Evolución sedimentológica y paleogeográfica de la formación Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio) en la zona entre Visuña y Piedrafita do Caurel (Lugo, NO de España)

A. RUSSO y T. BECHSTÄDT

Geolog.- Paläontolog. Institut, INF 234 - 69120 Heidelberg, Germany

Resumen: Dos medios distintos de sedimentación han sido reconocidos para los Miembros Inferior y Medio de la Formación Vegadeo aflorantes entre el pueblo de Visuña y el puerto de Piedrafita do Caurel. Dentro del Miembro Inferior se han reconocido dos *ooid shoal belts*, depositados sucesivamente y separados por sedimentos siliciclásticos. En el segundo se ha encontrado un montículo formado por calcimicróbios y arqueociatos. Estas barreras, depositadas en la zona marginal de una rampa o de una plataforma, indicarían la existencia de una cuenca hacia Galicia. La transición entre rampa/plataforma y la cuenca estaría representada por la falla de Vivero, probablemente ya activa en el Cámbrico. Durante la deposicion del Miembro Medio la barrera oolítica progradaría en dirección Oeste, formandose en el área investigada un medio de sedimentación de tipo *tidal flat* con frequentes apportes de *grainstones* desde la no muy lejana barrera. La ausencia de sedimentación en esta zona del Miembro Superior de la Formación Vegadeo indicaría un repentino hundimiento de la plataforma, relacionado con una fase de tectónica distensiva y un levantamiento eustático del mar al principio del Cámbrico Medio. Ejemplos de esta actividad tectono–eustática son conocidos en todo el margen Norte del Gondwana.

Palabras clave: Zona Asturoccidental-Leonesa, Fm., Vegadeo, Cámbrico Inferior-Medio, barrera oolítica, arqueociatos, *tidal flat*.

Abstract: Two different sedimentary environments have been recognized throughout the Vegadeo Formation outcropping between the Visuña village and the Piedrafita do Caurel pass. The Lower Mbr. of this Fm. is characterized by two different ooid shoal belts, separated by terrigenous inputs. The first belt can be followed from the village of Villarrubín to Visuña and the second belt, overlying the former, from Villarrubín until Piedrafita do Caurel pass. Some oncolitic-archeocyathan levels and a calcimicrobial- archeocyathan mound have been found in the back of the ooid shoal, a more protected environment. These two ooid shoal belts, deposited in an external part of a distally steepened ramp, pass westward to a basin where the only sediments possibly consist of the Ollo de Sapo Fm. The transition between the ramp environment and the basin is marked by the Vivero fault, possibly active already during the Cambrian. In the Visuña area a level of fossiliferous flaser limestones marks a local short termed relative subsidence of the shoal belt and terminates the lower member. Soon thereafter (Middle Mbr. of Vegadeo Fm.) the oolitic barrier progrades westwards and in the investigated area a sedimentation typical of tidal flats begins, characterized by microbial mats with birds eyes and pseudomorphs of sulphates. From time to time the typical tidal flat sedimentation is interrupted by the sudden input of reworked grainstones derived from the prograding barrier. Evidence of a clear drowning phase at the Middle Cambrian boundary, present in almost all of northern Gondwana, is given by fossiliferous, often echinoderm-rich nodular to flaser limestones. These sediments are also present elsewhere in the West Asturian-Leonese zone (= Upper Mbr. of the Vegado Fm.). In the area of investigation, shallow water sediments of the Vegadeo are immediately overlain by the probably deeper water siltstones and shales of the Los Cabos series. This is interpreted as being due to a local area of even stronger subsidence, caused by distinct tensional tectonics. The input of the incoming Los Cabos clastics was therefore attracted by this local depression.

Key words: West Asturian-Leonese zone, Vegadeo Fm., Lower-Middle Cambrian, ooid shoal belt, archeocyathans, *tidal flat*.

Russo, A. y Bechstädt, T. (1994): Evolución sedimentológica y paleogeográfica de la Formación Vegadeo (Cámbrico inferior-medio) en la zona entre Visuña y Piedrafita do Caurel (Lugo, NO de España). *Rev. Geol. España*, 7 (3-4): 299-310.

Al finalizar el año 1991 comenzamos un trabajo de investigación de cáracter sedimentológico sobre la Formación Vegadeo en toda la Zona Asturoccidental-Leo-

nesa de la Cadena Varisca (NO de España). El objeto de esta investigación es el reconocimiento de las facies sedimentarias de la Formación Vegadeo, con el fin de re-

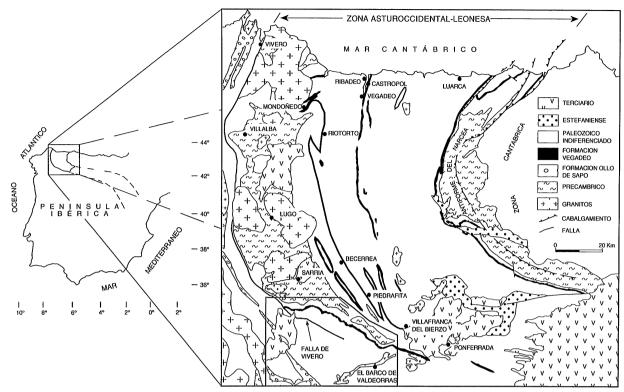


Figura 1.- Mapa geológico de la Zona Asturoccidental-Leonesa (basado en Debrenne y Zamarreño, 1975, modificado) mostrando los afloramientos de la Fm. Vegadeo. En el recuadro puede verse el área investigada.

construir la evolución del medio sedimentario durante el Cámbrico Inferior-Medio. La metodología utilizada en este tipo de trabajo ha sido el levantamiento sistemático de columnas estratigráficas en aquellas zonas donde el grado de recristallización de las calizas no era muy intenso, permitiendo así el reconocimiento de las estructuras sedimentarias y de su medio deposicional.

