

*La sedimentación en una rampa  
carbonatada dominada por tempestades,  
ensayos de correlación de ciclos y eventos  
en la ritmita margo-calcárea  
del Jurásico de Asturias*

M. VALENZUELA, J.C. GARCIA-RAMOS y C. SUAREZ DE CENTI

*Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo.*

RESUMEN

Los sedimentos liásicos (post-Sinemuriense Inferior) de Asturias constan de alternancias rítmicas de margas y calizas, cuya acumulación tuvo lugar en una rampa homoclinal de fondo algo irregular, inclinada probablemente hacia el Norte.

La sucesión, perteneciente en parte a la Fm. Rodiles, consta comúnmente de semiciclos mayores y menores de ralentización y a menudo somerización, con un desarrollo de carácter regional o local según los casos.

Los semiciclos de orden mayor, comprendidos entre varios metros y unas pocas decenas de ellos de espesor, constituyen uno de los rasgos dominantes de la Subunidad Inferior del Mb. Santa Mera (Pliensbachien-se-Toarciense). Entre ellos destaca el del Pliensbachien Superior, que culmina en términos condensados y retrabajados dentro de la zona Spinatum (Lám. Ic). Este episodio somerizante es común a muchas áreas del centro y W de Europa (Francia, Portugal, Inglaterra, Alemania y otras localidades españolas), así como en el N de Africa (Marruecos); parece estar en relación con un proceso generalizado de levantamiento que tuvo lugar durante esta época y que estuvo centrado en el extremo occidental de Europa.

Los semiciclos de orden menor, con un espesor comprendido entre varios dm. y unos pocos metros (Lám. Ia), culminan en términos condensados (*hardgrounds*), y constituyen el rasgo más dominante del Mb. Buerres (Sinemuriense Superior).

Ambos tipos de semiciclos constan a su vez de múltiples microsecuencias granodecrecientes, comprendidas entre varios cm. y unos pocos dm. Muchas de ellas pueden ser correlacionadas dentro de la cuenca a distan-

cias incluso superiores a los 25 Km. (Figs. 2 y 3). Dichas microsecuencias aparecen superpuestas a los ritmos de marga-caliza, y su origen parece estar relacionado con episodios cortos de alta energía (tempestades), separados por otros mucho más largos de acumulación lenta en las zonas *off-shore* de la rampa.

El término principal de *black shales*, que tiene aquí una edad Pliensbachense Superior (zona Margaritatus), constituye la parte inferior de un semiciclo mayor de somerización y ralentización (Fig. 5).

**Palabras clave:** Jurásico, rampa carbonatada, tempestitas, eventos, correlaciones, ciclos.

#### ABSTRACT

Post-Lower Sinemurian Liassic sediments of Asturias (NW Spain) are largely composed of marl-limestone alternations accumulated on a gentle homoclinal ramp having a slightly irregular topography, probably sloped to the N.

The succession (Rodiles Fm.) is subdivisible into repetitive major and minor sedimentation rate lowering and often shallowing upward hemicycles characterized by a regional or local extent.

Major hemicycles, meters to tens of meters thick, constitute a dominant theme of the Pliensbachian-Toarcian (Santa Mera Member). One of these major shallowing upward hemicycles, located in the Upper Pliensbachian, ends in the Spinatum zone (Pl. Ic), where condensation and reworking processes are common. Similar regressive trends of the same age have been recognized in many areas of Central and W Europe (France, Portugal, England, Germany and in other Spanish localities), as well as in the N Africa (Morocco). Shallowing is related here to regional uplift (doming) which was occurring on the western margin of Europe.

Minor hemicycles, dm. to m. thick (Pl.Ia), capped by condensed levels and hardgrounds, constitute the main theme of the Upper Sinemurian Buerres Mb.

Both major and minor hemicycles are composed at a time by stacked fining upward microsequences, cm. to dm. scale. Most of them could be correlated within the same basing as long as 25 Km. (Figs. 2 and 3). These microsequences are superimposed on rhythmic marl-limestone beds. Their origin could be related to short episodes of high energy (storms) alternating with other larger ones of slow accumulation in the offshore ramp.

Black shale of Upper Pliensbachian age (Margaritatus Zone) constitute here the lower part of a major shallowing upward hemicycle (Fig. 5).

**Key words:** Jurassic, carbonate ramp, storm deposits, events, correlations, cycles.

## INTRODUCCION

Una gran parte de los sedimentos liásicos de Asturias se inscriben en un contexto de rampa carbonatada, de fondo algo irregular y dominada por tempestades, que se hace inestable durante el Dogger debido a los movimientos mesokimméricos. La disposición transgresiva de la sedimentación liásica permite observar los diferentes términos de la rampa (probablemente homoclinal en el sentido de Read, 1985), desde proximales a distales, que se superponen unos a otros en la vertical.

Los términos aquí considerados pertenecen a la Fm. Rodiles. Esta última constituye una espesa sucesión rítmica margo- calcárea, que consta a su vez de dos Miembros: uno inferior, de predominio calizo y aspecto noduloso denominado Mb. Buerres (Sinemuriense Sup.), y otro superior, en el que predominan ligeramente las margas, con capas esencialmente plano-paralelas, denominado Mb. Santa Mera (Valenzuela et al., 1985 y 1986; Valenzuela, 1988). Dentro de este último se distinguen a su vez dos subunidades, la Inferior, de edad Sinemuriense Sup. p.p.- Pliensbachiense-Toarciense, y la Superior, que abarca el Aalenense y parte del Bajociense Inferior. Las características de esta última subunidad no se contemplan en este trabajo. El paso entre ambos Miembros es gradual, y la Formación, en conjunto, constituye a su vez parte de un episodio transgresivo más amplio que comienza en el Hettangiense (Fm. Gijón). A lo largo del mismo tiene

