

PRESENCIA DE OOIDES EN EL MUSCHELKALK INFERIOR
Y SU IMPORTANCIA ESTRATIGRAFICA. GRABEN DE MORES,
CORDILLERA IBERICA, PROVINCIA DE ZARAGOZA

Por JAIRO MOJICA *

RESUMEN

Rocas oolíticas en el Muschelkalk inferior de las Cadenas Ibéricas eran hasta hoy desconocidas. Su presencia permite mejorar la división estratigráfica en la región del Graben de Morés y ubicar una línea de costa en el momento de su sedimentación. La unidad Muschelkalk puede ser dividida aquí en un tramo superior compuesto por margas y dolomías grises compactas, un tramo intermedio rojo de tipo evaporítico arcilloso-yesífero con pseudomorfosis salinas, y un tramo inferior compuesto por areniscas micáceas claras con bancos de dolomías que contienen niveles oolíticos.

ABSTRACT

Oolitic rock sequences in the Lower Muschelkalk are quite unknown in the Iberian Range. They permit a better subdivision of this unit and lead to the conclusion that in the region of the Morés-Graben existed a costal line during that time. The formation may be divided into three different lithological sequences. The upper one is consisting of marl and dolostones (so-called Royuela-Layers). Whereas the middle part is composed of evaporitic red and grey claystones with gypsum and halite pseudomorphoses. The Lower series show white micaceous sandstones and banks of bright dolostones with oolitic banks.

INTRODUCCIÓN

La subdivisión del Muschelkalk en la Cordillera Ibérica se dificulta por complicaciones tectónicas y por la presencia de varias unidades evaporíticas **

* Departamento de Geología, Universidad Nacional, ap. aéreo 7495, Bogotá; actualmente: Institut für Geologie u. Paläont. Univ. Stuttgart. 7 Stuttgart, 1 Böblingersr. 72.

** Estas habían sido observadas por DEREIMS, 1898, WURM, 1911 (pág. 171) y TRICALINOS, 1928. Este último (pág. 25) discute que no existe más que una de dichas facies, que es el Keuper, que por efectos tectónicos sufre cabalgamientos que producen repetición.

que limitan la serie calcárea dolomítica tomada casi siempre como el Muschelkalk total. Esta confusión data de tiempos antiguos y alcanza autores más recientes. FREEMAN, 1972, afirma que en las cadenas ibéricas el Muschelkalk no se presta a subdivisiones verticales «como si es el caso en las cordilleras catalanas» (pág. 434). Parece ser que el primero que establece una división clara en cuatro tramos para el Muschelkalk del rango ibérico es HINKELBEIN, 1965, quien basándose en la división propuesta por VIRGILI, 1955, 1958, 1962, para el Muschelkalk catalán, diferencia las siguientes unidades:

- a) Margas dolomíticas superiores (Royuela-Schichten, Capas de Royuela).
- b) Capas dolomíticas basales (Dolomit-Schichten), con nivel ammonítico de *Protrachyceras*.
- c) Tramo rojo intermedio, arcilloso con cuarzos euhedrales (corresponde al tramo rojo de VIRGILI, 1955).
- d) Margas, dolomías y areniscas dolomíticas basales con nivel de Homomyas (Homomya-Lager).

a) + b) componen el Muschelkalk superior, ms, espesor, ± 100 metros.

c) es identificado como Muschelkalk medio, mm, espesor mínimo, cinco metros.

d) es el Muschelkalk inferior, mi, espesor promedio, 26 metros.

El espesor del Muschelkalk medio, anota HINKELBEIN, puede ser el resultado de una reducción por brechamiento tectónico o de lavado. Los valores anotados corresponden a los afloramientos en la región de Teruel, ± 150 kilómetros al sur de aquí estudiados que se localizan dentro del Graben de Morés (Fig. 1), descrito por RICHTER, 1933 *, el cual se caracteriza por una tectónica de superposición de bloques plegados, por fallamiento repetido (Schuppenbau). En esta región se pueden diferenciar en el Muschelkalk las siguientes unidades:

- Margas dolomíticas grises con intercalaciones de dolomías, bien estratificadas, con restos de lamelibranchios y *Rhizocorallium*.
- Dolomías compactas grises en bancos gruesos, prácticamente estériles.
- Areniscas cuarzosas dolomíticas, claras con intercalaciones de arcillolitas abigarradas y capas delgadas de dolomía y niveles margosos. Hacia la parte superior predominan las arcillolitas. En las areniscas es notable la estratificación cruzada.

Las dos primeras unidades diferenciadas corresponden al Muschelkalk superior; la tercera contiene el Muschelkalk medio e inferior. WURM, 1911, página 69, propuso para el Muschelkalk de Morés-El Fresno las siguientes unidades:

- Complejo dolomítico, ± 40 metros.
- Complejo de margas yesíferas, 20-30 metros.
- Muschelkalk inferior: complejo de dolomías con *Myophoria*, ± 10 metros.

Anotando que «al Muschelkalk medio de Morés lo componen margas yesíferas con las mismas características de las margas que se encuentran en el Keuper». La dificultad que se presenta en este punto es decidir si la facies margosa yesífera y las rocas infrayacentes (areniscas dolomíticas y dolomías)

* En RICHTER, 1930, pág. 97, se encuentra un buen número de cortes que ilustran la tectónica del Graben de Morés. Para el sitio que nos ocupa corresponde el corte No. 11. También en WURM, 1911, pág. 60, aparece un corte, justo a la altura de Morés, en donde él diferencia prácticamente las mismas unidades descritas en este trabajo.