En este trabajo se presentan los resultatos obtenidos en la región entre Visuña y Piedrafita do Caurel, donde en el Miembro Inferior de la Fm. Vegadeo fueron encontrados por primera vez facies de oolitos, oncolitos y arqueociatos que aportaron nuevos datos sobre la paleogeografía de esta zona durante el Cámbrico Inferior.

Marco geológico y conocimientos previos

La Formación Vegadeo aflora a todo lo largo de la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) de la Cadena Varisca (Fig. 1), cuyo límite Este lo constituye el Antiforme del Narcea y el Oeste la falla de Vivero y el sinclinal de Sil-Truchas, tal y como fueron definidos por varios autores (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972; Martínez-Catalán, 1985; Pérez-Estaún et al., 1990; Martínez-Catalán et al., 1992). Esta zona, en base a las variaciones estratigráficas de la sequencia Cambro-Ordovícica, ha sido dividida en tres dominios: Dominio de Navia y Alto Sil, Dominio de Mondoñedo y Dominio de Caurel-Truchas (Marcos, 1973).

La Formación Vegadeo, definida por primera vez por Barrois (1877, 1882), está formada por calizas y dolomías que pasan gradualmente a la infrayacente Serie de Cándana mediante las Capas de Transición, una alternan-

cia de sedimentos carbonatados y siliciclásticos, definidas como formación por Lotze (1957). Esta formación ha sido incluida en la Serie de Cándana (Crimes *et al.*, 1977; Pérez-Estaún *et al.*, 1990), ó en la Formación Vegadeo (Dozy, 1983a,b; Zamarreño *et al.*, 1975; Zamarreño y Perejón, 1976; Zamarreño, 1978).

Hasta ahora, los estudios de cáracter sedimentológico sobre la Caliza de Vegadeo son totalmente insuficientes para una reconstrucción completa del medio sedimentario. Los únicos trabajos sedimentológicos fueron los realizados por Zamarreño *et al.* (1975) y Zamarreño y Perejón (1976), que dividieron la Formación Vegadeo, en los cortes de Piedrafita del Cebreiro y de el Sufreiral, en tres miembros denominatos V1, V2 y V3.

El Miembro Inferior (V1), correspondiente a las Capas de Transición de Lotze, está formado por una alternancia de rocas siliciclásticas, calizas y dolomías. Los niveles de calizas presentan facies oolíticas o nodulosas, con restos de arqueociatos correspondientes a los géneros Afiacyathus, A. alloiteaui, Coscinocyathus, C. calathus, Anthomorpha, A. immanis, A. sisovae, A. rata, Dictyocyathus, Protopharetra, P. bigoti, P. grandicaveata, Pycnoidocyathus, P. erbiensis, P. sekwiensis. Esta asociación faunística da una edad para el Miembro Inferior de la Fm. Vegadeo entre el Atdabaniano y el Botomiano (Debrenne y Zamarreño, 1975; Zamarreño y Perejón, 1976). El medio sedimentario es considerado por los autores de tipo somero y siempre cubierto de agua.

El Miembro Medio (V2), formado por dolomías y calizas caracterizadas por mallas de algas, *birds eyes* y laminaciones inorgánicas, es típico de un ambiente de tipo *tidal flat*.

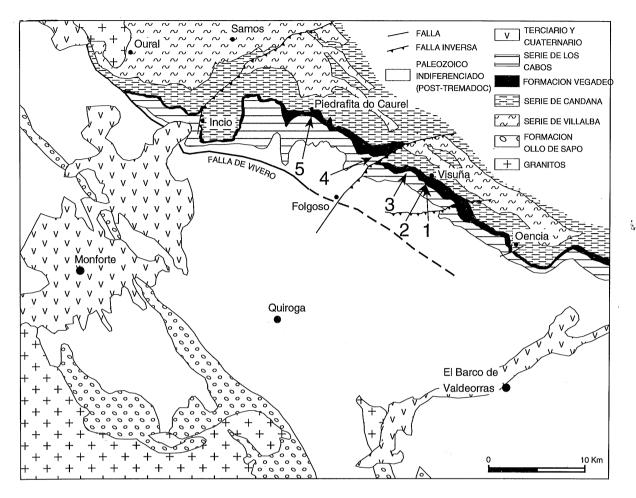


Figura 2.- Mapa geológico del área investigada (basada en Martínez-Catalán et al., 1992, modificado). 1-5 localidades donde se han levantado las columnas estratigráficas representadas en la Fig. 3.

El Miembro Superior (V3) se caracteriza por una sedimentación nerítica, con la deposición de una caliza fosilífera que contiene restos de equinodermos y de trilobites de edad Cámbrico Medio (Sdzuy, 1968; Zamarreño *et al.*, 1975).

Estos sedimentos cámbricos han sufrido durante la orogénesis hercinica una fuerte deformación junto a un metamorfismo esencialmente sincinemático (Capdevila, 1969), que en la zona investigada llega hasta la zona de la biotita (Suárez *et al.*, 1990). De consecuencia los carbonatos de la Formación Vegadeo presentan un grado de recristallización muy fuerte, al cual se asocia tal vez una dolomitización epigenetica post—ercinica, que muchas veces impiden el reconocimiento de las estructuras sedimentarias cámbricas, poniendo muchos problemas por un estudio sedimentologico de las Calizas de Vegadeo en esta zona.

Análisis sedimentológico

En este capítulo se describen algunas de las columnas estratigráficas de la Fm. Vegadeo, levantadas entre las zonas de Visuña y Piedrafita do Caurel (Fig. 2), habiendose seguido la división en miembros propuesta por Zamarreño *et al.* (1975) y Zamarreño & Perejon (1976).

Descripcion de las fácies carbonatadas

Visuña (Fig. 3,1): Al Oeste de este pueblo los carbonatos de Vegadeo se apoyan concordantemente sobre la Serie de Cándana, que está formada por pizarras de grano muy fino que dan paso a las Calizas de Vegadeo mediante un par de metros de una arenisca calcárea.

