

## **El análisis tafonómico en Micropaleontología: particularidades tafonómicas de los microfósiles**

**Eustoquio MOLINA**

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza.

**Palabras clave:** tafonomía, microfósiles, bioestratinomía, fosildiagénesis, litogénesis.

### **ABSTRACT**

The taphonomic particularities of microfossils are studied. The production and accumulation of remains and signal of activity, the biostratinomic and fossildiagenetic processes, and the lithogenetic importance are analyzed.

### **INTRODUCCION**

El término *tafonomía* se debe a Efremov, que lo anunció en 1940 para denominar al estudio de todos los detalles de la transición de los organismos muertos desde la biosfera hasta la litosfera. En el campo de la disciplina micropaleontológica este término ha sido poco usado, aunque sí lo han sido términos tales como *transporte*, *disolución*, *conservación*, que sólo expresan ciertos procesos o resultados de la alteración tafonómica. La tafonomía es un subsistema conceptual de la paleontología (Fernández López, 1986-87) que aspira a explicar cómo ha sido producido y qué modificaciones ha experimentado el registro fósil. Los aspectos tafonómicos en los microfósiles han sido menos estudiados que en los fósiles de mayor tamaño, aunque, por lo general, los microfósiles sufren una serie de modificaciones durante el proceso de fosilización, las cuales no se diferencian mucho de las que afectan a los macrofósiles. Sin embargo, los microfósiles debido a su pequeño tamaño tienen una serie de particularidades que debemos resaltar y que han sido generalmente olvidadas en los textos de micropaleontología, con excepción del de Bignot (1982). Esta laguna se debe a que los procesos tafonómicos que experimentan los microfósiles han sido poco estudiados, salvo en el caso de los microorganismos planctónicos, y especialmente en el de los foraminíferos planctónicos, ya que determinados procesos, como el de la disolución, han dado lugar a artículos muy específicos. No obstante, se echan en falta publicaciones de síntesis sobre la tafonomía de los foraminíferos, a pesar de que para los foraminíferos planctónicos se han realizado algunos intentos por Hemleben *et al.* (1989) y Molina (1990).

Los estudios micropaleontológicos deben interpretar los microfósiles teniendo muy en cuenta los aspectos tafonómicos; es decir, las condiciones en que han sido producidos, y las modificaciones que han experimentado en sus correspondientes ambientes geológicos. Los microorganismos son muy

abundantes en casi todos los medios en que se produce sedimentación, y esto, unido a la resistencia que ofrecen algunos a cierto grado de metamorfismo, son las causas principales de que logren fosilizar tan frecuentemente. Ciertos procesos tales como la disolución y la resedimentación, que afectan notablemente a los microfósiles, pueden causar problemas al interpretar los datos del registro fósil para utilizarlos en la solución de problemas paleobiológicos y geológicos. En el pasado se han cometido errores en la aplicación geológica de los microfósiles debido a un insuficiente conocimiento de los aspectos tafonómicos. En consecuencia, la interpretación rigurosa de los microfósiles requiere ineludiblemente el estudio previo de los procesos tafonómicos.