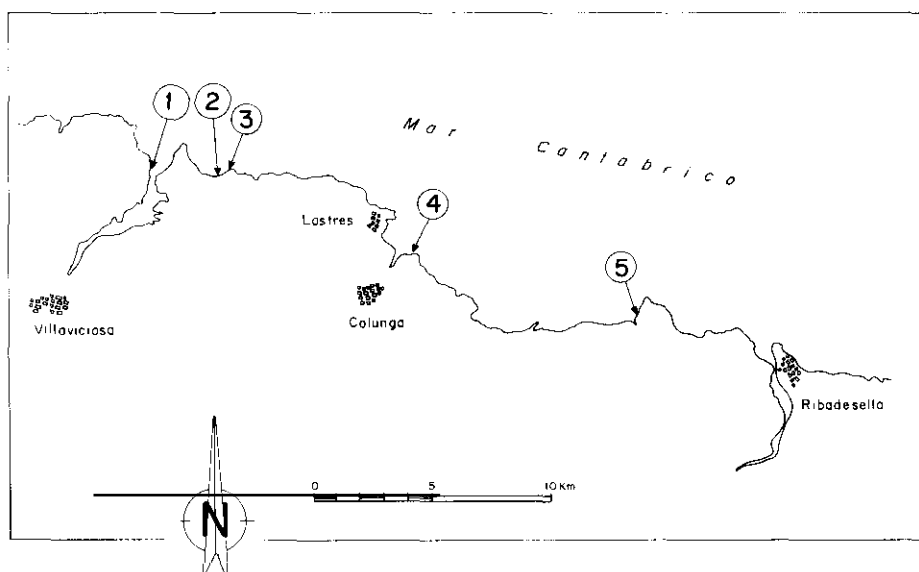


Fig. 1.—Mapa de situación de las secciones estudiadas del Miembro Buerres.

Fig. 1.—Location on the investigated sections of Buerres Mb.

lugar un aumento generalizado de la proporción de margas, así como de la tasa media de sedimentación, aunque tanto una como otra presentan acusadas variaciones internas en horizontal y en vertical.

Algunas áreas más deprimidas de la rampa, la cual debió de presentar una pendiente generalizada hacia el N (en dirección al proto-golfo de Vizcaya), debieron de estar sometidas temporal y localmente a un ligero grado de restricción durante las primeras etapas de evolución (al menos hasta el Toarciense Inferior incluido). Durante el Toarciense Medio y Superior, el fondo de la misma se hace más oxigenado a la vez que se va estableciendo un mayor grado de comunicación con mar abierto. Finalmente, a lo largo del Aalenense y Bajociense Inferior, la plataforma comienza a hacerse inestable debido a causas tectónicas, lo que trae consigo una mayor influencia oceánica así como una acusada irregularidad del fondo, como consecuencia del basculamiento de bloques; todo ello se traduce en la aparición de cambios laterales muy rápidos en los espesores de las sucesiones.

## CICLICIDAD

Existen dentro de la ritmita margo-calcárea diversos semiciclos de ralentización, acompañada a menudo de somerización, de escala (multi-decimétrica a decamétrica) y extensión horizontal variables. La identificación de los mismos facilita el reconocimiento de los procesos hidrodinámicos que afectan a dicha rampa, así como el estudio de su evolución en función de oscilaciones menores, bien de carácter local, regional, o global, en la batimetría.

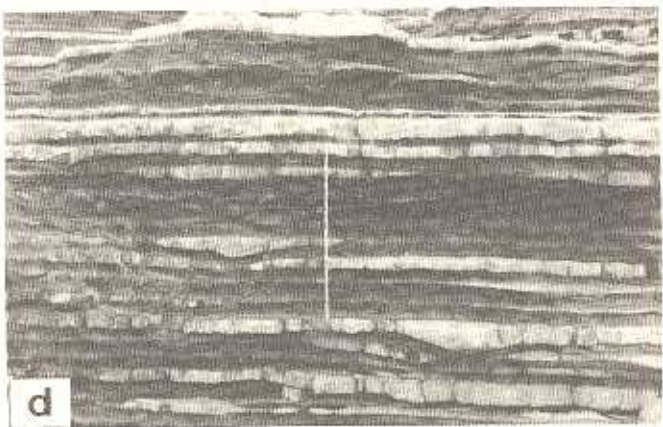
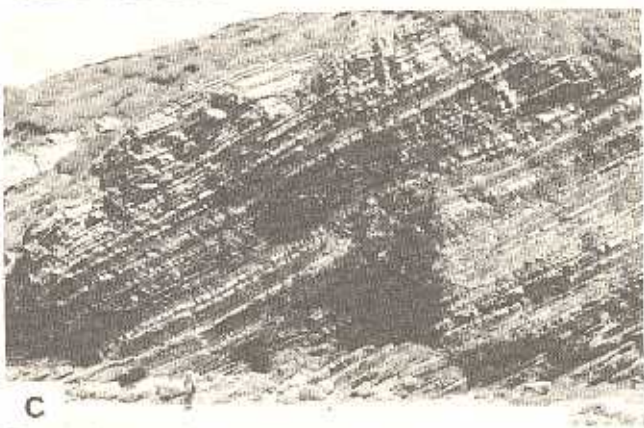
### Semiciclos menores

Entre los semiciclos de menor escala, comprendidos habitualmente entre 50 cm. y 3 m. (Fig. 2; Lám. Ia), se pueden diferenciar algunas variedad-

Lámina I.—Semiciclos menores de ralentización. Sección de Buerres. Mb. Buerres. b) Tempestitas con estratificación cruzada *microhummocky* y ripples de oleaje hacia la parte alta de un semiciclo menor de somerización. Sección de Villar. Mb. Buerres. c) Semiciclo mayor de somerización del Domeriense culminando en la zona Spinatum. Sección de la Playa de Vega. Mb. Santa Mera. d) Capas calcáreas amalgamadas erosivamente y pequeños *scours* aislados (Carixiense). Sección de Punta la Llastra. Mb. Santa Mera.

Plate I.—Minor hemicycles showing sedimentation rate lowering. Buerres section. Buerres Mb. b) Storms beds with *microhummocky* cross-lamination and wave ripples. Upper portion of a minor shallowing upward hemicycle. Villar section. Buerres Mb. c) Major shallowing upward hemicycle (Domerian) culminating into the Spinatum zone. Playa de la Vega section. Santa Mera Mb. d) Erosively amalgamated calcareous beds and small isolated *scours* (Carixian). Punta la Llastra section. Santa Mera Mb.

LAMINA I



des cuyas características y estructura interna vienen controladas por la energía disponible en cada área deposicional, dependiente a su vez de la batimetría relativa (Valenzuela et al., 1985; Valenzuela, 1988).