Los primeros 33 metros del Miembro Inferior están formados por una caliza blanca que presenta un alto grado de recristalización, conteniendo láminas milimétricas de micas más abundantes en los primeros dos metros. Las únicas estructuras sedimentarias visibles en la base de este tramo están constituidas por algunos oncoides que han sido preservados de la recristalización al haber sufrido una dolomitización epigenética. Los siguientes 33 metros están formados por niveles de potencia métrica de grainstones oolíticos que, localmente, presentan estratificaciones cruzadas de muy bajo ángulo, separados por bancos de caliza blanca recristalizada y por dos niveles oncolíticos (Fig. 4A), con los oncoides parcialmente dolomitizados, y con algunos microbial mats interestratificados entre los oncoides. Estos niveles tal vez se presentan de manera discontinua en forma de lentejónes. En la parte superior de dos de los lentejones oncolíticos se han encontrado algunos arqueociatos en posición de vida

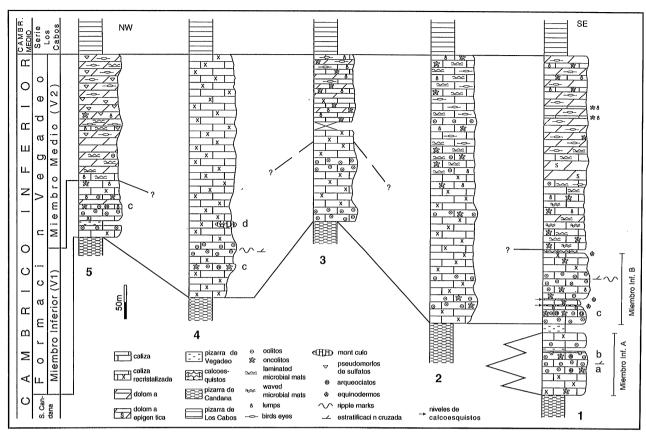


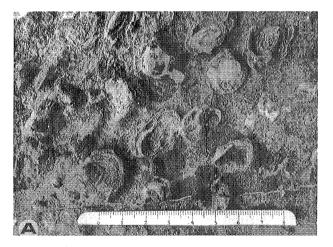
Figura 3.- Columnas estratigráficas de los carbonatos de la Fm. Vegadeo levantadas en las siguientes localidades: 1) Visuña; 2) Ceramo; 3) Moreda; 4) Castillo Carredo; 5) Piedrafita do Caurel.

(niveles a y b) (Fig. 4B). Los siguientes 30 metros están constituidos por una alternancia de calizas con *grainstones* oolíticos que presentan dos intercalaciones siliciclásticas.

Este tramo carbonatado, que aquí definiremos como Miembro Inferior A, con una potencia en esta zona de 96 metros, se extiende probablemente sólo entre los pueblos de Visuña y de Villarrubín; en esta última localidad, la intensa recristalización y dolomitización epigenética que afecta a las calizas no permite un buen reconocimiento de las fácies, por lo que esta zona no ha sido incluida en la presente discusión.

Siguiendo los afloramientos de la Fm. Vegadeo en

dirección NO, se observa que en la proximidad del pueblo de Céramo el tramo A pasa lateralmente a pizarras de la Serie de Cándana. Por encima del segundo nivel siliciclástico que interrumpe la deposición del Miembro Inf. A empieza una nueva sedimentación de tipo carbonatado que, a diferencia de la precedente, se presenta en toda el área investigada. La caliza de este segundo tramo, que definiremos como Miembro Inferior B, con una potencia de 106 metros, está formada por niveles de *grainstones* oolíticos y/o oncolíticos, con oncoides centimétricos, y subordinados *algal lumps*, interrumpidos solamente hacia su base por dos niveles, con potencia inferior al me-



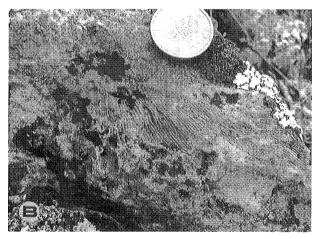


Figura 4.- Ejemplos de las facies de los niveles formados por oncolíticos y arqueociatos en el Miembro Inferior A de la Fm. Vegadeo en el corte de Visuña: A) oncolitos del nivel a; B) arqueociato del nivel b.

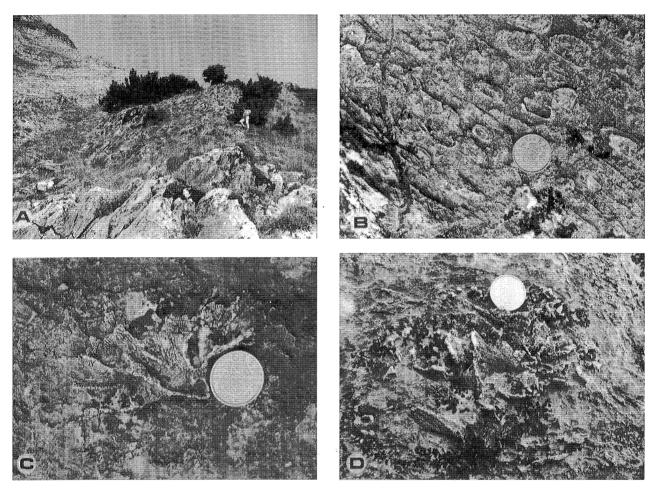


Figura 5.- Facies típicas constituyentes el nivel c del Miembro Inferior B) en el corte de Visuña: A) en campo este nivel formado por oncolitos y arqueociatos, puede seguirse lateralmente por muchos metros y puede notarse su forma lenticular; B) facies a oncolitos, constituyentes mas abundantes de este nivel, en la foto se observa tambien un arqueociato rodeado por un oncolito; C y D) ejemplos de arqueociatos que se presentan muy abundantes y con dimensiones considerables.