## **PRODUCCION Y ACUMULACION**

Los procesos tafonómicos pueden comenzar para algunos autores, como Fernández López (1986-87, en prensa), antes de la muerte de los organismos, ya que la producción puede ser previa. Así se consideraría a la autólisis como un proceso de producción. La autólisis está muy bien documentada en el foraminífero planctónico *Hastigerina pelagica* (d'Orbigny), pues durante la reproducción se pueden observar una serie de cambios, tales como el proceso de disolución inducido por reabsorción de parte de la concha durante la gametogénesis. Este proceso tiene como resultado la reabsorción de los septos, región apertural, espinas y la producción de hoyos en la superficie externa de la concha. Consecuentemente, la estructura se hace inestable, desintegrándose la concha, lo cual es la causa del reducido número de conchas de dicha especie que fosilizan, a pesar de ser muy abundante en las biocenosis. Este es un proceso ontogénico que tiene importantes consecuencias en el proceso de fosilización. Por el contrario, ciertos fenómenos de encostramiento que son frecuentes en los microorganismos pueden dar lugar a que fosilicen mejor. Así, algunas cianobacterias producen costras estromatolíticas como resultado de su actividad, al igual que ciertas algas calcáreas, briozoos, foraminíferos, etc. Por otra parte, los ostrácodos durante su ontogenia se desprenden varias veces de las dos valvas que constituyen su caparazón (mudas), ya que al crecer se les quedan pequeñas. Así, en dichas mudas se iniciarían los procesos tafonómicos antes de la muerte del organismo. Algo equivalente ocurre cuando el caparazón de un foraminífero es abandonado al transformarse el citoplasma en esporas o gametos, pues habría un proceso de "realización" que es diferente de cuando la célula muere dentro de la concha. Estos ejemplos de producción biogénica tienen un cierto carácter ontogénico o paleoecológico, pero muestran como la tafonomía puede comenzar antes de la muerte de los organismos, o mejor dicho después de la producción.

La tafonomía tiene un campo de acción que para algunos autores es difícil de deslindar del de la paleoecología. Ahora bien, si consideramos que la paleoecología es el estudio de las relaciones que tuvieron lugar, en el pasado geológico, entre los organismos vivos entonces y su medio ambiente, el problema puede quedar resuelto. En este sentido, el campo de estudio de la tafonomía abarcaría solamente al estudio de los procesos posteriores a la producción del resto o huella de la actividad vital, procesos que son básicamente dos: bioestratinómicos y fosildiagenéticos. Así, tras su muerte o

producción biogénica o tafogénica, los restos y/o señales de las asociaciones de organismos (biocenosis), se acumulan (tanatocenosis), pudiendo incluir restos de varias biocenosis, son enterrados (tafocenosis), y finalmente se encuentran juntos (orictocenosis) tras haber sufrido el proceso de fosilización. Estos términos designan conceptos de clase que implican planteamientos globalistas, por lo que ciertos autores españoles consideran necesario utilizar los términos "entidad biológica", "entidad producida", "entidad conservada" y "entidad registrada" que, al designar conceptos relacionales, permiten expresar relaciones y describir procesos.

## **PROCESOS BIOESTRATINOMICOS**

Son los que experimentan los restos de organismos y señales de su actividad vital desde el momento de su producción o muerte hasta su enterramiento inicial. En este sentido, tras la muerte de los organismos se produce un proceso de biodegradación y descomposición que tiene como consecuencia inmediata, especialmente en medios muy oxigenados, la rápida destrucción de las partes blandas. Sin embargo, en medios reductores puede haber una conservación de restos de naturaleza orgánica tales como los palinomorfos.

La bioerosión es un proceso cuyos resultados se han observado en los microfósiles; así algunos presentan microperforaciones producidas principalmente por bacterias microendolíticas, hongos, algas, gusanos, esponjas, etc., y depende de la naturaleza y estructura de los organismos en que son producidas. Estos fenómenos pueden haberse desarrollado en vida o durante el proceso inicial de biodegradación, aunque también pueden producirse posteriormente, cuando sólo quedan las partes duras.

La necrocinesis es uno de los primeros mecanismos de alteración tafonómica y afecta de forma importante a los microorganismos, pues los desplazamientos horizontales (deriva necroplanctónica) que sufren pueden ser muy considerables, debido a su pequeño tamaño, lo cual permite que puedan ser fácilmente arrastrados por cualquier tipo de corriente acuática o aérea. Así, los granos de polen son frecuentemente arrastrados por el viento a muchos kilómetros de su lugar de producción, y pueden de esta forma llegar a depositarse en medios marinos. En los medios acuáticos, las corrientes producen el mismo efecto de dispersión; por ejemplo, en la superficie de los océanos se ha estimado una velocidad de deriva necroplanctónica de 0'5 a 3'2 km/hora, pudiendo arrastrar a los restos de microorganismos planctónicos a otras áreas, ya que los foraminíferos, radiolarios y pterópodos tardan algunos días en caer al fondo, mientras que las diatomeas, silicoflagelados y cocolitofóridos, debido a su menor tamaño, pueden tardar incluso años y ser depositados a mayores distancias, ya que los cocolitos descienden a una velocidad media de 150 m/día (Honjo, 1976).