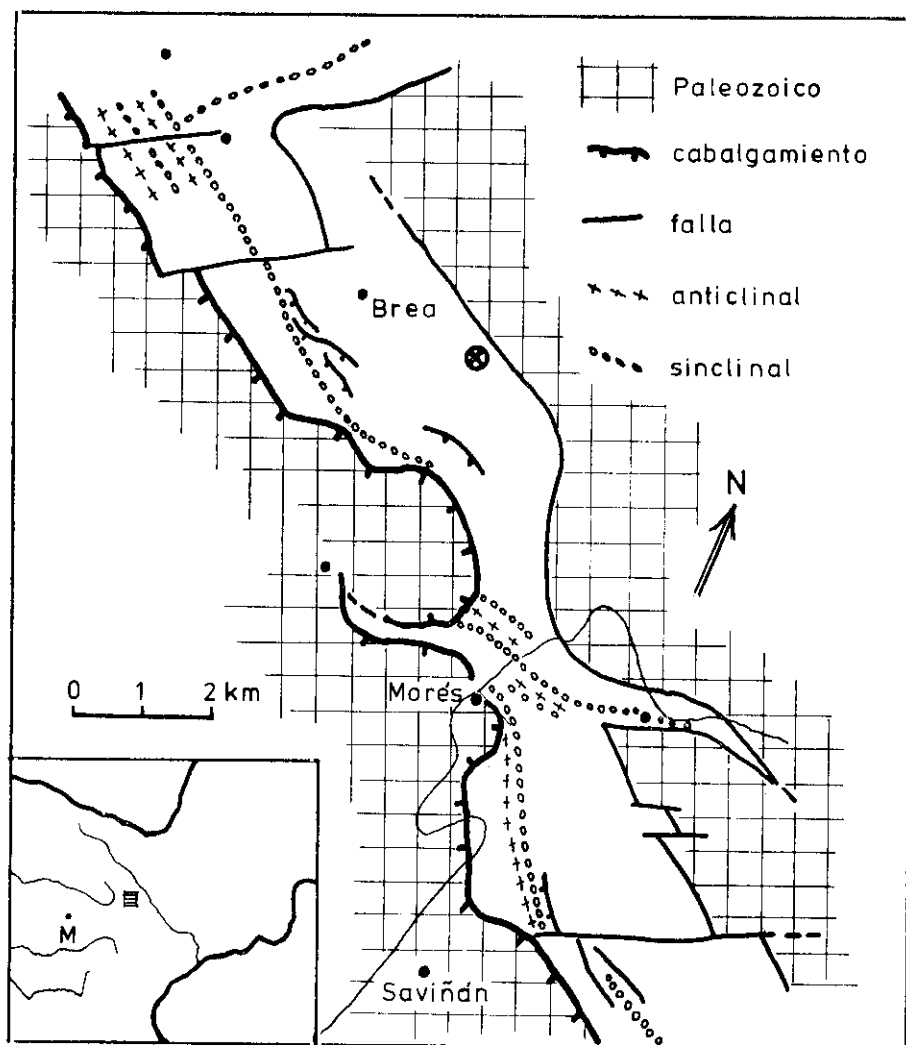


Fig. 1. Elementos tectónicos del Graben de Morés (Triásico)

deben o no ser consideradas como parte del Muschelkalk, tal como lo planteó WURM, 1911, o si, por el contrario, debe ser tomada como elemento culminante del Buntsandstein, como lo han hecho, entre otros: PALACIOS, 1892; DEREIMS, 1898; RICHTER, 1930, pág. 56, y RICHTER & TEICHMÜLLER, 1931, pág. 6, ven aquí una analogía con la secuencia alemana, lo cual les permite separar un nuevo elemento: el «Röt». VIRGILI & HERNANDO, 1974, pág. 9, opinan que el término Muschelkalk es inadecuado en casos en que la litología no corresponda a calizas (dolomías), como es el caso de la facies de borde, y lo reemplazan por «Trias medio». Si bien es claro que el Muschelkalk es una unidad litoestratigráfica, grupo o formación, con las características que le son inherentes, susceptible, eso sí, a cambios laterales de facies, que conlleva una temporalidad

ligada a una posición estratigráfica más o menos fija. No sin razón escribió SCHRÖDER, 1930, pág. 138: «Se puede pensar si más allá de la extensión del Muschelkalk no se encuentran sus equivalentes cronológicos en el Buntsandstein.» Un análisis un poco más regional permite ver que en Albarracín (Teruel) y en Cataluña el Muschelkalk inferior está claramente representado por rocas calcáreas dolomíticas (con sectores arenosos), las cuales infrayacen al «Tramo Rojo». En Morés, la unidad basal se compone predominantemente de areniscas dolomíticas con bancos de dolomías (ooides) y el suprayacente es también un paquete semejante al «Tramo Rojo». Entonces, lo que ocurre es cambio lateral de facies en el elemento basal, pero ciertamente no en un grado tal que justifique desmembrarlo del Muschelkalk y abonarlo al Buntsandstein. Debe tenerse en cuenta que el límite Muschelkalk-Buntsandstein, en la Cordillera Ibérica, no ha sido estudiado con profundidad, y el mismo RICHTER, 1930, pág. 56, dice que el paso de una a otra unidad es gradual (N del Río Jalón): «Ya en la citada facies Röt del Buntsandstein superior se pueden observar bancos dolomíticos que anuncian al Muschelkalk.» La relación estratigráfica y el significado temporal de la facies «Röt» citada en el sector W de la Cordillera Ibérica están todavía lejos de ser claros.