tro, de calcoesquistos con restos de equinodermos. En algunos niveles oolíticos se han encontrado estructuras sedimentarias como pequeños ripple marks y estratificaciones cruzadas de muy bajo ángulo. Por encima de los primeros ocho metros de caliza oolíticas aparece un nivel formado por oncoides centimétricos (Fig. 5B), probables calcimicróbicos, arqueociatos y, en menor medida, oolitos, nivel c (Fig. 3). Este nivel presenta unos 10 metros de potencia y en el campo se sigue por unos centenar de metros de extensión lateral. En la ladera frente a Visuña (Fig. 5A) se presenta con su eje menor mas o meno paralelo a la dirección de buzamiento, y un marcado adelgazamiento en su parte media en forma de canal, por lo cual podría ser reconstruido como una estructura de tipo "duna". Los arqueciatos (Fig. 5C y D) constituyen, por su abundancia, un componente importante de este cuerpo, presentando frecuentemente dimensiones considerables que llegan a alcanzar los 10-12 centímetros de diámetro; la mayoría de ellos parecen estar en posición de vida, lo que indica su crecimiento in-situ en el cuerpo. Hasta ahora estos fósíles no han sido clasificados, si bien en el futuro se abordará su estudio paleontológico con el fin de relacionar estos arqueociatos con los ya descritos en otras localidades. En la parte superior del tramo B, a pesar de la intensa recristalización, parecen predominar los *grainstones* oncolíticos sobre los oolíticos. La deposición del Miembro Inf. B está interrumpida por la sedimentación de 4 metros de calcoesquistos con restos de equinodermos, que representa en esta zona el techo del Miembro Inferior.

El Miembro Medio (V2), con una potencia de 280 metros, supone un cambio en las facies de los carbonatos. Los primeros sedimentos del V2 estan representados por waved microbial mats (Fig. 6) en un nivel muy bien desarrollado de unos 4 metros de potencia; por encima, aparece una alternancia de niveles con microbial mats y raras estructuras fenestrales, intercalados con niveles de grainstones formados por pequeños oncoides, oolitos y algal lumps, todos ellos retrabajados. Hacia la midad del V2 la caliza comienza a ser sustituida por dolomías de tipo diagenético temprano, con abundantes birds eyes, a excepción de un tramo de dolomía epigenética. El techo del Miembro Medio está formado por una alternancia de facies con birds eyes en dolomías, y de facies con grainstones formados por oolitos, pequeños oncoides y algal lumps, todos ellos retrabajados, en calizas.

En la zona investigada no aflora el Miembro Superior (V3), que en otras zonas de la ZAOL aparece formado por un calcoesquisto con restos de equinodermos y trilobites, presentandose los sedimentos siliciclásticos de la



Figura 6.- Waved microbial mats constituyentes la base del Miembro Medio en el corte de Visuña.

Serie de Los Cabos apoyados directamente sobre el Miembro medio de la Fm. Vegadeo.

Céramo (Fig. 3,2): En los alrededores de Céramo la sedimentación del Miembro Inferior empieza con la deposición de una caliza blanca muy recristalizada, en capas muy poco potentes, que presenta numerosos nivelillos con láminas de mica, representando una facies de transición entre la infrayacente Serie de Cándana y la suprayacente facies formada por grainstones oolíticos y oncolíticos. Estos grainstones corresponden a los constituyentes del Miembro Inf. B descrito en la zona de Visuña. El límite superior de este miembro, con una potencia estimada de unos 110 metros, no está bien definido en esta zona debido a la intensa recristalización de las calizas.

El Miembro Medio, con una potencia de unos 280 metros, está formado, a diferencia de en Visuña, enteramente por calizas. Consiste en una alternancia de *microbial mats* con *birds eyes* y de *grainstones* formados por oncoides, *algal lumps* y raros oolitos.

Las pizarras de la Serie de Los Cabos se apoyan directamente sobre los carbonatos del Miembro Medio.

Moreda (Fig. 3,3): En esta localidad el Miembro Inferior está formado por los carbonatos del tramo B, en el cual se han individualizado dos niveles de grainstones oolíticos. Debido a su intensa recristalización, que ha producido un marmol de tipo sacaroide, no puede hacerse un buen reconocimiento de las facies en la mayor parte de este miembro, por lo que el paso al Miembro Medio no está bien definido.

El Miembro Medio, con una potencia de cerca 135 metros, está representado por una alternancia de calizas y dolomías de tipo diagenético temprano, con facies de oncolitos y *algal lumps*, que alternan hacia su techo con facies de *birds eyes*.

Castillo Carredo (Fig. 3,4): En esta localidad sólo el tramo B constituye el Miembro Inferior de la Fm. Vegadeo. Los primeros 40 metros están formados por un marmol blanco, en capas muy poco potentes, con numerosos

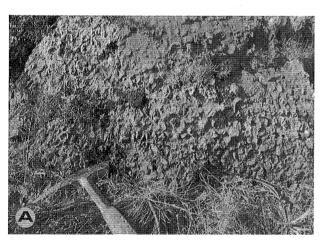




Figura 7A y B.- Oncolitos constituyentes los componentes mas abundantes del nivel c (Miembro Inferior B) en el corte del Castillo carredo.