La necrocinesis ha sido investigada en los foraminíferos planctónicos, estimándose la magnitud de los desplazamientos que sufren las asociaciones, antes de su acumulación, al ser arrastrados por las corrientes en su descenso a los fondos oceánicos. Las conchas de los foraminíferos que mueren contienen restos del citoplasma y caen mas lentamente que las abandonadas, a modo de lluvia o nieve

marina hasta llegar a sedimentarse (Berger, 1971; Silver *et al.*, 1978). Las conchas al caer pueden adherirse a otros agregados orgánicos o incluso hacerlo dentro de pelotas fecales. Las velocidades de caída de los agregados se han estimado entre 100 y 150 m/día, habiéndose realizado también cálculos más precisos para los foraminíferos planctónicos (Fok-Pun y Komar, 1983). Así, una concha pequeña de *G. ruber* que pese vacía 5  $\mu\text{g}$  cae a una velocidad de aproximadamente 320 m/día, mientras que una concha relativamente grande de *G. truncatulinoides* que pese 50  $\mu\text{g}$ , lo hace a 1400 m/día. En consecuencia, la mayor parte de los foraminíferos planctónicos tardan entre 3 y 12 días en alcanzar una profundidad oceánica media de 3800 m. Y teniendo en cuenta que las velocidades de deriva necroplanctónica pueden ser muy altas en zonas con corrientes marinas intensas, el desplazamiento post-mortem puede plantear problemas cuando se intenta la reconstrucción paleoambiental a partir de la composición de la orictocenosis. Estos problemas se manifiestan en la aloctonía de las entidades conservadas, y el criterio para reconocer la aloctonía sería la evidencia de transporte en dichas entidades (selección por tamaños... etc.).

La disolución es un proceso que puede tener unos efectos muy destructivos y, consecuentemente, provocar una gran pérdida de información. El grado de disolución depende de la estabilidad de los constituyentes minerales frente a los factores del medio ambiente. Además, el reducido tamaño de los microorganismos tiene, como consecuencia, una más rápida disolución que en los fósiles de mayor tamaño. Esta disolución puede ser especialmente rápida en medios tales como turberas, manglares y estuarios, en los cuales puede haber descensos del pH que tengan como consecuencia la disolución de las pequeñas conchas calcáreas en un sólo día. Algunos investigadores como Boltovskoy (1991) han realizado experimentos de laboratorio con foraminíferos actuales sometiéndolos a un pH de 6,5 durante cuatro meses, observando que algunas especies fueron totalmente disueltas, mientras que otras quedaron dañadas y fragmentadas o se volvieron muy frágiles. Sólo las conchas de la especie bentónica *Trochammina inflata* se mantuvieron intactas, lo cual es debido a que poseen una capa orgánica envolvente. Aunque por lo general, las formas planctónicas mostraron ser más resistentes que las bentónicas.

En los medios marinos, ciertos restos y conchas de naturaleza aragonítica (dasycladáceas, pterópodos, algunos foraminíferos, etc) son objeto de una rápida disolución, o bien, posteriormente se neomorfizan en calcita, la cual es más estable. En los océanos, la disolución depende fundamentalmente del contenido de las aguas en CO<sub>2</sub>, el cual aumenta con las altas presiones y bajas temperaturas. Así, a partir de unas determinadas profundidades denominadas lisoclina y nivel de compensación (variables en el espacio y en el tiempo), se disuelven los restos de los organismos calcáreos, sobre todo los planctónicos en su caída hacia los fondos marinos. Entre éstos, los pterópodos son disueltos antes de alcanzar los 3.000 m., mientras que los foraminíferos calcíticos, son disueltos a partir de 4.000 a 5.000 m. en latitudes medias y bajas. Estos son los valores medios más generales, pero las bajas temperaturas hacen que la lisoclina se sitúe en niveles muy superficiales a medida que nos acercamos a los polos y, en consecuencia, en estas regiones se disuelven casi todos los organismos calcáreos, mientras que los

