

Capítulo 3

Tafonomía.

Particularidades de la fosilización de los microfósiles

Eustoquio Molina

3.1. Introducción

El término tafonomía ha sido poco utilizado en el campo de la Micropaleontología, aunque sí lo han sido términos tales como transporte, disolución, conservación, que sólo expresan ciertos procesos o resultados de la alteración tafonómica. El término «tafonomía» se debe a Efremov, quien lo propuso en 1940 para denominar al estudio de todos los detalles de la transferencia de los organismos muertos desde la biosfera hasta la litosfera. Etimológicamente significa: «leyes del enterramiento», y estudia la dinámica de la fosilización. La Tafonomía es un subsistema conceptual de la Paleontología (Fernández López, 1986-1987, 1998) que aspira a explicar cómo ha sido producido y qué modificaciones ha experimentado el registro fósil. El proceso de fosilización suele producir una destrucción parcial o total que supone una pérdida de información paleobiológica sobre la morfología de los organismos, pero a la vez supone una ganancia de información tafonómica sobre los elementos producidos y los procesos que han sufrido los fósiles en los sedimentos.

La Tafonomía tiene un campo de acción que para algunos autores es difícil de deslindar del de la Paleoeología. Ahora bien, si consideramos que la Paleoeología es el estudio de las relaciones que tuvieron lugar en el pasado geológico entre los organismos vivos y su medio ambiente, el problema puede quedar resuelto. En este sentido, el campo de estudio de la Tafonomía abarcaría el 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; posteriormente son enterrados (tafocenosis), y finalmente se encuentran juntos (orictocenosis) tras haber sufrido el proceso de fosilización. Ciertos autores españoles consideran más apropiado utilizar los términos «entidad paleobiológica», «entidad producida», «entidad conservada» y

«entidad registrada», ya que, al designar conceptos relacionales, permiten expresar relaciones y describir procesos.

3.2. Tafonomía y Micropaleontología

Los aspectos tafonómicos en los microfósiles han sido menos estudiados que en los fósiles de mayor tamaño, aunque, por lo general, los microfósiles han sufrido una serie de modificaciones durante el proceso de fosilización que no se diferencian mucho de las que afectan a los macrofósiles. Sin embargo, debido a su pequeño tamaño los microfósiles tienen una serie de particularidades que debemos resaltar y que han sido generalmente olvidadas en los textos de Micropaleontología, con excepción de Bignot (1982) y Molina en Meléndez (1998). 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, 1996).

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. Este hecho, unido a la resistencia que ofrecen algunos a cierto grado de metamorfismo, es la causa principal de que logren fosilizar tan frecuentemente y que su registro sea excelente. Ahora bien, la capa superficial mezclada de los sedimentos, debido principalmente a la bioturbación y disolución, actúa como un filtro que disminuye la resolución de las asociaciones de microfósiles en los medios marinos más someros (Martin, 2002).

Se pueden reconocer tres tipos de entidades tafonómicas: las acumuladas, las resedimentadas y las reelaboradas. Los procesos que implican estos estados mecánicos de conservación se denominan acumulación, resedimentación y reelaboración (Fernández-López, 2000). Las entidades acumuladas son aquellas nuevas entidades tafonómicas, biogénicamente producidas, transferidas de la biosfera a la litosfera. Las entidades resedimentadas son las entidades acumuladas que han sufrido un desplazamiento sobre el sustrato, antes de su enterramiento. Las entidades reelaboradas son fósiles que han sufrido desenterramiento y posterior desplazamiento. Ninguno de los tres tipos de entidades implica necesariamente autoctonía o aloctonía. Sin embargo, si no ha habido una necrocinesis evidente, se

puede afirmar que las entidades acumuladas producidas por organismos bentónicos se encuentran en su lugar de producción biogénica (autoctonía). Por el contrario, en Micropaleontología, las entidades resedimentadas y reelaboradas reconocibles implican casi siempre aloctonía. Por otro lado, tanto la acumulación como la resedimentación son procesos mecánicos que implican intervalos de tiempo muy cortos desde el punto de vista geológico, por lo que se puede hablar de penecontemporaneidad con el momento de depósito de la roca sedimentaria que los contiene. Por el contrario, la reelaboración tafonómica implica generalmente alocronía, ya que se produce cuando la erosión desnuda materiales del fondo ya litificados y de épocas geológicas anteriores a los que se están depositando. Así como la resedimentación es un proceso bioestratinómico, la reelaboración es un proceso fosildiagenético.

Por tanto, ciertos procesos tales como la disolución, la resedimentación y la reelaboración, que afectan notablemente a los microfósiles, pueden causar problemas en la interpretación de los datos del registro fósil y su utilización 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. Como ejemplo de la importancia de los aspectos tafonómicos, especialmente de la reelaboración, se puede considerar la contribución a la solución de la fuerte controversia sobre la extinción del límite Cretácico/Paleógeno analizada por Molina *et al.* (2002). En consecuencia, la interpretación rigurosa de los microfósiles requiere ineludiblemente el estudio previo de los procesos tafonómicos.