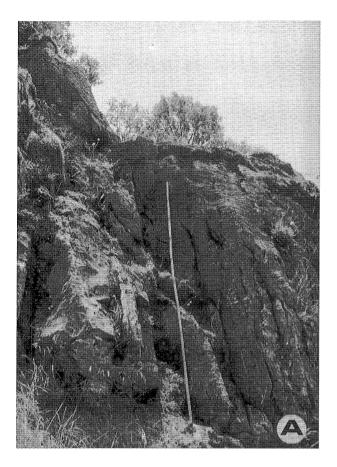




Figura 8.- A) grainstone oolítico en localidad de Castillo Carredo, la escala es dos metros; B) detalle de la figura precedente, donde puede observarse la presencia de ripple marks.

nivelillos con láminas de mica. La siguiente facies, de unos 4 metros de potencia, está constituida esencialmente por oncolitos centimétricos (Fig. 7A y B) y, en menor medida, por oolítos y arqueociatos, estos últimos con diámetros de hasta 5 centímetros; este nivel podría corresponder al nivel c en Visuña. Un nivel de mármol blanco separa esta facies de la siguiente, formada por 5 metros de oolitos (Fig. 8A y B) que presentan *ripple marks* y estratificación cruzada de muy bajo ángulo. En

una posición estratigráfica más alta se presenta un montículo (Fig. 9), de unos 4 metros de potencia por 10 metros de anchura, formado por calcimicróbios (Fig. 10A) y arqueociatos (Fig. 10B), estos últimos en posición de vida, con diámetros de hasta 2 centímetros; este montículo, que definimos como nivel d, constituye la base de la Torre del Castillo Carredo. Los siguientes 250 metros, hasta el contacto con la suprayacente Serie de Los Cabos, están formados por mármoles blancos que no permiten el

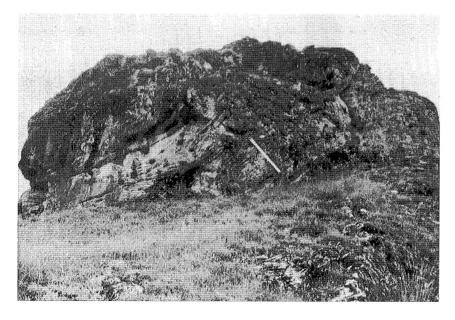
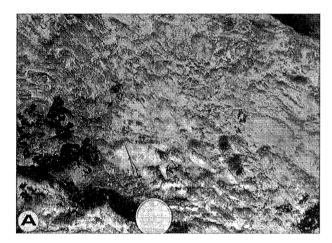


Figura 9.- Montículo de calcimicrobios y arqueociatos (nivel d-Miembro Inferior B) aflorante al lado del Castillo Carredo (a la derecha de la foto es visible la torre del Castillo), la escala es dos metros.



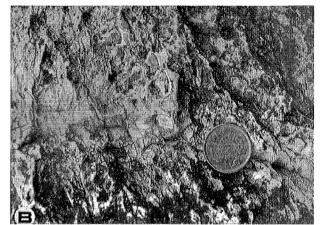


Figura 10.- Calcimicróbios (A) y arqueociatos (B) constituyentes el monticulo del Castillo Carredo mostrado en Fig. 9.

reconocimiento de ninguna facies ni tampoco el paso entre los Miembros Inferior y Medio.

Piedrafita do Caurel (Fig. 3,5): El Miembro Inferior de la Fm Vegadeo, con una potencia de 85 metros, está aquí también representado por el tramo carbonatado B, interrumpido hacia su base por un aporte siliciclástico. Los primeros metros del tramo B están formados por una caliza muy recristalizada con nivelillos de láminas de mica, seguida por algunos niveles de calizas oolíticas. La facies suprayacente está constituida por un grainstone formado por oncoides, oolitos, algal lumps y arqueo-

ciatos, que podría corresponder al nivel c presente en Visuña y en Castillo Carredo. El resto-del tramo B está constituido por *grainstones* oncolíticos, oolíticos y de *algal lumps*, y por un nivel de dolomía de tipo diagenético temprano.

El Miembro Medio, con una potencia de 190 metros, empieza con un nivel de caliza con *microbial mats* y niveles de *algal lumps* retrabajados. La sucesión continúa con una dolomía de tipo diagenético temprano formada por *microbial mats*, más abundantes hacia su base, con intercalaciones de niveles de oolitos y *algal lumps* retrabajados. Desde la mitad del Miembro Medio prevalecen

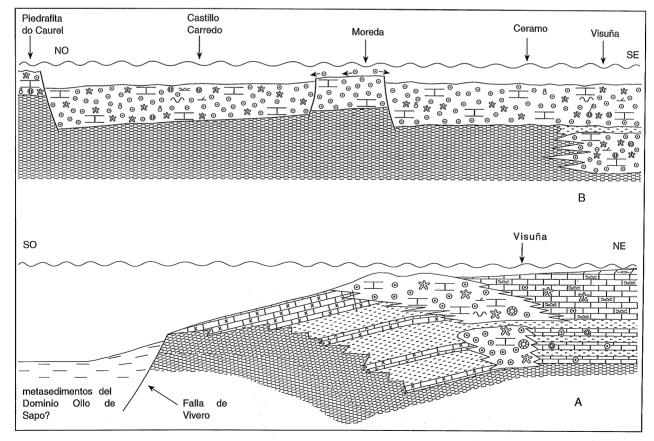


Figura 11.- Representación esquemática de la paleogeografía de la Fm. Vegadeo durante el Cámbrico Inferior, según cortes de dirección: A) SO-NE y B) NO-SE, es decir, ortogonalmente y paralelamente a los afloramientos de la Fm. Vegadeo mostrados en la Fig. 2.

las facies con *birds eyes* y pseudomorfos de sulfato, con raros niveles de *grainstone* retrabajados.

El Miembro Superior no existe en esta localidad, como ocurre en toda la zona investigada.

Interpretación de las facies y reconstrucción paleogeográfica

A partir de la descripción de las facies, se han deducido dos medios sedimentarios que caracterizan a cada uno de los dos miembros que constituyen la Formacion Vegadeo en esta zona.

El Miembro Inferior está formado por grainstones oolíticos y/o oncolíticos, en los que se reconocen algunas estructuras sedimentarias como estratificaciones cruzadas y ripple marks. Estas asociaciónes de facies y de estructuras sedimentarias indican una sedimentación de tipo subtidal no muy profunda, en un medio de elevada energía, y pueden interpretarse como representativas de un ooid shoal belt. Estas estructuras se forman en la zona más externa de una plataforma aislada, de una rimmed shelf o de una inner homoclinal ramp (Read, 1985; Tucker y Wright, 1990).

