eustáticos (figs. 5 y 6) que, interrelacionados con una alta productividad biológica, permitieron una velocidad relativamente alta de la acreción frontal del sistema, que puede ser cifrada en valores que al menos oscilan entre 1,5 - 3 m cada 1000 años (sobre un valor mínimo de 4.500 m de progradação durante el Kimmeridgiense inferior).

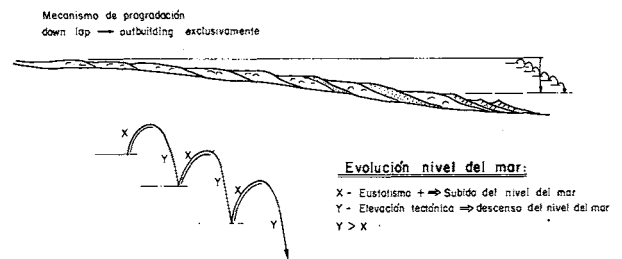


Figura 6.- Mecanismo de progradação en relación con la evolución del nivel del mar.

Figure 6.- Mechanism of progradation related to the sea level changes.

Los pulsos sucesivos de levantamiento tectónico en la zona, premonitores de su total continentalización, fueron los responsables de la emersión paulatina de cada edificio costero ya formado, inhibiendo su desarrollo y convirtiéndolo en costa rocosa (figs. 5 y 6.y). A esto habría que añadir un eustatismo positivo no muy acusado, que favorecía la nueva colonización y desarrollo posterior del siguiente edificio arrecifal y ocasionando la pequeña acreción vertical que se observa (figs. 5 y 6.x). Este eustatismo positivo concuerda con la situación dada por Vail *et al.* (1977) para el Kimmeridgiense. La actividad tectónica supera la tendencia eustática en la zona, de forma que el resultado final es el descenso relativo del nivel del mar durante el desarrollo del sistema deposicional (fig. 6).