de naturaleza silíceo no son afectados, originándose sedimentos ricos en radiolarios y diatomeas, los cuales son menos solubles en las aguas profundas que en las superficiales no saturadas de sílice.

En los foraminíferos planctónicos, la disolución es un proceso bastante estudiado; gracias a ello sabemos que la disolución es selectiva, afectando en diferente grado a las distintas especies y estadios ontogenéticos, siendo las conchas juveniles las que más fácilmente se disuelven. El proceso de disolución puede comenzar durante la digestión, si el organismo es ingerido por un predador, o bien por reacción química al adherirse a ciertos agregados, pero su principal causante es el agua con alto contenido en CO<sub>2</sub>. La disolución de las conchas depende de la estructura y grosor de las mismas, siendo más lenta en las paredes internas de los poros y en las especies más grandes y robustas que presentan costras calcíicas. En consecuencia, se han establecido escalas de susceptibilidad a la disolución, como la de Thunell y Honjo (1981) para las especies actuales, y la de Malmgren (1987) para las especies fósiles del Cretácico superior del Atlántico sur. La disolución tiene consecuencias importantes para los estudios de sedimentos profundos. Así, las perforaciones de los fondos oceánicos (DSDP, ODP, etc.) atraviesan con frecuencia formaciones depositadas a grandes profundidades, cuyos microfósiles calcáreos han sido afectados por la disolución. Si ésta no es total, permanecen las especies que poseen conchas más resistentes, lo que ha conducido a ciertos investigadores, tales como Orr y Jenkins (1977), a proponer biozonaciones basadas en las especies más resistentes.

En los fondos abisales la disolución es muy fuerte para las formas de concha calcárea, por lo que sólo se encuentran, aparte de los microfósiles de esqueleto silíceo, algunos foraminíferos bentónicos aglutinados y, a veces, restos de nanofósiles calcáreos que se han conservado por estar protegidos por una membrana orgánica, o bien, dentro de coprolitos de copépodos a los que sirvieron de alimento (Honjo, 1976). En general, los cocolitofóridos se conservan mejor que los foraminíferos, estando los ortolitos mejor conservados que los heliolitos y los ciclos mejor que las áreas centrales.

La resedimentación penecontemporanea es también un proceso tafonómico a tener muy en cuenta, ya que afecta notablemente a los organismos de pequeño tamaño. Los caparazones de los mismos pueden ser rápidamente enterrados y, por tanto, tienen mayores posibilidades de fosilización que los organismos grandes, pero antes de su enterramiento definitivo, los organismos pueden ser fácilmente arrastrados a otras áreas, donde son finalmente enterrados. Las corrientes que afectan a los fondos marinos arrastran a las conchas a velocidades diferentes según su forma y tamaño, velocidades que han sido estimadas experimentalmente para los foraminíferos planctónicos por Kontrovitz *et al.* (1979). Un buen ejemplo de resedimentación alóctona penecontemporanea acontece cuando los caparazones de ciertos foraminíferos endobentónicos son arrastrados por corrientes a medios más profundos. Este mecanismo se produce con más frecuencia afectando a los microorganismos de menor tamaño, pero es más evidente en los macroforaminíferos y algas calcáreas que viven en plataformas externas, siendo a veces arrastrados por corrientes de turbidez y encontrándose intercalados con sedimentos hemipelágicos más profundos.