Con los datos aportados en este trabajo, se puede deducir que en la zona investigada existieron dos barreras oolíticas que se han sucedido en el tiempo (Fig. 11A). La primera, correspondiente al Miembro Inferior A y con menor extensión, aflora entre las localidades de Visuña y Villarrubín; su desarrollo vertical está interrumpido por aportes siliciclásticos. El segundo sistema de barrera oolítica, correspondiente al Miembro Inferior B, tiene una potencia comparable a la anterior pero con una extensión lateral mucho mayor, aflorando entre Villarrubín y Piedrafita do Caurel.

La presencia de los niveles formados por oncolitos, arqueociatos y, en menor medida *microbial mats*, denominados en este trabajo como a, b y c, y el buen *sorting* de los *grainstones* oolíticos indicarían que la zona investigada estaba situada inmediatamente por detrás de la barrera oolítica en progradación, en una zona bastante protegida, pero con frecuentes *oolite-spillovers* (Fig. 12) que interrumpen el desarrollo de los oncolitos y arqueociatos. La forma más o menos lenticular (o de tipo duna) que presentan algunos cuerpos oncolíticos de los niveles a, b y c puede interpretarse como el resultado de la conjunción de tres factores: las estruturas sedimentarias, de-

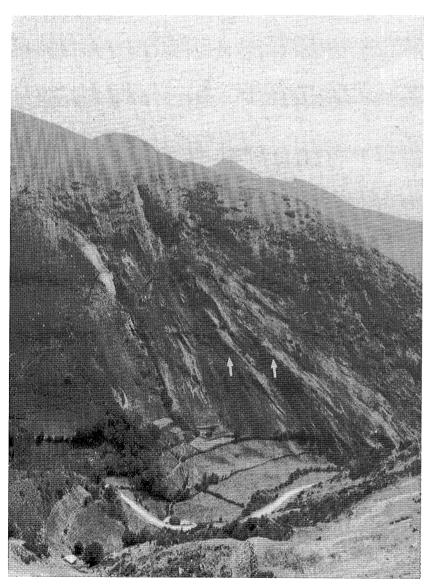


Figura 12.- Ladera cerca del pueblo de Visuña, donde pueden observarse frecuentes *oolite-spillover* (como los indicados por las flechas) derivados del *ooid-shoal* y depositados en el *back shoal*.

bidas a una mayor accumulación de los oncolitos en zonas concretas; una dolomitización epigenética selectiva, y la deformación tectónica que, produciendo un aplastamiento mayor de las calizas no dolomitizadas por *boudinage*, acentúa las estructuras lenticulares.

En el techo del Miembro Inferior B, la presencia del montículo de calcimicróbios y arqueociatos, representado por el nivel d, y el predominio de los graintones oncolíticos sobre los grainstones oolíticos, indica que, con la gradual progradación de la barrera la zona investigada se encontraría en este nivel estratigráfico por detrás de la misma, probablemente en una zona de transición entre la barrera y la laguna situada más atrás. La posición paleogeográfica de este montículo es comparable a la posición descrita para montículos similares que afloran en el SO de Cerdeña (Bechstädt y Boni, 1989) y que se depositaron en una zona lagunar por detrás de una barrera oolítica. Dicha barrera ha sido interpretada como depositada en la zona mas externa de una inner ramp o de una rimmed shelf, que daba paso hacia el Oeste a una sedimentación de rampa externa y a una cuenca (Bechstädt y Boni, 1989). Del mismo modo, se puede suponer un medio parecido para el Miembro Inferior de la Fm. Vegadeo (Fig. 11A), con un paso hacia el Oeste a una sedimentación de cuenca; probablemente la transición a la cuenca fue rápida, estando marcada por una falla sinsedimentaria situada al Oeste de la barrera y que actualmente podria ser representada por la falla de Vivero, que marca el límite entre la Zona Asturoccidental-Leonesa y la Centro-Ibérica (Martínez Catalán et al., 1992). Estos autores suponen que la transición entre ambas zonas fue un sistema de fallas que estuvo activo al menos durante el Ordovícico y cuyo movimiento probablemente ya comenzó en el Cámbrico. Esta hipótesis está apoyada por algunas de nuestras observaciones.

Como se ha visto en la descripción previa, la distribución de las facies indicaría el paso a una cuenca hacia el Oeste, lo cual podría producirse de dos maneras distintas, mediante un talud que con una pendiente más o menos regular bajaría hacia la cuenca, o mediante una falla que interrumpa el talud y que produzca un paso repentino a la cuenca, indicando una distally steepened ramp (Read, 1982) como medio de sedimentación. Esta segunda hipótesis podría caracterizar al medio de sedimentación de la Fm. Vegadeo en el NO de España, siendo la falla de Vivero la fractura que representase el paso a la cuenca (Fig. 11A). Evidencias para sostener esta hipótesis pueden obtenerse en el campo y también observando el mapa geológico de la figura 2; en ambos casos, puede verse como siguiendo la Formacion Vegadeo desde el puerto de Piedrafita do Caurel hacia el NO, su potencia disminuye progresivamente hasta llegar a 5-20 metros en la zona de Incio, llegando a desaparecer por efecto de la falla de Vivero. Es probable que esta zona represente el talud que, desde la barrera oolítica, bajaba hacia la cuenca, disminuyendo gradualmente hacia la misma la sedimentación de carbonatos en la Fm. Vegadeo. Con el repentino aumento de profundidad de la cuenca, por la presencia de la falla de Vivero, la caliza de Vegadeo desaparecería hacia el Oeste, donde probablemente se depositarían sedimentos siliciclásticos. Se puede proponer como hipótesis que estos sedimentos estarían representados o bien ser ecuivalentes de los metasedimentos aflorantes en el Dominio del Ollo de Sapo (Fig. 11A), atribuidos probablemente al Precámbrico superior-Cambrico (Azor et al., 1992), y sucesivamente intruidos durante el Ordovicico inferior (Azor et al., 1992; Gebauer et al., 1993) por los ortogneises de la Fm. Ollo de Sapo. La existencia de una cuenca hacia el Dominio del Ollo de Sapo podria confirmar la edad cámbrica de una parte de los metasedimentos aflorantes en este Dominio.