BIBLIOGRAFÍA

- BARIA, L.R., STOUT, D.L., HARRIS, P.M., CREVELLO, P.D., 1982: Upper Jurassic Reefs of smackover Fm., United States Gulf Coast. *A.A.P.G. Bull.*, 66 (10): 1449-1482.
- BARTHEL, K.W., 1977: A spur and groove system in Upper Jurassic coral reefs of southern Germany. *3d. Internat. Coral Reef Symp.*, 3 (2): 201-208.
- BATHURST, R.G.C., 1975: *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, New York, 658 p.
- BENKE, K., 1981: Die Dogger-Malm-wende in den NW-Keltiberischen Ketten (Spanien) und angrenzende Gebieten. *Sedimentology, Stratigraphie und Paläogeographie. Facies*, 4: 95-164. Erlangen.
- BENKE, K., DURKOOP, A., ERRENST, CH., MENSINK, H., 1981: Die Korallenkalke im ober-Jura der nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Facies* 4: 27-94, Erlangen.
- BULARD, P.F., 1972: *Les Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la Bourdure du Bassin de l'Ebre (Espagne)*. Thèse doct. Univ. Nice. 702 págs. Niza.
- BUSH, D.A., 1971: Genetic units in delta prospecting. *A.A.P.G. Bull.*, 55: 1137-1154.
- CAMARA, P., DURANTEZ, O., 1982: Mapa geológico de España. Escala 1:50.000 2ª serie, 3 p 2: Villoslada de Cameros. *Madrid, serv. Publ. Ministerio Industria*.
- CONZE, R., ERRENST, CH., MENSINK, H., 1984: Die Ammoniten des Ober-Callovium bis unter-Kimmeridgium in den NW-Keltiberischen Ketten. *Palaeontographica A*, 183: 162-211. Stuttgart.
- DONALDSON, J.A., RICKETTS, B.D., 1979: Beachrock in proterozoic dolostone of the Belcher Islands. Northwest Territories Canada. *Jour. Sed. Petrology*, 49: 1287-1294.
- ERRENST, CH., 1984: Der marine Malm in den nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien). *Z. dt. Geol. Ges.*, 135: 45-55. Hannover.
- FOLK, R.L., 1965: Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In L.C. Pray and R.C. Murray, Ed. *Dolomitization and Limestone Diagenesis: a Symposium. S.E.P.M. Spec. Publ.*, 13, 14-48.
- FRIEDMAN, G.M., AMIEL, A.J., SCHNEIDERMAN, N., 1974: Submarine cementation in reefs: example from the Red Sea. *Jour. Sed. Petrology*, 44: 816-825.
- FRIEDMAN, G.M., 1985: The problem of submarine cement in classifying Reefrock: An experience in frustration. In N. Schneidermann and P.M. Harris (Ed). *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 36: 117-121.
- GINSBURG, R.M., SCHROEDER, R., 1973: Growth and submarine fossilization of algal cup reefs, Bermuda. *Sedimentology*, 20: 575-614.
- GÓMEZ, J.J., GOY, A., 1979: Evolución lateral de las unidades litoestratigráficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 83-93.
- GUIRAUD, M., 1983: *Evolución Tectono-sedimentaire du Bassin wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (NW. Espagne)*. Thèse U.S.T.L. Montpellier, 183 p.
- GUIRAUD, M., SEGURET, M., 1985: A releasing solitary overstep model for the late Jurassic-early Cretaceous (Wealdian) or strike-slip Basin (Northern Spain). In K.T. Biddle and N. Christie-Blick, eds. *Strike - Slip deformation basin formation, and sedimentation*. S.E.P.M. Spec. Publ., 37: 159-175.
- JAMES, N.P., CHOQUETTE, P.W., 1983: Diagenesis limestones The Sea Floor Diagenetic Environment. *Geoscience Canada*, 10: 162-180.
- KENDALL, A.C., TUCKER, M.E., 1973: Radial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate. *Sedimentology*, 20: 365-389.
- KENDALL, A.C., 1985: Radial fibrous calcite: a reappraisal. In: Carbonate cements (N. Scheidemann and P.M. Harris, Eds.). *S.E.P.M., Spec. Publ.*, 36: 59-77.
- LONGMAN, M.W., 1980: Carbonate diagenetic textures from Nears-hore diagenetic environments. *A.A.P.G. Bull.*, 64: 461-487.
- LONGMAN, M.W., 1981: A process approach to recognizing facies of Reefs complexes. *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 30: 9-40.
- MARSHALL, F.F., DAVIS, P.J., 1981: Submarine lithification on windward reef slopes: Capricorn-Bunker Group, southern Great Barrier Reef. *Jour. Sed. Petrology*, 51. pp. 953-960.
- McINTYRE, I.G., 1977: Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panamá. *Jour. Sed. Petrology*, 47: 503-516.
- McINTYRE, I.G., 1985: Submarine cements-The peloidal question. In N. Scheidemann and P.M. Harris, eds. *Carbonate Cements. S.E.P.M. Spec. Publ.*, 36: 109-116.
- MENSINK, H., 1966: Stratigraphie und Paläogeographie des marinen Jura in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Jb.*, 44: 55-102.
- MENSINK, H., SCHUDACK, M., 1982: Caliche, Bodenbildungen und die paläogeographische in den wicklung and der wende mariner Jura/Wealden in der westlichen Sierra de los Cameros (Spanien). *N.Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (1): 49-80. Stuttgart.
- SALOMON, J., 1982: El Cretácico inferior del Cap. 7. Cameros-Castilla. In: *El Cretácico de España*, pp. 345-387. Univ. Complutense de Madrid.
- SCHROEDER, R., 1972: Calcified filaments of an endolithic alga in recent Bermuda reefs. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 16-33.
- SCHUDACK, M., 1984: Die Grenze mariner Jura/Wealden in den nordstlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Z. dt. Geol. Gess.*, 135: 57-65 Hannover.
- STEIGER, T., WURM, D., 1980: Facies pattern of Upper Jurassic platform carbonates (Plassen limestone northern Alps, Styria/Austria). *Facies*, 2: 241-284.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M.JR., THOMSON, S. III. 1977: Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part. 4: Global cycles of relative changes of sea level. In C.E. Payton, ed. *Seismic Stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration. A.A.P.G. Mem.*, 26: 83-98.