En algunos de ellos (semiciclos de alta energía), es posible observar el tránsito vertical de tempestitas distales gradadas o con laminación paralela, a proximales (con estratificación cruzada *hummocky* y *swaley* retocadas por *ripples* de oleaje de interferencia, Lám. Ib), pasando por otros términos intermedios. A techo culminan con un *hardground*.

El carácter y asimetría de muchos de estos ciclos recuerda a los *punctuated aggradational cycles* de Goodwing y Anderson (1985), si bien su origen puede ser diferente.

La extensión lateral de muchos de los de orden menor parece ser de ámbito local (varios Km.), a juzgar por los diagramas de correlación elaborados al respecto (Figs. 1, 2 y 4). No obstante, el grado de correlación de los mismos parece estar en función de la batimetría relativa (proporción directa) y de la topografía del fondo de la rampa; en esta última parecen ser determinantes, no sólo su mayor o menor irregularidad, sino también la amplitud de los relieves, tanto positivos como negativos.

Los semiciclos de menor energía estarían ligados al relleno de depresiones relativas locales o de áreas intermedias de la rampa, mientras que los de alta energía se formarían en umbrales o zonas más someras de la misma.

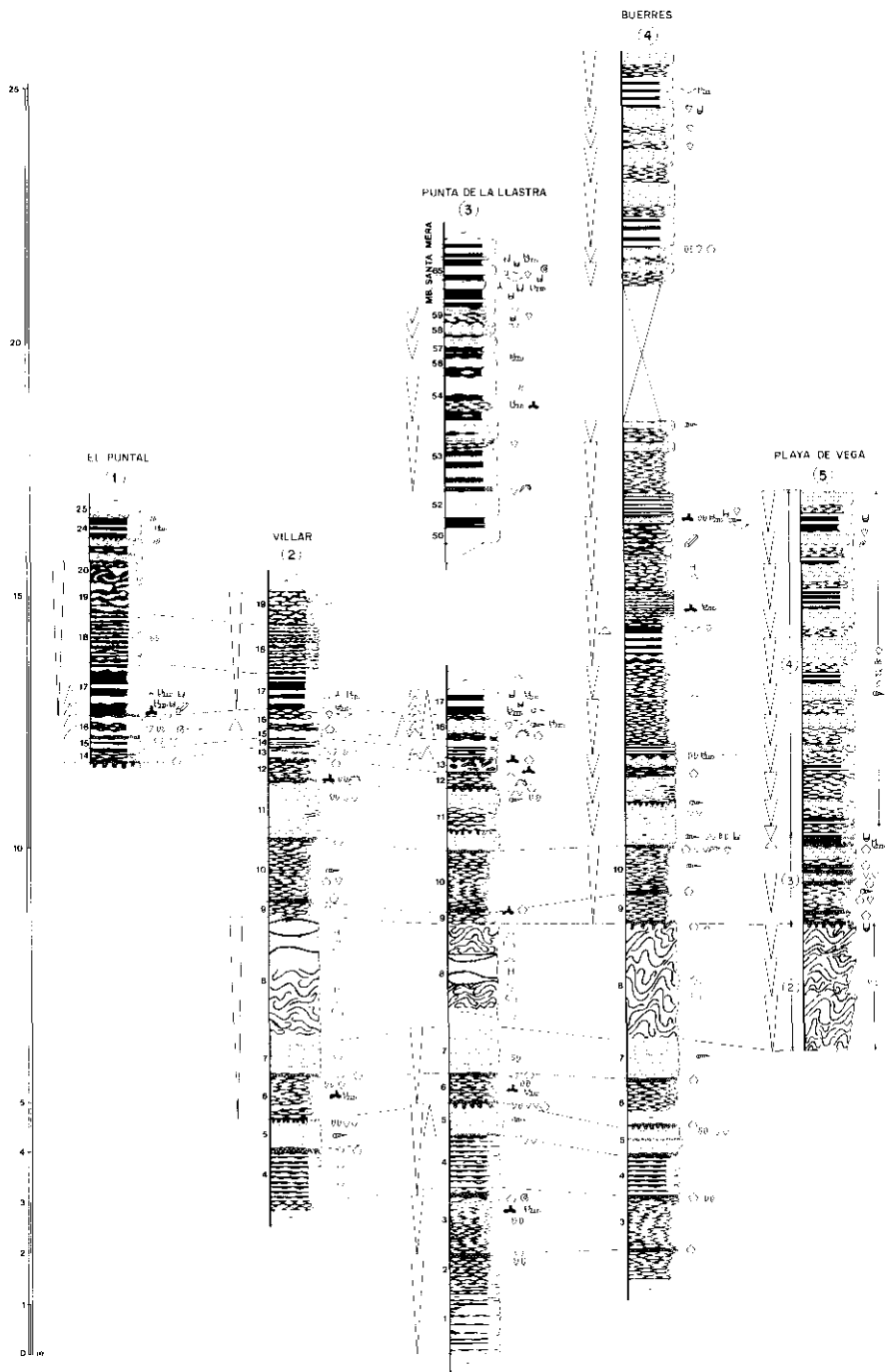
La determinación de su origen está siendo objeto de estudio actualmente por nuestra parte, pero podría estar relacionado con:

1. Actuación de una tectónica distensiva ligera, que produciría sucesivas subsidencias bruscas seguidas de procesos lentos de relleno sobre el fondo ligeramente irregular de la rampa.
2. Movimientos progresivos de ascenso de domos salinos, seguidos de estabilización y aumento final de la profundidad por elevación eustática (transgresión).
3. Rellenos de depresiones amplias de origen erosivo (canales submarinos con una relación anchura/profundidad muy alta), seguidos de colmatación y abandono. Dichas excavaciones canaliformes podrían generarse, por ejemplo, en el fondo de las depresiones entre domos salinos incipientes, suponiendo que la interpretación 2) anterior sea correcta. Estas áreas deprimidas, actuarían en ese caso como pasillos de circulación preferente de corrientes efímeras de alta energía cargadas de sedimentos finos y bioclastos, facilitando el tránsito de material hacia las áreas intermedias y distales de la rampa.