En definitiva, hay que distinguir entre proceso de resedimentación penecontemporanea y el de resedimentación alocrónica, más propiamente denominado reelaboración tafonómica, que sería un proceso fosildiagenético, el cual se produciría cuando la erosión desnuda materiales del fondo ya litificados y de épocas geológicas anteriores a los que se están sedimentando.

## **PROCESOS FOSILDIAGENETICOS**

Las tafocenosis son afectadas por una serie de procesos desde su enterramiento hasta que los microfósiles son encontrados en los yacimientos. En la superficie de los fondos marinos pueden encontrarse tanatocenosis muy diferentes de las tafocenosis subyacentes. Este fenómeno es muy evidente y ha sido puesto de manifiesto por Loubere y Gary (1990) para los foraminíferos bentónicos del Golfo de México que se encuentran a profundidades entre 1020 y 1170 m. Así, se ha observado que los procesos tafonómicos son muy activos en los 10 cm superiores de sedimento, sufriendo pérdidas sustanciales en el intervalo con bioturbación. Estas pérdidas son especialmente significativas para las especies epifaunales que vivían en la superficie, mientras que son menores para las infaunales, lo cual indica que las posibilidades de conservación dependen tanto de la intensidad de los procesos como del modo de vida de los microorganismos, y que en esta etapa inicial pueden seguir actuando procesos bioestratinómicos.

El mecanismo de reelaboración tafonómica constituye un proceso fosildiagenético, ya que los restos de microorganismos previamente enterrados, en el transcurso de la fosilización sufren ciertas transformaciones que los diferencian de los restos de organismos contemporáneos del segundo depósito, con los que pueden mezclarse cuando son desenterrados y reinician el proceso de fosilización. Los fósiles reelaborados o "rodados" suelen tener una conservación más deficiente, lo cual ayuda a detectar este tipo de mecanismos, pero los cambios alterativos pueden ser destructivos o conservativos por lo que, a veces, la reelaboración facilita una mejor conservación de los elementos, al aumentar la durabilidad de los mismos. Otro criterio que puede ayudar a su reconocimiento es la menor frecuencia de las formas reelaboradas en relación a las demás, que se pone en evidencia con el análisis cuantitativo de las distintas muestras de una serie. Sin embargo, hay casos como el de la cuenca de París (*vide* Bignot, 1986), donde los estratos eocénicos descansan directamente sobre la superficie erosionada del Cretácico y contienen microfósiles (foraminíferos y cocolitos) procedentes de la creta, que pueden estar mejor conservados y ser más numerosos que los microfósiles eocénicos. En consecuencia, a veces es muy difícil reconocer ciertos casos de reelaboración alocrónica, y especialmente distinguirla de la resedimentación penecontemporanea. Estos fenómenos son tanto más intensos cuanto menor es el tamaño de los organismos. Así los nanofósiles son los que más posibilidades tienen de ser reelaborados, pues se ponen en suspensión fácilmente y, cuando en una cuenca sedimentaria existe denudación, los diminutos cocolitos se pueden volver a poner en circulación, depositándose en terrenos más modernos.

Por otra parte, los restos de microorganismos pueden infiltrarse por una grieta y depositarse en terrenos más antiguos. Ambos fenómenos, reelaboración e infiltración, pueden influir bastante en la exactitud de las interpretaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. Ahora bien, los especialistas generalmente han sido conscientes de estos problemas y han tratado de detectar estos procesos. En este sentido, Bignot (1986) concluye que los criterios cuantitativos, morfológicos y mineralógicos utilizados para saber que un microfósil está reelaborado no son decisivos, y salvo en el caso de un desfase cronológico importante, la resedimentación no puede ser asegurada, sino solamente sospechada. Este es un problema complejo, que requiere un enfoque pluridisciplinar, y en el que probablemente los datos geoquímicos (contenido en elementos traza) e isotópicos ( $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) suministrarán argumentos nuevos. En este sentido, Barrera y Keller (1990) han puesto de manifiesto que ciertos foraminíferos de la base del Daniense tienen distinta señal isotópica que las mismas especies del Cretácico y, por tanto, no son reelaborados.