Método de trabajo y ubicación geográfica. Los levantamientos de campo se hicieron con martillo, lupa, cinta y HCl al 10 %. Para la localización geográfica se emplearon los mapas de carreteras de Firestone y Campsa. En la investigación de laboratorio se prepararon láminas delgadas y folios de acetato normales y con tinción selectiva de calcita, la cual, por reacción con solución de Papanicolaus, se colorea de violeta, permaneciendo incolora la dolomita. El tiempo de corrosión con HCl se hizo variar de 2 a 12 segundos, para buscar así el tiempo óptimo (± 10 segundos). En los casos en que las rocas, por su carácter margoso, dejaron restos adheridos a los folios, éstos fueron eliminados por inmersión en HCl por períodos de tiempo entre 10 y 15 minutos. Esta experiencia permite la obtención clara de las microestructuras (Fig. 2), que de otra forma, aun en las secciones delgadas normales, permanecen difusas.

El afloramiento objeto de este estudio se halla sobre la carretera Morés-Brea, más o menos a 2,5 kilómetros antes de este último, exactamente a la altura de un pequeño puerto o divisoria de aguas, cuya vertiente norte da al río Aranda.

Columna estratigráfica del Muschelkalk inferior y medio. Las capas que lo integran descansan sobre el Buntsandstein superior —que en la región consiste de areniscas muy finas, laminares, de color vino tinto, cuyo espesor visible oscila entre 20 y 30 metros, y que en algunas partes contiene finos niveles con yeso. Un cambio en el tamaño del grano, con aparición de rocas de color más claro, puede considerarse como la transición al Muschelkalk inferior y medio, para el cual, de abajo hacia arriba, se observa la siguiente sucesión:

- 20 metros. Areniscas cuarzosas, micáceas, blanco amarillentas, algo deleznable, con estratificación cruzada de varios tipos, preferencialmente de pequeña escala; las capas tienen espesores de decímetro a metro. Como intercalaciones ocurren niveles delgados margodolomíticos claros con calcita secundaria en venitas muy finas que los hace parecer extremadamente calcáreos. Además, ocurren capas de arcillolitas abigarradas, onduladas, a veces limosas, laminares y micáceas, con ocasionales estructuras de tipo fucoide.

— 4 metros. Margas arenosas pardo amarillentas con venas de calcita y margas dolomíticas compactas. Las primeras presentan calcos de carga. La muestra 61V (Fig. 3) proviene de una capa dolomítica clara, que contiene un 15 % de calcita secundaria que rellena poros y cavidades más o menos paralelas a la estratificación. Estos rellenos son más abundantes en la parte superior de la capa. Al microscopio se observa que la roca se constituye de una masa continua microesparítica o micrítica