---

Fig. 2.—Esquema de correlación dentro de la Formación Rodiles (Miembro Buerres), Sinemuriense Superior.

Fig. 2.—Correlation logs in the Rodiles Formation (Buerres Member), Upper Sinemurian.



Cualquiera de los tres procesos mencionados, que no son incompatibles entre sí por lo que pueden estar actuando conjuntamente, sería capaz de generar los semiciclos menores de ralentización aquí descritos. El que éstos impliquen o no a su vez una somerización local del fondo, va a depender, en cada caso, de la mayor o menor rapidez de los cambios eustáticos del nivel del mar con respecto a la influencia de la tectónica local. Los datos obtenidos en las correlaciones (Fig. 2) sugieren que esta última es más decisiva que los anteriores por encima del intervalo 8 de las secciones de Villar, Punta de La Llastra o Buerres, y viceversa. Así pues, dentro del Sinemuriense Superior parece tener lugar una acentuación relativa de los fenómenos tectónicos con respecto a los eustáticos, impidiendo a partir de aquí la correlación de semiciclos menores entre secciones distantes 9 Km. o más en dirección E-W; ésta, sin embargo, aún es posible en aquéllas separadas entre sí unos 3 Km.

### Semiciclos mayores

Los semiciclos de escala mayor (plurimétrica a decamétrica) están mejor desarrollados, o al menos son más fáciles de identificar dentro del Mb. Santa Mera de la Fm. Rodiles, cuyo depósito tuvo lugar, por término medio, en un área algo más profunda de la rampa que en el caso de los del Mb. Buerres (Sinemuriense Superior). En su mayoría son lateralmente continuos, al menos a escala local (Asturias), y constan a menudo internamente de otros de orden menor (Valenzuela, 1988).

La parte inferior de aquéllos de mayores dimensiones está formada habitualmente por alternancias gris oscuras a negras de margas y calizas, predominando las primeras; éstas van pasando progresivamente hacia arriba a alternancias de las mismas litologías, pero dominando ya las calizas, que son cada vez más ricas tanto en bioclastos como en fauna entera, están irregularmente estratificadas (aspecto noduloso u ondulante), y presentan frecuentes amalgamaciones erosivas. En estos términos superiores, la asociación de icnofósiles dominante es la formada por *Arenicolites* y *Diplocraterion*. Asimismo, se constata una disminución progresiva de abajo a arriba de los tonos oscuros, que llegan a desaparecer totalmente en los metros superiores (Fig. 5).

En Asturias, a partir de diferentes tipos de observaciones, entre las que se incluye la reducción hacia arriba de los espesores de las zonas de ammonites, se detectan dentro del Pliensbachiense dos grandes semiciclos de somerización y ralentización, que culminan respectivamente en el techo del Carixiense (abarcando aproximadamente las zonas Jamesoni, Ibex y Davoei), y cerca del techo del Domeriense (zonas Margaritatus y parte de la Spinatium). En ambos casos, la tasa de sedimentación disminuye progresivamente hacia la parte alta, a la vez que aumentan en el mismo



sentido los procesos erosivos amalgamados, la proporción de fauna entera y de fragmentos bioclásticos, así como la relación caliza/marga.

Por lo que se refiere al primero de ellos, es interesante constatar que Capote et al. (1982), en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, observan un *hardground* a techo del Carixiense, coincidiendo allí con el límite superior de la Fm. Cuevas Labradas. Dicho *hardground* aparece igualmente en la misma época y Formación dentro de la Cordillera Ibérica Central (Braga et al., 1982). Por otro lado, en la columna estratigráfica de Sequeiros et al. (1978) en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, parece deducirse un ciclo similar al del Carixiense de Asturias, implicando las mismas zonas de ammonites.

Dentro del semiciclo mayor del Carixiense aparecen otros de menor espesor, como el formado por los tramos 8 y 9 de la sección de Playa de Vega, que es correlacionable, dentro de la zona Jamesoni, al menos entre las secciones de Rodiles E, Buerres y Ribadesella (Fig. 3); en este caso el espesor es de poco más de 2 m.

Igualmente, las cuatro capas calcáreas amalgamadas pertenecientes a la zona Ibex, y correlacionables en las secciones de Punta la Llastra (intervalo 71, Lám. Id), Buerres (intervalo 77), Playa de Vega (intervalo 83), y Ribadesella (intervalo 75), corresponden a la parte superior de otro semiciclo de escala menor, en el que es difícil determinar la base (Fig. 3).

El segundo de los semiciclos mayores de somerización abarca casi todo el Domeriense, culminando en un término rico en bioclastos dentro de la zona Spinatum (Valenzuela, 1988), el cual puede ser observado con detalle en los afloramientos de Playa de Vega (Lám. Ic), Lastres, Ribadesella y Playa de Rodiles. Un episodio de somerización similar a éste ha sido descrito profusamente en otras áreas de la Península, tanto en los diferentes sectores de la Cordillera Ibérica como en Portugal, al igual que en el N de Africa, Francia, Alemania y Gran Bretaña. En algunas áreas de Cantabria y N de Palencia (surcos de Saja-Tudanca y de Ramales), este fenómeno somerizante es más difícil de detectar, dado que coincide allí con una zona comparativamente más subsidente.

Así pues, estos semiciclos mayores muestran al menos un carácter regional amplio, especialmente el del Domeriense, el cual parece estar relacionado con un proceso generalizado de abombamiento (*doming*), que culmina con la formación de *horst* y *grabens*; dicho proceso tuvo lugar durante esta época en el W de Europa, previo al comienzo de la apertura del sector central del Atlántico Norte (Bott, 1979; Hallam, 1984).

---

Fig. 3.—Esquema de correlación dentro de la Formación Rodiles (Miembro Santa Mera). Pliensbachense.

Fig. 3.—Correlation logs in the Rodiles Formation (Santa Mera Member). Pliensbachian.