Los microfósiles sufren una serie de transformaciones durante la fosildiagénesis, que por el momento han sido poco estudiadas. En general, las altas presiones y temperaturas producen alteraciones en las tafocenosis, cambios que se acrecientan con el paso del tiempo: compresión, reemplazamiento (epigénesis), recristalización, hasta llegar a la disolución fosildiagenética o a la destrucción total por el metamorfismo. Así, inicialmente se producen procesos de inversión que sólo cambian la estructura cristalina: los restos silíceos opalinos (radiolarios, diatomeas y espículas de esponjas) suelen transformarse en calcedonia, y los restos calcáreos aragoníticos (algas, pterópodos y algunos foraminíferos) en calcita (si no se disuelven). Posteriormente se pueden dar fenómenos de reemplazamiento que sustituyen el mineral original por otro de distinta composición; un caso frecuente es el reemplazamiento de la sílice por calcita o incluso por cuarzo microcristalino. A veces, se pueden producir recrecimientos cristalinos que, como ocurre en los discoastéridos, pueden dar lugar a confusiones, habiéndose llegado incluso a la definición de especies distintas para formas con depósitos secundarios. También, en los conodontos se han encontrado recrecimientos superficiales de minerales (Burnett y Austin, 1990), que habían sido interpretados por otros autores como elementos ornamentales propios de estos organismos. Ahora bien, lo más frecuente es que existan pérdidas progresivas de material que conduzca a la desaparición parcial o total del resto.

Sin embargo, algunos microorganismos de naturaleza orgánica, como los palinomorfos, o de naturaleza fosfática como los conodontos, presentan una mayor resistencia a los mecanismos anteriormente expuestos, pudiendo incluso soportar un cierto metamorfismo. Así, ciertos pólenes, esporas, dinoflagelados, quitinozoos, acritarcos, etc., se pueden encontrar en rocas que han soportado condiciones tales que han hecho desaparecer a otros fósiles, mientras que éstos suelen estar alterados, habiendo sufrido un mecanismo de carbonización, que produce un cambio de color debido al enriquecimiento de carbono. En los conodontos el fenómeno es muy evidente y se han establecido índices de alteración que se manifiestan por cambios progresivos de color: amarillo, marrón, negro, pardo, blanco, opaco y transparente. Estos cambios se deben a la carbonización inicial y a la posterior

desaparición del carbono, y se han cuantificado estableciéndose distintos grados de CAI (Conodont Alteration Index), que permiten estimar las condiciones de temperatura y/o presión que han soportado las rocas que los contienen, siendo por tanto utilizados como termómetro geológico. Asimismo, las condiciones de conservación de otros microfósiles han sido utilizadas como posibles indicadores de circulación del agua en las arcillas por Wolff y Carls (1987).

## **IMPORTANCIA LITOGENETICA**

Los procesos tafonómicos tienen como resultado la progresiva degradación y destrucción parcial o total de los restos y señales de actividad de los microorganismos, provocando una gran selectividad en el registro fósil, todo lo cual debe ser tenido muy en cuenta en la solución de problemas paleobiológicos y geológicos. Ahora bien, generalmente los microfósiles tienen la particularidad de presentar un registro más continuo y mejor conservado que el de los macrofósiles. Y paradójicamente, a pesar de su pequeño tamaño, contribuyen a la construcción de las formaciones litológicas más potentes. En este sentido, se pueden citar las formaciones estromatolíticas, producidas por la actividad de cianobacterias, que alcanzaron gran desarrollo durante el Precámbrico. Asimismo, son destacables las grandes acumulaciones de macroforaminíferos del tipo de los nummulites, los cuales dieron lugar a que el Paleógeno fuera inicialmente denominado Nummulítico. Además, los microorganismos de modo de vida planctónico dan lugar a potentes formaciones por acumulación bioclástica, cuyas rocas reciben nombres (diatomitas, radiolaritas, etc) derivados de los abundantes microfósiles que contienen. Asimismo, el cemento de muchas rocas puede estar formado por la concentración de sustancias procedentes de microorganismos, todo lo cual da idea de su importancia litogenética.