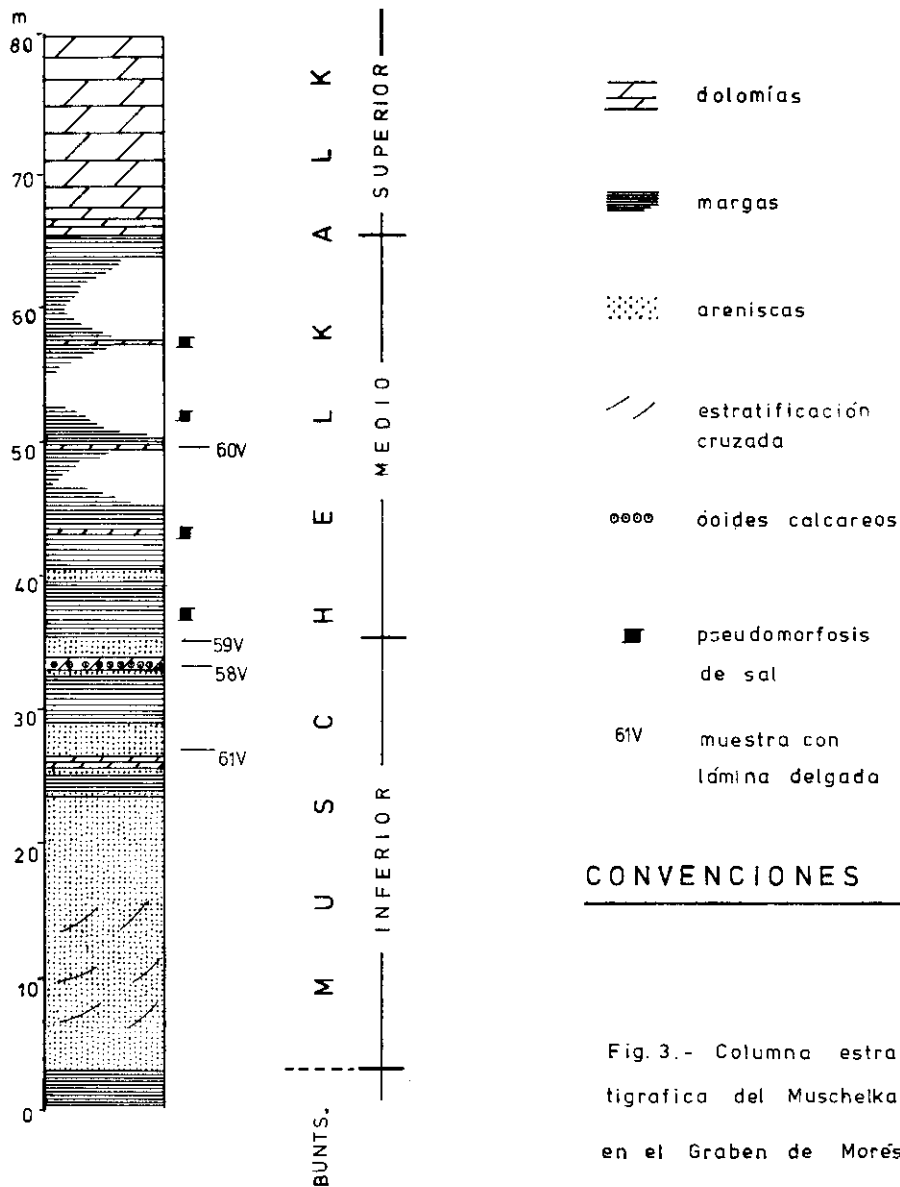


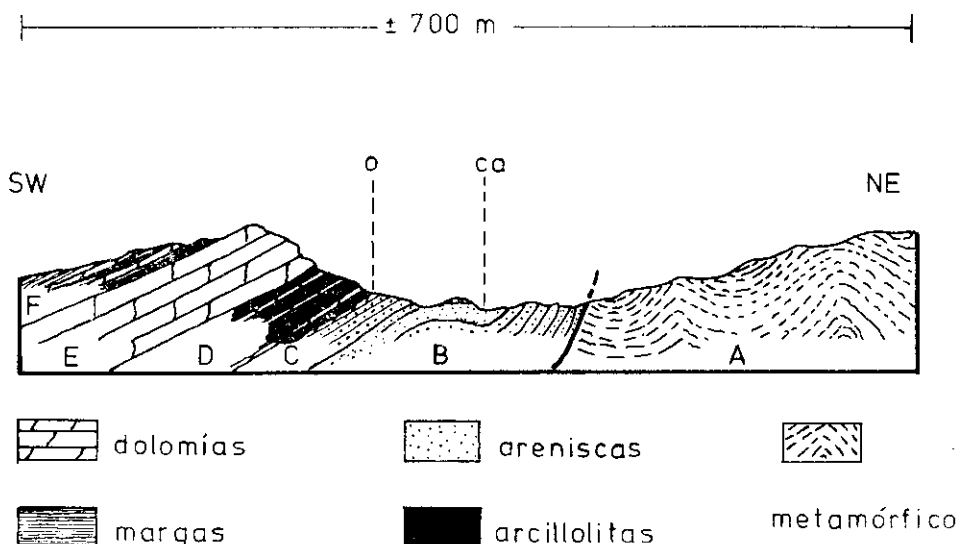
Fig. 3.- Columna estratigráfica del Muschelkalk en el Graben de Morés

con material detrítico angular diseminado en ella, pero en proporción menor del 5 %. Esta masa tiene un color oscuro, turbio, causado por material fino diseminado que, en gran parte, es arcilla y quizás algo de materia orgánica.

- 3 metros. Nivel arcilloso, rojo y blando.
- 2,5 metros. Areniscas margosas y margas dolomíticas con restos pequeños de bivalvos. En la parte baja se encuentra la roca oolítica, la cual será descrita más adelante.
- 30 metros. Arcillolitas abigarradas, limolitas vino tinto y areniscas cuarzosas-micáceas de grano fino. Como intercalaciones finas, dolomías rojizas con lentes de arcilla verdosa y calcita secundaria, las cuales tienen un color rojizo y un aspecto cristalino. Al microscopio se observa que hay hasta un 40 % de calcita secundaria y más o menos 5 % de arcilla. El material dolomítico es turbio y compuesto principalmente de micrita. Hay material detrítico esparcido en la dolomita, muestra 60 V. En estos 30 metros está contenido el Muschelkalk intermedio, y como estructuras características de este nivel encontramos: pseudomorfosis de sal gema, costras y venas de hematita en los planos de las capas, capitas dolomíticas retorcidas y una notable variedad en el color de las arcillolitas.
- Mayor de 10 metros. Dolomías compactas de color gris acerado, propias del Muschelkalk superior. En la base hay rocas de transición arcillo-dolomíticas. La columna estratigráfica se continúa en forma normal, estando involucradas también las Capas de Royuela (Fif. 4).

La roca oolítica. Macroscópicamente tiene el aspecto de una roca arenosa. Su color es claro amarillento, aproximadamente beige. Numerosas venitas de calcita cortan la roca en direcciones casi perpendiculares a la estratificación.

Aclaración a la terminología. El término oolite se ha restringido a las partículas redondeadas, que tienen estructura concéntrica alrededor de un



núcleo y cuyo tamaño oscila entre 0,1 y 2 milímetros, siguiendo la definición original de KALKOWSKY, 1908. En la descripción de los ooides se ha tenido en cuenta, y por separado, la parte interna o núcleo y la externa o envoltura. En FLÜGEL & KIRCHMAYER, 1962, se encuentra una compilación de la terminología hasta esa fecha.

Estudio microscópico de los ooides. En las muestras estudiadas se trata de formas pequeñas de diámetro variable entre 0,3 y 0,7 milímetros, sin que exista buena selección de tamaños. La sección transversal de los individuos puede ser circular, ovoidal y a veces algo irregular, arriñonada. En su gran mayoría son ooides sencillos, aunque hay formas compuestas por dos y tres dentro de una envoltura común. El material que compone los ooides se muestra turbio y de un color café, siendo en gran parte micrítico; en ellos es posible reconocer casi siempre estructuras concéntricas alrededor de una región central homogénea o no, el núcleo, que puede ser micrítico, microesparítico o consistir de un fragmento de cuarzo o un fósil. También se ven ooides partidos, con ligero desplazamiento o simplemente fragmentos de ellos y aun fragmentos de roca oolítica. Prácticamente todos los ooides tienen en su parte externa un «anillo» microesparítico claro que hace resaltar sus formas. En los sectores en donde la roca presenta poca matriz y carácter de «grainstone», los ooides se agrupan estrechamente, produciendo arreglo poligonal causado por deformación; en donde la matriz es más abundante, los contactos entre los ooides tiene un carácter prácticamente tangencial. En ninguno de los casos hay señales de disolución o penetración mutua. Un rasgo llamativo es que los ooides no presentan la cruz de interferencia que algunos autores, como BAUSCH, 1963, consideran como propiedad característica inherente a ellos, y que a su juicio es un elemento de diferenciación entre ooides y pseudoooides.