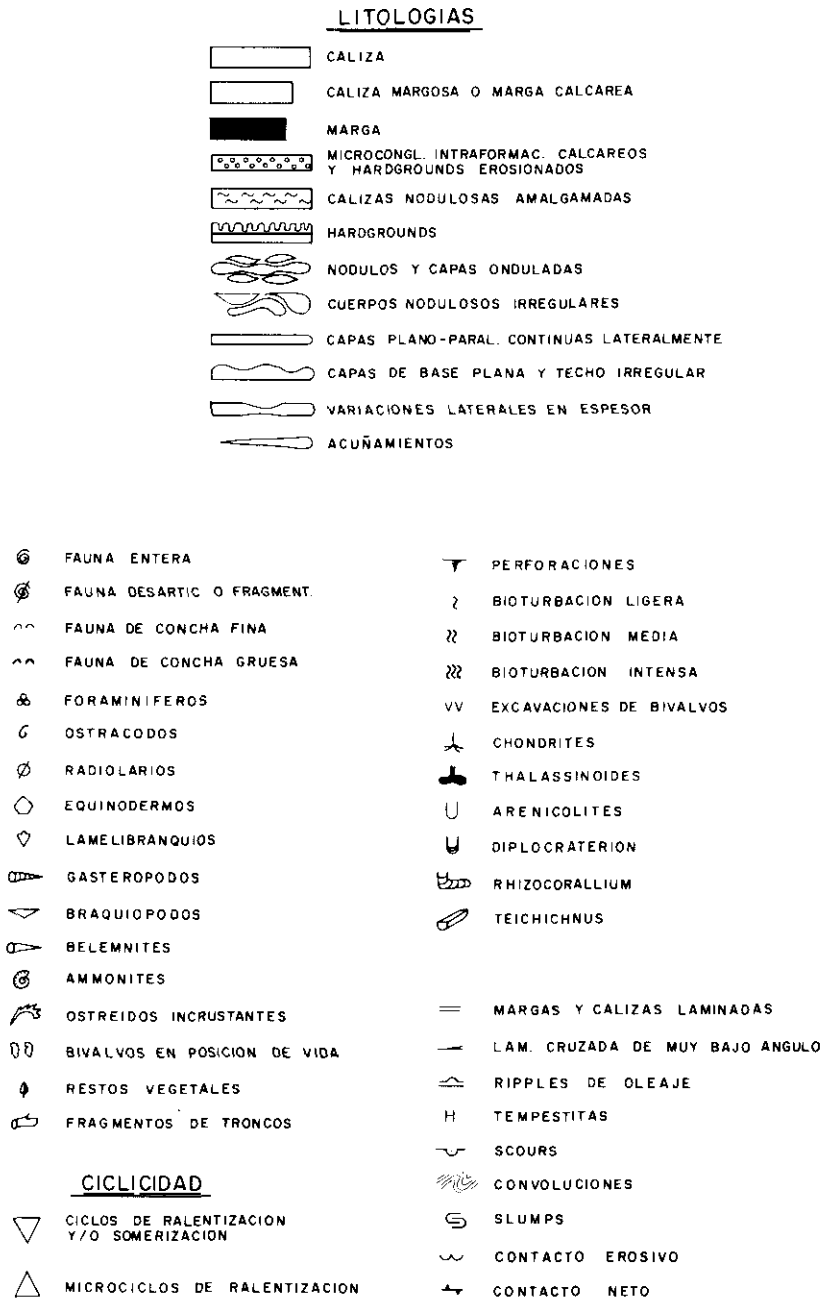


Fig. 4.—Leyenda de la Fm. Rodiles.

Fig. 4.—Legend of the Rodiles Fm.

No obstante, los sedimentos más altos dentro de la zona Spinatum en Asturias parecen mostrar el comienzo de un nuevo término transgresivo de probable influencia eustática, que enlazaría con los depósitos de *black shales* característicos del Toarciense Inferior de buena parte de Europa occidental. El escaso desarrollo de estos últimos en Asturias (ej.: nivel decimétrico dentro de la zona Serpentinus), y su mayor presencia en cambio dentro de parte de la zona Margaritatus del Pliensbachiense, así como los importantes cambios que tienen lugar con respecto a áreas vecinas como las del S de Cantabria y N de Palencia, prueban la influencia dominante de la tectónica local y regional en la distribución, tanto de los ciclos, como de los episodios de *black shales*.

### MICROSECUENCIAS Y RITMOS DE MARGA-CALIZA

Cada uno de los semiciclos mayores o menores consta a su vez de múltiples microsecuencias granodecrecientes, con un espesor comprendido entre varios centímetros y unos pocos decímetros. La superposición vertical de estas últimas sobre el fondo de la rampa, es el resultado de acumulaciones rápidas de sedimentos durante episodios cortos de alta energía (tempestades), alternando con períodos largos de sedimentación lenta (Valenzuela et al., 1985; Valenzuela, 1988).

En realidad, cada uno de estos ritmos marga-caliza podría deberse en principio a cambios, cíclicos o periódicos, de diferente origen (perioditas), o bien a eventos instantáneos de carácter esporádico, como tempestitas, turbiditas, etc.

Muchos de los autores que defienden un origen periódico de este tipo de alternancias, invocan la presencia de oscilaciones rítmicas de carácter climático (ciclos de Milankovitch), motivadas por variaciones en los parámetros orbitales de la tierra. No obstante existen, como en el presente caso, interpretaciones alternativas que pueden explicar también satisfactoriamente este tipo de acumulaciones rítmicas.

Además, en áreas someras de rampas y plataformas directamente expuestas a la acción de eventos extraordinarios, que generan depósitos con elevada capacidad de conservación dentro del registro sedimentario (ej.: tempestades en sentido amplio), la detección de fenómenos «ordinarios» con distintas periodicidades, como es el caso de los de influencia orbital, se hará sumamente difícil y sólo será posible si se es capaz de discriminar claramente los anteriores. Por otro lado, el alto potencial erosivo de los fenómenos tempestíticos sobre el sedimento del fondo, tiende a eliminar parcial o totalmente muchos de los términos de aguas tranquilas acumulados con anterioridad.