Por el hecho de que en la zona de Oural-Incio exista un adelgazamiento, no sólo de la Formación Vegadeo si no también del infrayacente Grupo de Cándana y de la suprayacente Serie de Los Cabos, se puede suponer que en esta zona había poca subsidencia (Martínez Catalán *et al.*, 1992), por encontrarse en el bloque elevado de la falla o bien que el talud tenía una pendiente bastante fuerte, de tal manera que parte de los sedimentos depositados durante el Cámbrico y el Ordovícico Inferior serían movilizados, formandose turbiditas que se depositarían en la cuenca.

La deposición del Miembro Medio en esta zona, representa un cambio significativo en el medio de sedimentación. Todas las facies observadas en este miembro, como waved microbial mats, microbial mats, birds eyes, pseudomorfos de sulfatos y grainstones retrabajados, son representativas de una sedimentación sobre un tidal flat en particular en una zona de tipo intertidal. El nuevo medio de sedimentación indicaría en este tiempo una progradación de la barrera hacia el Oeste, formandose una zona protegidas en el área investigada, no muy lejos de la nueva zona de barrera, como se deduce de los frecuentes aportes, debidos a episodios de tempestades, de materiales provenientes de la misma y por la presencia, no muy lejana, de la falla de Vivero que delimitaría la cuenca, no permitiendo que la barrera progradase mucho más.

El paso directo, sin tramos de transición, a la Serie de Los Cabos indicaría el repentino hundimiento de la plataforma carbonatada Cámbrica en la zona estudiada, debido a una marcada fase de tectonica distensiva de edad Cambrico Medio, que dividiría a la plataforma en varios bloques, depositandose en los bloques elevados calcoesquistos fosiliferos como los descritos en el V3 en Piedrafita del Cebrero y en el Sufreiral (Zamarreño et al., 1975; Zamarreño y Perejón, 1976), mientras en los bloques mas hundidos hubieran podido sedimentarse ya las pizarras de la Serie de Los Cabos. Esta fase de tectónica distensiva se asocia a una elevación eustática del mar, marcada por la presencia de una caliza nodulosa, presente en todo el Norte de Gondwana (Boni et al., 1993) como, por ejemplo, en la Zona Cantábrica (Zamarreño, 1978), en el SO de Cerdeña (Bechstädt y Boni, 1989), en la Montaña Negra (Courjault-Radé y Gandin, 1988) y en el S de Turquía (Dean et al., 1986).

Conclusiones

La historia deposicional de la Fm. Vegadeo en esta zona se caracteriza por tres estadios evolutivos que pueden reconducirce al modelo evolutivo de una plataforma (Read, 1985).

Durante el primer estadio, coincidente con el Miembro Inferior, los sedimentos se depositan en la zona marginal de una inner distally steepened ramp. En esta zona. debido al escaso aporte siliciclástico, hay una abundante producción oolítica que forma dos ooid shoal belts (Fig. 11A) correspondientes a los tramos A y B de la Fig. 3. La presencia de algunos niveles de arqueociatos associados a oncoides centimétricos y calcimicróbios (niveles a, b, c y d en Fig. 3) indicaría para el área investigada una posición inmediatamente detrás de la barrera en progradación, en una zona bastante protegida por la misma y con frecuentes oolite-spillovers (Fig. 12). La existencia de esta facies marginal indicaría la presencia de una cuenca hacia el Oeste. El paso entre la rampa y la cuenca estaría marcada por una falla sinsedimentaria, que actualmente podria corresponder a la falla de Vivero (Fig. 11A). La actividad de esta falla, va durante el Cámbrico. podría estar relacionada con una probable actividad tectónica sinsedimentaria en el área investigada (Russo y Bechstädt, 1994), originando la división en bloques del ooid shoal (Fig. 11B), con una subsidencia diferenciada. Evidencias de esta actividad tectónica en bloques serían las variaciones laterales de potencia en la Fm. Vegadeo (Fig. 3) y la presencia local de niveles de calcoesquistos que indicarían una mas rapida subsidencia de uno de los bloques. La presencia de oolitos en el bloque elevado de Moreda hace suponer que esta zona fuese un área de formación de oolitos, que en parte serían retrabajados, acumulándose en los bloques hundidos situados a su lado (Fig. 11B).

Durante el segundo estadio, coincidiendo con la deposición del Miembro Medio, la barrera oolítica prograda hacia el Oeste y la rampa parece evolucionar a una plataforma carbonatada somera. El área investigada se caracteriza por una sedimentación típica de un *tidal flat* que, ocasionalmente, es interrumpida por aportes de *grainstones* provenientes de la nueva barrera situada más al Oeste.

El último estadio coincide con el hundimiento de la plataforma carbonatada al principio del Cámbrico Medio, probablemente debido a la combinación entre una elevación eustática del mar en todo el Norte de Gondwana y una tectónica distensiva local (Bechstädt y Boni, 1989; Boni et al., 1993). Esta última habría producido una división en bloques de la plataforma carbonatada, depositándose el Miembro Superior de la Fm. Vegadeo en los bloques elevados, constituido por un calcoesquisto fosilífero, como en los cortes del Sufreiral y de Piedrafita del Cebreiro, mientras que en los bloques mas hundidos ya podria haber empezado la sedimentación de la Serie de Los Cabos.