El núcleo. Más del 90 % de los ooides tienen núcleo criptocristalino carbonático, que puede ocupar entre 1/4 y 3/4 del volumen total del ooide. El límite externo del núcleo lo determina la aparición de uno o más anillos concéntricos. Formas redondeadas ovaladas de contornos sinuosos corresponden a este tipo de núcleo micrítico. Se presentan ooides con núcleo cuarzoso, pero son raros, lo cual está relacionado con el porcentaje de cuarzo detrítico en la roca, que no alcanza el 1 %. Fragmentos microcristalinos y restos de microorganismos, principalmente foraminíferos, aparecen excepcionalmente en el núcleo de algunos ooides.

La envoltura. Integrada por una o varias capas concéntricas alrededor del núcleo. Consiste de zonas alternadas oscuras y claras, cuyo espesor oscila entre 20 y 10 micrones; las claras son siempre más anchas. En promedio es posible encontrar cinco capas oscuras y excepcionalmente su número puede llegar a 10.

Pseudoooides. Por definición, cuerpos redondeados del tamaño de verdaderos ooides, pero sin estructura interna. En este caso los pseudoooides presentan menor tamaño que los ooides y la selección de tamaños es pobre. Su porcentaje es mucho menor y no es posible diferenciarlos de los así llamados por ILLING, 1954, ooides superficiales. Los pseudoooides se hallan vinculados más a los ooides que a la matriz, siendo su proporción mayor en los sectores en donde hay concentración de ooides.

Venas y cavidades. Rellenas por cristales de calcita secundaria, con arreglo en forma de mosaico. En ellas se encuentran a veces pequeños relictos dolomíticos que nadan en la calcita. Estructuras de corrosión ocurren en los

límites entre calcita y dolomita. Algunos ooides han sido eliminados y su lugar ocupado por calcita, con destrucción de la estructura original, quedando sólo los contornos; en otros casos sólo la parte externa del ooide ha sido atacada, quedando intacto el núcleo y parte de la envoltura. La cantidad de calcita secundaria es estimativamente del 15 %.

Fósiles. Se encuentran conchillas sueltas, totalmente reemplazadas en calcita. La longitud de las valvas es siempre menos de 6 milímetros. No tienen una orientación definida y se las ve en posición vertical, horizontal o inclinada. Restos muy pequeños aciculares aparecen finamente dolomitizados, con microcristales orientados perpendiculares a la superficie interna y un canal intermedio vacío. Restos de foraminíferos y ostrácodos ocurren en el núcleo de algunos ooides.

Material detrítico. En general es muy escaso. Como tal puede contarse un ± 1 % de: cuarzo angular de tamaño limo, fragmentos de roca carbonática, de ooides y roca oolítica.

Diagénesis. Para explicar los procesos que han operado sobre estas rocas deben tenerse en cuenta tres hechos principales:

a) La roca actual es una dolomía, que en razón al tamaño de las partículas puede llamarse arenodolomía, pero que atendiendo a sus propiedades microscópicas es una microdoloesparita.

b) En su mayoría los ooides han conservado la estructura concéntrica, lo cual es un hecho objetivo; subjetivo es el considerarlos ooides o formas fantasmas en el sentido de CAROZZI, 1953, o sea, «fantomes d'oolithes», según se interprete que los ooides están bien o mal conservados.

c) Hay una similitud apreciable entre el material carbonático de la matriz y el que compone los ooides, lo cual puede ser efecto de una composición común para ambos en el momento de la sedimentación. Para aclarar esta situación caben dos respuestas: 1) Los ooides tuvieron desde su génesis una composición dolomítica y tendrían cierta analogía con los ooides cuaternarios calcicomagnésicos (12 mol % $Mg CO_3$) encontrados por MILLIMAN & BARRETTO, 1975, en la plataforma continental brasileña y que, según ellos, son originales en composición y microestructuras. Estos ooides tienen una estructura variada, pero predomina la radial. 2) Originalmente, de acuerdo al método de asociación actualista, los ooides se formaron de material aragonítico, análogamente a casi todos los casos de ooides actuales estudiados hasta ahora (ver tabla 5.2 en FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970). Esta asunción implica que la roca oolítica ha adquirido su composición actual debido a una dolomitización postgenética. En general se piensa que la dolomitización es un proceso destructor que borra las estructuras originales, principalmente los restos fósiles. Así se explica que la mayoría de las dolomías sean estériles. En el caso de rocas oolíticas, por ejemplo, FABRICUS & KLINGELE, 1970, describen una doloesparita oolítica cuaternaria, «de tipo residual», que «ya» ha perdido su estructura original. Entonces en el caso de los ooides del Muschelkalk nos encontramos frente a una dolomitización diferente, que apenas transforma la roca original, pero que no borra las estructuras ni los restos de material orgánico y tampoco produce incremento visible del grado de cristalinidad, pues, como ya se dijo, las muestras descritas corresponden a microesparitas cuando máximo. A este tipo de dolomitización temprana se le conoce como dolomitización penecontemporánea, según CAROZZI, 1953; CAROZZI et al, 1972.