Se deduce de aquí, que los ciclos de Milankovitch sólo deberían de reconocerse con facilidad en aquellas sucesiones de carácter netamente pelágico o hemipelágico que no hayan sido afectadas prácticamente por

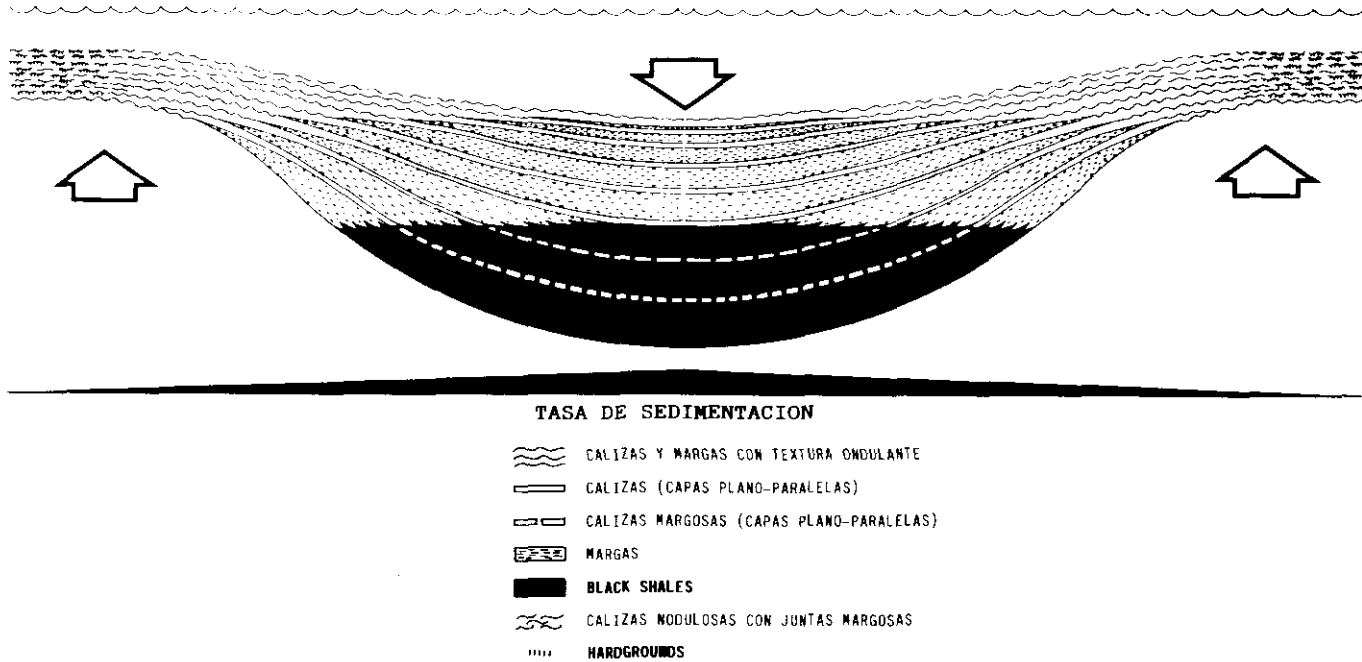


Fig. 5.—Control de la topografía de la rampa en la distribución de las facies en la Formación Rodiles. Ejemplo de depresión local compensada gradualmente por relleno, y semiciclo de somerización y ralentización resultante.

Fig. 5.—Ramp topography as control of the facies distribution (Rodiles Formation). Example of local gradually infilled hollow exhibiting a shallowing upward and sedimentation rate lowering hemicycle.

eventos aperiódicos, como podría ocurrir por ejemplo en algunos ambientes lacustres estables, umbrales y mesetas submarinas con sedimentación pelágica, algunas llanuras abisales, etc.

De todas formas, tanto si las alternancias que se generan son de origen cíclico como estocástico, quedan a menudo modificadas en mayor o menor grado, como ocurre en nuestro caso, por procesos secundarios o diagenéticos que dificultan su interpretación.

A su vez, estos fenómenos diagenéticos tienden habitualmente a exagerar las oscilaciones primarias o deposicionales de los ritmos en cuanto al contenido en carbonatos, generando lo que Ricken (1986) denomina «estratificación diagenética» (*diagenetic bedding*). Como consecuencia de procesos de disolución de carbonato en unos puntos, y la consiguiente precipitación en otros, la ritmicidad final se hace mucho más pronunciada de lo que era en un principio.

Los tres parámetros fundamentales que están relacionados entre sí, y que van a controlar la formación de estas alternancias son: la compactación, la porosidad del sedimento, y el contenido inicial en carbonato. Estos dependerán a su vez de otras variables, como tasa de sedimentación, tamaño de grano de las partículas, energía hidráulica, batimetría, productividad orgánica, etc.

No obstante, estas bandas de disolución y de cementación no coinciden exactamente con los límites de las capas de marga y caliza en los afloramientos tal como los vemos en la actualidad.

De acuerdo con Ricken (1986), el que se desarrolle finalmente una capa con una u otra de estas dos litologías, depende de que el contenido en carbonato quede por encima o por debajo del denominado «límite de meteorización», que oscila por término medio entre el 70 y el 90% de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , dependiendo de diversas variables, como el clima reinante, la pendiente del afloramiento, el tiempo de exposición a la intemperie, etc. Así, aquellos niveles con un contenido en carbonato por encima del «límite de meteorización» dan lugar a capas de caliza, mientras que los que contienen una proporción inferior a dicho baremo generan capas de marga.

La diagénesis da lugar a un número final de capas de caliza muy inferior al de oscilaciones primarias en cuanto al contenido en carbonato. Por lo tanto, sólo algunos de estos niveles enriquecidos inicialmente en  $\text{CO}_3\text{Ca}$  quedan resaltados durante las etapas diagenéticas más tardías, dando lugar a un estrato calizo por meteorización (Fig. 6).

Por otra parte, alguna de las capas de caliza generadas como consecuencia de eventos (en nuestro caso de origen tempestítico) pueden representar niveles lateralmente continuos, o bien pequeñas depresiones aisladas (*scours*), de base erosiva plana o convexa respectivamente (Lám. Id), que sufren a menudo una cementación carbonatada preferente. Esta última se extiende incluso con frecuencia varios centímetros por debajo de la superficie basal de dichas tempestitas, constituyendo las denominadas

«subcapas» o *underbeds* (Eder, 1982; Ricken, 1986). Así pues, los límites de los estratos de caliza que se observan en los afloramientos actuales, no coinciden a menudo exactamente con los de las microsecuencias deposicionales primarias, aunque tienden a mantener su misma disposición estratiforme (Fig. 6). Lo más frecuente, sin embargo, en estas sucesiones rítmicas del Jurásico de Asturias, es que la capa de caliza finalmente resultante coincida a grandes rasgos con el episodio intertempestítico, de origen pelágico o hemipelágico, que se caracteriza por presentar un tamaño de grano mucho más fino, una bioturbación intensa, y un enriquecimiento primario en carbonato que sirve de aglutinante para la cementación posterior.