Los autores desean agradecer al Dr. Daniel Arias de la Universidad de Oviedo por las muchas y útiles discusiones y por la corrección del manuscrito español y a la profesora Maria Boni de la Universidad de Nápoles por las provechosas discusiones. Este trabajo ha sido realizado con una beca de la Comunidad Europea N.º B/SC1*900609, ligada al programa de investigación "Stratabound mineralizations in the Lower-Middle Cambrian of Northern Spain (Asturo-Leonesian Zone)".

Bibliografía

- Azor, A.; Gonzáles Lodeiro, F.; Hacar Rodríguez, M.; Martín Parra, L.M.; Martínez Catalán, J.R. y Pérez Estaún, A. (1992): Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Ollo de Sapo. *In: Paleozoico Inferior de Ibero-América* (J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano Eds.). Universidad de Extremadura, pp. 469-483.
- Barrois, C. (1877): Relations d'un voyage géologique en Espagne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 4:292-303.
- Barrois, C. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord*, t2, n.º 1, Lille.
- Bechstädt, T. y Boni, M. (1989): Tectonic control on the formation of a carbonate platform: the Cambrian of southwestern Sardinia. In: Controls on carbonate platform and basin development (P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg y J. F. Read, Eds.). SEPM Special Pubblication n.º 44: 107-122.
- Boni, M.; Bechstädt, T. y Russo, A. (1993): Metallogenesis of parts of North Gondwana during the Cambrian to Early Ordovician. In: Current Research in Geology Applied to Ore Deposits (P. Fenoll Hach-Alf, J. Torres-Ruiz y F. Gervilla, Eds.). Proceding of the Second Biennal SGA Meeting. Granada; pp. 287-290.
- Capdevila, R. (1969): Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord oriental (NW de l'Espagne). *Tesis Doctoral Universidad de Montpellier*, pp. 430.
- Courjault-Radé, P. y Gandin, A. (1988): Metallogenesis and geodynamic context in the Lower-Middle Cambrian of Montagne Noire (France) and Sardinia (Italy). In: *Mineral deposits within the European Community* (J. Boissonas y P. Omenetto, Eds). Springer-Verlag Berlin: 428-442.
- Crimes, T.P.; Legg, I.; Marcos, A. y Arboleya, M.L. (1977): Late Precambrian-Lower Cambrian trace fossils from Spain. *In: Trace fossils* 2 (T.P. Crimes y J.C. Harper Eds.). *Geol. J. Spec. Issue*, 9:1-138.
- Dean, W.T.; Monod, O. y Yilmaz Günay (1986): Lower Paleozoic Stratigraphy in the southern and central Amanos Montains, south central Turkey. *Geol. Mag.* 123/3: 215-226.
- Debrenne, F. y Zamarreño, I. (1975): Sur la faune d'archéocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des faciès carbonatés dans le NW de l'Espagne. *Breviora Geol. Astúrica*, 19/2:17-27.
- Dozy, J.J. (1983a): The geology of the region to the southeast of Lugo (NW Spain). *Leidse Geol.* Mededelingen. 52/3:513-524.
- Dozy, J.J. (1983b): La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España). *Bol. Geol. Min.* España. 94/5: 383-414.
- Gebauer, D.; Martinez-Garcia, E. y Hepburn, J.C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). Geol. Soc. America Annual Meeting, Boston 1993, Abstracts with Programs, A-342.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L.E. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E:1:1.000.000. Inst. Geol. Min. Esp., pp 1-113.
- Lotze, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotek. Forsch. 6: 78-92.
- Lotze, F. (1957): Zum Alter nordwestspanischer Quartzit-Sandstein-Folgen. *Neues Jarhb. Geol. Paläontol.*, 10: 128-139.
- Marcos, A. (1973): Las Series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Ge-ol.*, 6:1-113.
- Martínez Catalán, J.R. (1985): Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). *Corpus Geol. Gallaeciae* (2 serie) 2: 1-291.
- Martínez Catalán, J.R.; Hacar Rodríguez, M.P.; Villar Alonso, P.; Pérez-Estaún, A. y González Lodeiro, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geol. Rundschau*, 81/2: 545-560.
- Pérez-Estaún, A.; Bastida, F.; Martínez Catalán, J.R.; Gutiérrez Marco, J.C.; Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1990): West Asturian-Leonese Zone. Stratigraphy. In: Pre–Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García Eds.). Springer-Verlag. Berlín. pp. 92-102.
- Read, J.F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophys.*, 81: 195-212.
- Read, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. AAPG Bullettin, 69: 1-21.

- Russo, A. y Bechstädt, T. (1994): Cambrian ramp and platform and synsedimentary tectonic activity in the Vegadeo Fm. (NW Spain). *IAS 15th Regional Meeting*, Italy, pp. 2.
- Sdzuy, K. (1968): Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y de otra sucesiones comparables. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 2: 45-57.
- Suárez, O.; Corretge, L. G. y Martínez, F.J. (1990): West Asturian–Leonese Zone. Distribution and Characteristics of the Hercynian Metamorphism. *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García Eds.). Springer-Verlag. Berlín. pp. 129-133.
- Tucker, M. E. y Wright, V.P. (1990): Carbonate sedimentology. Black-well Scientific Pubblications, Oxford. pp. 482.
- Zamarreño, I.; Hermosa, J.L.; Bellamy, J. y Rabu, D. (1975): Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada

- (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España). *Breviora Geol. Astúrica*, 19: 40-48.
- Zamarreño, I. y Perejón, A. (1976): El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España): tipos de facies y faunas de arqueociatos. *Breviora Geol. Astúrica*, 20: 17-32.
- Zamarreño, I. (1978): Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España. *In: Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico, tomo homenaje a I. Parga Pondal, Ed. del Castro* (La Coruña): 287-311.

Recibido el 21 de Marzo de 1994. Manuscrito revisado aceptado el 24 de Junio de 1994.