Rocas descritas como dolosparitas oolíticas se hallan ilustradas en CAROZZI et al, 1972, págs. 174 y 274, para las cuales se asume una dolomitización penecontemporánea en un caso y dolomitización secundaria en el otro. En ambos casos el proceso de dolomitización ha actuado preferencialmente sobre el cemento y la envoltura se compone de «capas sucesivas micríticas y esparíticas alrededor de un núcleo micrítico o intraclástico peldolomicrítico». Es evidente que existe similitud con las muestras aquí descritas; similitud en un estado final, que seguramente es producto de procesos semejantes.

La precipitación de calcita en las venas y cavidades no tiene importancia para el análisis diagenético por ser un fenómeno reciente producido por infiltración de aguas meteóricas; tiene valor en cuanto sirve para mostrar la antigüedad del carácter dolomítico de la roca.

Ambiente sedimentario y significado de los ooides. Para la gran mayoría de los geólogos los ooides de carbonato de calcio son propios de aguas someras, sobresaturadas, cálidas, marinas o de lagos cerrados de condiciones semejantes a las del Gran Lago Salado de Utah, Laguna Madre en Texas, Las Bahamas y el Golfo de Akaba (USDOWSKY, 1963; MITTERER, 1968; FRIEDMAN et al, 1973, etc.). Para algunos la profundidad del agua debe oscilar entre 0 y 5 metros, y, según NEWELL et al, 1960, es óptima a 2 metros. La precipitación del carbonato cálcico, según USDOWSKY, 1963, ocurre en aguas marinas cuando hay aporte de aguas frías que se calientan en plataformas poco profundas. Dado que muchos de los ooides modernos se forman en aguas agitadas, se ha tomado este factor como inherente a su origen (USDOWSKY, 1963; BATHURST, 1971). Sin embargo, SUESS & FÜTTERER, 1972, gracias a sus experiencias en la elaboración de ooides artificiales con estructura concéntrica y materia orgánica dentro de la envoltura, postulan que el estado de agitación no parece ser un prerrequisito para la génesis de los ooides, sino que, más bien, lo es la existencia de un alto nivel en materia orgánica.

Atendiendo al tipo de estructura radial, concéntrica o combinada se ha tratado de asociar los ooides a diferentes medios sedimentarios*. Así, FRIEDMAN et al, 1973, anotan que los ooides recientes del Golfo de Akaba, generados en un lago hipersalino, y los del Gran Lago Salado de Utah poseen estructura radial, lo cual «tiene gran importancia para la interpretación de ooides antiguos». USDOWSKY, 1963, afirma que la ultraestructura depende de la velocidad de cristalización, siendo radial si es rápida y tangencial si es lenta; el que el carbonato precipite como cristales, esferulitos u ooides depende de la concentración de sal, y la modificación cristalina, de la relación Mg/Ca, que para los ooides oscila entre 2 : 1 y 8 : 1, mientras que la salinidad debe encontrarse entre 3,6 y 0,5 %.

Entre el medio sedimentario y la estructura fina (ultraestructura) se establecen claramente, según FABRICIUS & KLINGELE, 1970, relaciones genéticas. Así, las ultraestructuras de los ooides pueden agruparse como:

- a) Ooides con bastoncitos aragoníticos en las capas concéntricas, tipo Suetz-Bahamas.
- b) Ooides con cristalitas radiales, tipo Gran Lago Salado.
- c) Ooides con capas granulares y aciculares (pisolitos), tipo Carlsbad.

* El término estructura es usado también para indicar la orientación de los microcristales carbonáticos en cada una de las capas sucesivas de la envoltura, lo cual crea confusión. FABRICIUS & KLINGELE, 1970, emplean en su lugar el término ultra estructura. Una discusión clara acerca del uso del término se encuentra en KAHLE, 1974.

Según Uspowsky, 1963, un medio de aguas someras no es necesariamente idéntico con la línea de costa. Esto significa que los ooides pueden originarse también lejos de ella, en la plataforma, en zonas de poca profundidad. Sin embargo, el mismo autor ve en las rocas oolíticas del pasado geológico principalmente sedimentos «que se han formado en el límite entre facies terrestres y grandes cuencas cubiertas de agua», lo cual equivale a la zona fronteriza de aguas someras de la costa y la zona de mareas.

De los análisis faciales de varias formaciones oolíticas y de los esquemas propuestos para ellas por CAROZZI et al., 1972, se deduce que la zona propicia para la génesis de los ooides son los altos fondos (*haut-fonds*) vecinos a la línea de costa (Fig. 5).

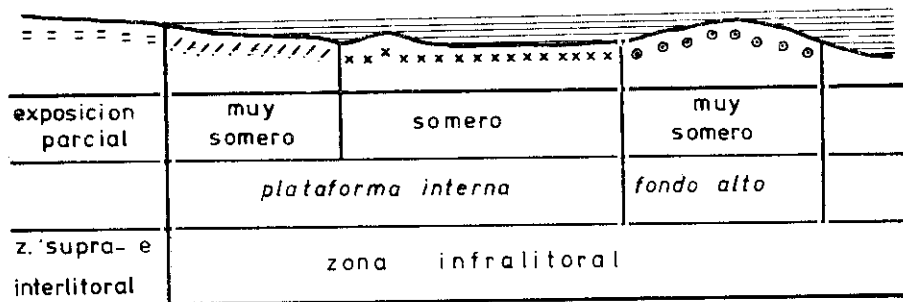


Fig. 5. Esquema generalizado que muestra el medio propicio para la generación de ooides (simplificado, según CAROZZI et al 1972)