Parece que en general en Asturias la relación caliza/marga aumenta hacia las zonas más someras de la rampa (coincidiendo además allí con una menor tasa de acumulación de sedimentos), y disminuye en las relativamente más profundas de la misma (que tienen a su vez una tasa de sedimentación mayor). Por el contrario, tanto la continuidad lateral como la regularidad de las capas calcáreas, se hacen cada vez mayores hacia las áreas relativamente más profundas de la rampa, en donde la tasa media de sedimentación es también más elevada (Fig. 5). Dentro de estas últimas, se incluyen no solamente las situadas en la parte más externa del sistema, de acuerdo con la pendiente deposicional generalizada, sino también aquellas más proximales y de carácter local (ej.: depresiones entre domos salinos incipientes, fondos de canales amplios, etc.).

Por consiguiente, tanto los intervalos rítmicos con disposición plano-paralela, como aquéllos con textura nodulosa, parecen estar controlados en una buena parte de los casos por cambios o irregularidades en el sedimento, tanto texturales (físicos u orgánicos), como litológicos, que fueron luego exagerados y desvirtuados en diferente grado de intensidad por procesos diagenéticos.

Así, cuando estos cambios están controlados principalmente por sucesivas descargas de materiales, que dan lugar a cuerpos delgados lateralmente continuos y de espesor uniforme con base erosiva plana (eventos tempestíticos distales), separados por largas etapas de acumulación pelágica o hemipelágica, se originan términos margo-calcáreos rítmicos con disposición plano-paralela (Figs. 3 y 6). Son especialmente frecuentes, aunque no exclusivos, en depresiones o bien en áreas intermedias a distales de la rampa. La relación caliza/marga suele ser aquí baja.

Por el contrario, si dichos cambios son lateralmente rápidos en distancias muy cortas, debido a diversos factores, se forman como producto final de la diagénesis términos margo-calcáreos con estructura ondulante o nodulosa. Estos últimos, son especialmente frecuentes en umbrales y zonas someras con un cierto grado de agitación dentro de la rampa. La relación caliza/marga suele ser aquí intermedia o alta (Fig. 2; Lám. 1a).

Como hemos podido deducir, a partir de las variaciones en el ambiente

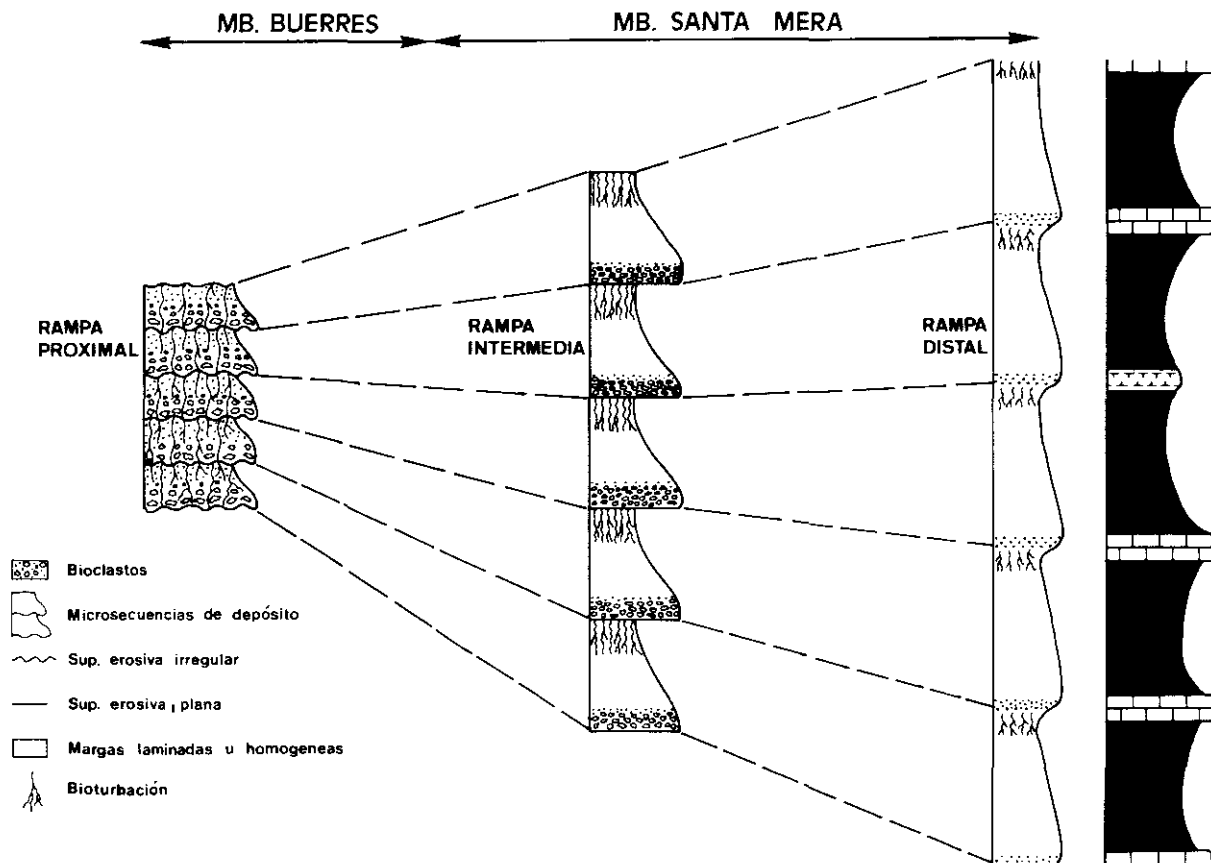


Fig. 6.—Evolución lateral de las microsecuencias granodecrecientes y serie rítmica resultante.