## **AGRADECIMIENTOS**

A Miquel De Renzi, Marcos Lamolda y Guillermo Meléndez por sus fructíferos comentarios. Así como a la DGICYT por la financiación del proyecto PB94-0566 y al Gobierno de Navarra por la financiación del proyecto OF510/1994.

## **REFERENCIAS**

- Barrera, E. y Keller, G. 1990. Foraminiferal stable isotope evidence for gradual decrease of marine productivity and Cretaceous species survivorship in the earliest Danian. *Paleoceanography*. 5, 867-890.
- Berger, W.H. 1971. Planktonic Foraminifera: sediment production in an oceanic front. *Journal of Foraminiferal Research*. 1 (3), 95-118.
- Bignot, G. 1982. *Los microfósiles*. (traduc. 1988). Ed. Paraninfo, Madrid, 1-284.
- Bignot, G. 1986. Le remaniement de microfossiles: une source d'erreur difficile a maitriser. *Bulletin trimestriel Société Géologique de Normandie et Amis du Muséum du Havre*. LXXIII(3), 33-38.

- Boltovskoy, E. 1991. On the destruction of Foraminiferal tests (Laboratory experiments). *Revue de Micropaleontologie*. 34 (1), 19-25.
- Burnett, R.D. y Austin, R.L. 1990. Modification of Conodont element micro-ornamentation by clay-mineral indentation. *Journal of Micropaleontology*. 9(1), 15-20.
- Fernández-Lopez, S. 1986-87. La Tafonomía: un subsistema conceptual de la Paleontología. *Col-pa*. 41, 9-34.
- Fernández-Lopez, S. (en prensa). Tafonomía y Fosilización. Capítulo 3. In: *Paleontología* (Ed. B. Melendez). Ed. Paraninfo. 1,
- Fok-Pun, L. y Komar, P.D. 1983. Settling velocities of Planktonic Foraminifera: density variations and shape effects. *Journal of Foraminiferal Research*. 13 (1), 60-68.
- Hemleben, Ch., Spindler, M. & Anderson, O.R. 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag. 1-363.
- Honjo, S. 1976. Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Marine Micropaleontology*. 1, 65-79.
- Kontrovitz, M., Kilmartin, K.C. y Snyder, S.W. 1979. Threshold velocities of tests of Planktic Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*. 9 (3), 228-232.
- Loubere, P. y Gary, A. 1990. Taphonomic process and species microhabitats in the living to fossil assemblage transition of deeper water benthic foraminifera. *Palaios*. 5, 375-381.
- Malmgren, B.A. 1987. Differential dissolution of upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from a temperate region of the South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*. 11, 251-271.
- Molina, E. 1990. Ontogenia y tafonomía de los Foraminíferos planctónicos: consecuencias de su aplicación geológica. *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización*. 231-236.
- Orr, W.N. y Jenkins, D.G. 1977. Cainozoic Planktonic Foraminifera Zonation and Selective Test Solution. In: *Oceanic Micropaleontology* (Ed. A.T.S. Ramsay). Academic Press. 163-203.
- Silver, M.W., Shanks, A.L. y Trent, J.D. 1978. Marine Snow: Microplankton Habitat and Source of Small-Scale Patchiness in Pelagic Population. *Science*. 201. 371-373.
- Thunell, R.C. y Honjo, S. 1981. Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology*. 6, 169-182.
- Wolff, J. y Carls, P. 1987. Erhaltungszustand von Mikrofossilien als Indikator Wasserzirkulation in Tongesteinen - eine Methode zur Beurteilung von Deponie-Standorten. *Wasser + Boden*. 4, 178-179.