== micrita // pelmicrita xx biomicrita oo oosparita

Resultados. La poca selección de los ooides y la coexistencia de pseudo-ooides, de menor tamaño, señala un medio de energía no muy alta. La mínima proporción de cuarzo en la matriz y en los núcleos de los ooides denota un aislamiento del área de sedimentación, o una influencia mínima, en relación con la zona de aportes terrígenos arenosos. Fragmentos de roca calcárea y oolítica atestiguan que parte del material ha sido retrabajado; entonces los ooides pueden no ser estrictamente autóctonos, sino provenir de una fuente muy cercana, en la cual a la vez que se generaban los ooides ocurría alguna erosión del substrato. El material microesparítico que compone la mayoría de los núcleos de los ooides puede provenir de pellets, grumos, o haber sido llevado desde zonas de sedimentación de microesparita. En todo caso, su proveniencia es difícil de explicar, pues no se tienen elementos de juicio suficientes.

El contenido fósil —hecho poco común en rocas oolíticas— denota una saturación no letal para la existencia de los organismos representados. Esto permite excluir la posibilidad de un ambiente hipersalino, o lago aislado, del tipo del Gran Lago Salado. El color oscuro en la matriz y en las envolturas puede interpretarse como producto de abundante material orgánico en las aguas, lo cual parece jugar un papel importante en la génesis de los ooides, según la opinión de MITTERER, 1968, y los experimentos de SUESS & FÜTTERER, 1972.

La alternancia de niveles micríticos y microesparíticos en la envoltura im-

plica, según CAROZZI et al., 1972, pág. 174, «interrupciones sucesivas en el mecanismo de oolitización por transporte de los ooides a medio micrítico» (descripción de una oodoloparita). Los análisis de rocas no oolíticas tomadas en el mismo afloramiento dan un poco más de luz acerca del medio sedimentario. La muestra 59V, situada prácticamente sobre el nivel oolítico, es más fosilífera y los fragmentos tienen mayor tamaño. La cantidad de material detrítico arenoso incrementa notablemente; hay todavía algunos cuerpos redondeados que al microscopio se revelan como ooides muy recristalizados, o sea, fantasmas de ooides. Existen en la muestra restos de ostrácodos y pseudomorfosis de sal, siendo en ella la proporción de óxidos férricos significativamente más alta. Esta muestra pertenece ya al dominio de una facies evaporítica que corresponde seguramente al así llamado tramo rojo de VIRGILI, 1958, o Muschelkalk medio de HINKELBEIN, 1965. Este último autor había señalado que la presencia de cuarzo idiomorfo en las arcillas del Muschelkalk medio era indicativa de una facies evaporítica. Las intercalaciones de dolomita en las arcillolitas superiores corresponden a precipitaciones calcáreas dentro de pequeños lagos generados por fluctuaciones del nivel de las aguas costeras. El estudio de estas intercalaciones calcáreas tiene gran valor en el análisis facial de sedimentos detríticos, como lo han demostrado HANLEY & PEARSON, 1972. Estas intercalaciones son en el Muschelkalk medio relativamente frecuentes y deben tomarse en el ámbito de la Cordillera Ibérica como carácter distintivo propio de esta unidad; lo mismo puede decirse de las pseudomorfosis salinas y las costras de óxidos férricos. Estos elementos son raros o están ausentes en el Keuper.

Paleogeografía. De los resultados anteriores se desprende la existencia de una zona litoral o línea de costa en la región de Morés al término de la sedimentación del Muschelkalk inferior. La facies evaporítica del Muschelkalk medio se extiende entonces desde los Pirineos hasta la Cadena Ibérica. Sin embargo, en esta última no llegaron a depositarse espesores apreciables de yeso comparables a los explotados en el Muschelkalk medio de Cataluña. Estos últimos son, según VIRGILI, 1962, producto de sedimentación directa en ciertos sectores de una plataforma que en determinados momentos llegaron a estar más o menos aislados por ondulaciones del zócalo.

La columna estratigráfica muestra una facies regresiva para las muestras cercanas que suprayacen al nivel oolítico. Esto significa simplemente un retiro del mar, que en un ambiente de plataforma litoral puede ser ocasionado por una oscilación de decímetros en el nivel de base.

Agradecimientos. El material estudiado fue recolectado por el autor durante el verano de 1975 en desarrollo de trabajos de campo. Mis agradecimientos van dirigidos a mi profesor Dr. O. F. Geyer, de la Universidad de Stuttgart, por su aliento y valiosas observaciones. Por la colaboración y discusiones positivas, a los geólogos H. Behmel y H. Seyfried, también de la Universidad de Stuttgart. La beca necesaria y los gastos corrieron por cuenta de el Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD).

BIBLIOGRAFIA

- BATHURST, R. G. C. (1971): Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12, Elsevier Pub. Co., N. Y. 620.
- BAUSCH, W. M. (1963): Die Oolithe des Malms. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 10, 343-346.