Fig. 6.—Lateral evolution of the fining upward microsequences and final rhythmic succession.



de depósito y de las correlaciones capa a capa de estratos calizos, estas últimas alcanzan el máximo valor dentro de áreas intermedias de la rampa con batimetría más o menos similar. Suponiendo una pendiente de inclinación no uniforme, como la aquí estudiada, la correlación será óptima entre aquellas secciones dispuestas a lo largo de la línea curva que dibuja la intersección de un plano horizontal con dicha pendiente. En los casos más favorables, se han podido prolongar aquí algunas de estas capas a distancias de más de 25 Km. (Fig. 3).

No obstante, dentro del Mb. Buerres (Sinemuriense Superior) se reconoce un intervalo guía de unos 2 m. de espesor medio con abundantes estructuras de deformación (tramo 2 de la sección de Playa de Vega), que es correlacionable a lo largo de al menos 45 Km. en línea recta, entre los afloramientos jurásicos más extremos de la costa asturiana (Figs. 1 y 2). Su origen podría estar en relación con fenómenos de oleaje de gran intensidad actuando sobre un área muy somera de la rampa, con momentos de ligera inestabilidad tectónica de la misma, o con ambos actuando simultáneamente según una relación causa-efecto.

Hacia las zonas relativamente más profundas de dicha rampa (términos distales o depresiones), las capas de caliza van perdiendo importancia de forma gradual a expensas de las margas, hasta llegar a desaparecer o hacerse más margosas y de tonalidades negruzcas (intervalos de *black shales*). Por el contrario, hacia las áreas más someras (umbrales o zonas proximales), la correlación se hace más difícil debido a factores tales como incremento de la nodulosidad, amalgamaciones, o aumento del grado de modificación diagenética, que dificultan en conjunto la observación de las estructuras de carácter primario o deposicional (Fig. 5).

## CONCLUSIONES

Los estudios de correlación efectuados en base a semiciclos de orden menor y mayor comprendidos entre 50 cm. y varias decenas de metros, dentro del Jurásico de Asturias, sugieren que los procesos tectónicos, tanto a escala regional como local, juegan un papel predominante en su desarrollo, sobreponiéndose en gran parte de los casos a los efectos debidos a los cambios eustáticos del nivel del mar.

Destaca especialmente, por su importancia, el semiciclo mayor del Domeriense que culmina dentro de la zona Spinatum. Representa un episodio de somerización común a buena parte del occidente de Europa, que está asociado a un proceso de abombamiento (*doming*) que culmina con la formación de *horst* y *grabens*.

Los ensayos de correlación muestran, asimismo, que el origen de algunos de los términos de *black shales* está relacionado, en buena parte, con la acumulación de depósitos lutítico-margosos ricos en materia orgánica en

pequeñas depresiones locales semicerradas, no necesariamente profundas, de control tectónico y con una deficiente comunicación con el mar abierto.

Las microsecuencias, que alcanzan siempre espesores de orden igual o inferior al de los ritmos de caliza-marga, representan la superposición alternante de eventos tempestíticos distales y de sedimentación pelágica bajo condiciones de aguas tranquilas.

La aplicación de los ciclos de Milankovitch a sucesiones de origen, estructura, y ambiente deposicional similares a los de éstas, presenta necesariamente muchas dificultades derivadas, por un lado de la actuación común de procesos no periódicos de alta energía sobre la rampa, y por otro, de la sobreimposición de fenómenos diagenéticos y de meteorización importantes. Además, los ritmos de caliza-marga que se conservan actualmente en los afloramientos reflejan, en la mayoría de los casos, variaciones diagenéticas, no necesariamente periódicas, de rango temporal superior a la de los procesos deposicionales primarios, por lo que los intentos de asimilación de los ritmos a ciclos orbitales de corto período no parecen tener mucho sentido.

## AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer las sugerencias aportadas por los revisores anónimos y el editor, que han permitido clarificar las ideas expuestas en el manuscrito original.

## BIBLIOGRAFIA

- BOTT, M.H.P. (1979).-Subsidence mechanisms at passive continental margins. *AAPG Mem.* 29, 3-9.
- BRAGA, J.C., COMAS, M.J., GOY, A. y RIVAS, P. (1982).- Comparaciones faunísticas y correlaciones en el Pliensbachiense de la Zona Subbética y Cordillera Ibérica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 80, 221-244.
- CAPOTE, R., DIAZ, M., GABALDON, V., GOMEZ, J.J., SANCHEZ DE LA TORRE, L., RUIZ, P., ROSELL, J., SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982).- Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 2 v., 390 p.
- EDER, W. (1982).- Diagenetic redistribution of carbonate, a process in forming limestone-marl alternations (Devonian and Carboniferous, Rheinisches Schiefergebirge, W Germany). En: EINSELE, G. y SEILACHER, A. (Eds.), *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, Berlin, 98-112.
- GOODWIN, P.W. y ANDERSON, E.J. (1985).- Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, 93 (5), 515-533.
- HALLAM, A. (1984).- Pre-Quaternary sea-level changes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12, 205-243.

- READ, J.F. (1985).- Carbonate platform facies models. *AAPG Bull.*, 69 (1), 1-21.
- RICKEN, W. (1986).- Diagenetic bedding. A model for marl- limestone alternations. *Lecture Notes in Earth Sci.*, 6, Springer-Verlag, Berlin, 210 p.
- SEQUEIROS, L., COLERA, I., VALENZUELA, M. y SANCHEZ I. (1978).- Bioestratigrafía del Jurásico (Lías y Dogger en el sector Belchite-Almonacid de la Cuba (provincia de Zaragoza, Cord. Ibérica). *Estudios geol.*, 34, 293-298.
- VALENZUELA, M. (1988).- Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía del Jurásico de Asturias. Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo, 2 v., 748 p., 326 lám.
- VALENZUELA, M., GARCIA-RAMOS, J. C., GONZALEZ LASTRA, J. y SUAREZ DE CENTI, C. (1985).- Sedimentación cíclica margo-calcárea de plataforma en el Lías de Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 45-52.
- VALENZUELA, M., GARCIA-RAMOS, J. C. y SUAREZ DE CENTI, C. (1986).- The Jurassic sedimentation in Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 16, 121-132.

Recibido 13 marzo 1989

Aceptado 27 junio 1989