- CAROZZI, A. (1953): Pétrographie des roches sédimentaires, 112-136. Lausanne.
- CAROZZI, A.; BOUROULLEC, J.; DELOFRE, R. & RUMEAU, J. L. (1972): Microfacies du Jurassique d'Aquitaine. *Bull. Centre Recherches Pau-SNPA*, vol. spécial 1.
- DEREIMS, A. (1898): Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragón. Thèse de Doct. Paris. 1-198.
- FABRICIUS, F. & KLINGELE, H. (1970): Ultrastrukturen von Ooiden und Oolithen: Zur Genese und Diagenese quartärer Flachwasserkarbonate des Mittelmeeres. *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 594-617.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M. (1962): Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 3, 113-123, Stuttgart.
- FREEMAN, T. (1972): Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triassic) Iberian Range Spain. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 56 / 3. 434-453.
- FRIEDMAN, G. M. (et al 1973): Generation of carbonate particles und laminites in algal mats; example from sea marginal hypersaline pool. Gulf of Aquaba, Red sea. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 57, 541-557.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. In W. v. ENGELHARDT, H.; FÜCHTBAUER & G. MÜLLER: *Sediment-Petrologie*, Teil II, 726 S., 326 Abb., (Schweizerbart) Stuttgart.
- HANLEY, J. H. & PEARSON, E. F. (1972): Significance of thin carbonates in interpreting depositional environments of thick clastic sequences. (Abstract) *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 56, 622.
- HINKELBEIN, K. (1965): Der Muschelkalk der Zentralen Hesperischen Ketten (Provinz Teruel, Spanien) *Oberhein. geol. Abh.*, 14, 55-95.
- ILLIN, L. V. (1954): Bahaman calcareous sands. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* 38, 1-95.
- KAHLE, C. F. (1974): Ooids from Great Salt Lake, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of ooids in marine limestones. *J. Sed. Pet.*, 44, 30-39.
- KALKOWSKY, E. (1908): Oolith und Stromatolith im nordeutschen Bundsandstein. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.*, 60, 68-125.
- MILLMAN, J. D. & BARRETTO, H. T. (1975): Relict magnesian calcite oolite and subsidence of the Amazonas-shelf. *Sedimentology*, 22, 137-145.
- MITTERER, R. M. (1968): Amino acid composition of organic matrix in calcareous oolites. *Science*, 162, 1498-1499.
- NEWELL, N. D.; PURDY, E. G. & IMBRIE, J. (1960): Bahamian oolitic Sand. *J. Geol.*, 68, 137-145.
- PALACIOS, P. (1892): Reseña geológica de la Provincia de Zaragoza. *Bol. Comp. Map. geol. Esp.*, 14.
- RICHTER, G. (1930): Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, N. F. XVI, Berlin.
- RICHTER, G. (1933): Der Graben von Morés, ein Teilstück des spanischen Saxonikums. *Abh. preuß. geol. Landesanstalt, Neue Folge*, 139, Berlin.
- RICHTER, G. & TEICHMÜLLER, R. (1933): Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, III, 7. Berlin.
- SCHRÖDER, E. (1930): Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, N. F., XVI. Berlin.
- Suess, E. & FÜTTERER, D. (1972): Aragonitic ooids. Experimental precipitation from seawater in presence of humic acid. *Sedimentology*, 19, 129-139.
- TRICALINOS, J. (1928): Untersuchungen über den Bau der keltiberischen Ketten des nördlichen Spaniens. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.*, 80.

- USDOWSKY, H. E. (1963): Der Rogenstein des nordeutschen Unteren Bundsandsteins, ein Kalkoolith des marien Faziesbereichs. *Fortsch. Geol. Rheinld - Wetsf.*, 10, 337-342.
- VIRGILI, C. (1955): El tramo rojo intermedio del Muschelkalk de los Catalánides. *Mem. Comun.*, 13, 37-77, Barcelona.
- VIRGILI, C. (1958): El triásico de los Catalánides. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 69, 1-856.
- VIRGILI, C. (1962): El Trias du Nord de l'Espagne. *Livre Paul Fallot*, 1, 301-311. *Soc. geol. France*, París.
- VIRGILI, C. & HERNANDO, S. (1974): Datación del Trias medio en la región comprendida entre los Condemios y Miedes de Atienza. *Seminarios de Estratigrafía*, 9, 1-9.
- WURM, A (1911): Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.*, 63.

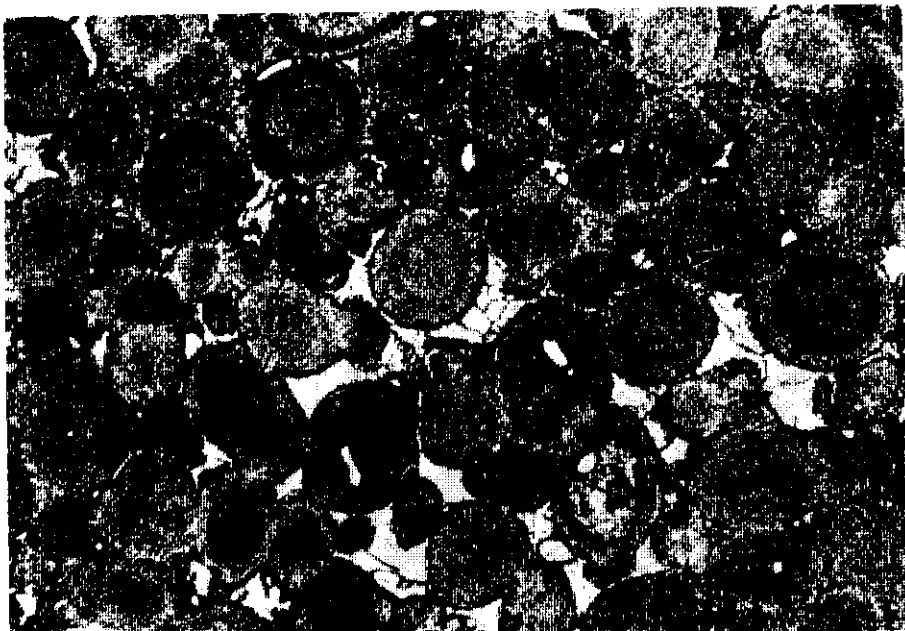


Fig. 2.