3.3. Procesos de producción

Los procesos tafonómicos pueden comenzar para algunos autores, como Fernández López (1986-1987, 1998), antes de la muerte de los organismos, ya que la producción puede ser previa. Así, la autólisis se consideraría como un proceso de producción biogénica. La autólisis está muy bien documentada en el foraminífero planctónico *Hastigerina pelagica*, 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 provoca la reabsorción de los septos, región apertural, espinas y la producción de hoyos en la superficie externa de la concha (fig. 3.1). Consecuentemente, la estructura se hace inestable y la concha se desintegra. Ésta es la causa del reducido número de conchas de dicha especie que fosilizan, a pesar de ser muy abundantes en las biocenosis. Es un proceso ontogenético que tiene importantes consecuencias en el proceso de fosilización.

Por el contrario, ciertos fenómenos de encostramiento, bastante frecuentes en los microorganismos, pueden dar lugar a que fosilicen mejor. El caso de la inclusión de microorganismos en excrementos produce conservación diferencial y es una particularidad muy interesante en Micropaleontología.

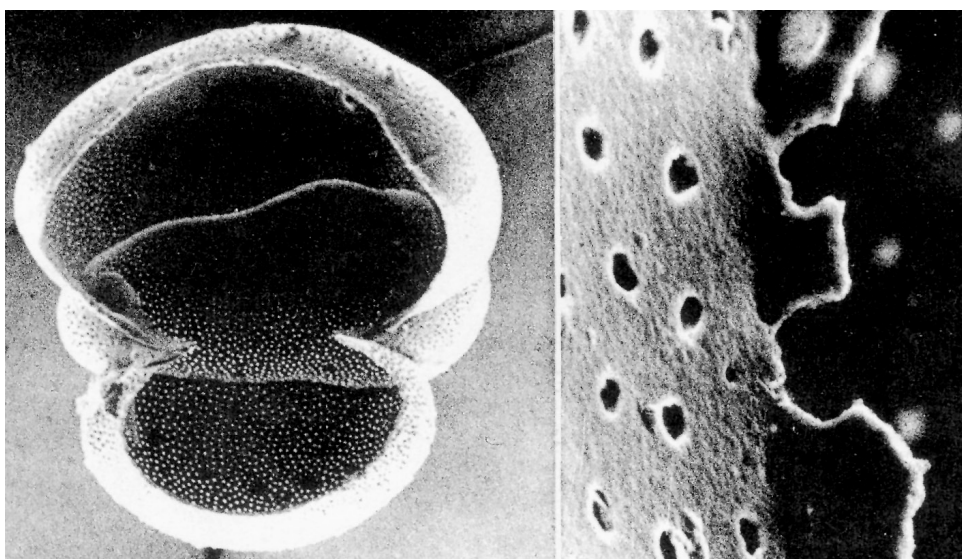


FIGURA 3.1. Autólisis en *Hastigerina pelagica*, mostrando la disolución de septos por reabsorción. Fotos de Hemleben *et al.* (1979).

Las entidades producidas pueden dejar de ser parte del organismo, como en el caso de las esporas, huevos, dientes, mudas, etc. Así, por ejemplo, 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. Los procesos tafonómicos se iniciarían en dichas mudas antes de la muerte del organismo, constituyendo un caso de producción biogénica similar al de las mudas de dientes. Algo equivalente ocurre cuando el caparazón de un foraminífero es abandonado al transformarse el citoplasma en esporas o gametos, pues habría un proceso de producción que es diferente de cuando la célula muere dentro de la concha.

Estos ejemplos de producción biogénica tienen un cierto carácter ontogenético o paleoecológico, pero muestran cómo la tafonomía puede comenzar antes de la muerte de los organismos o, mejor dicho, después de la producción. Muchas veces los microfósiles conservan materia original. Sin embargo, la producción tafonómica no implica necesariamente transferencia de materia y en muchos casos la producción transfiere sólo información. Al contrario, la transferencia de materia puede darse sin que haya producción tafonómica, como ocurre en la formación del petróleo.

3.4. Procesos bioestratinómicos

Los procesos bioestratinómicos 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. Aquellos restos y señales producidas por organismos endobentónicos, o que fueron enterrados vivos, pueden no haber experimentado procesos bioestratinómicos.

Generalmente, 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. Los principales organismos descomponedores son microorganismos tales como bacterias, hongos, algas, protozoos y nematodos. Sin embargo, en medios reductores puede haber una conservación de restos de naturaleza orgánica tales como los palinomorfos.

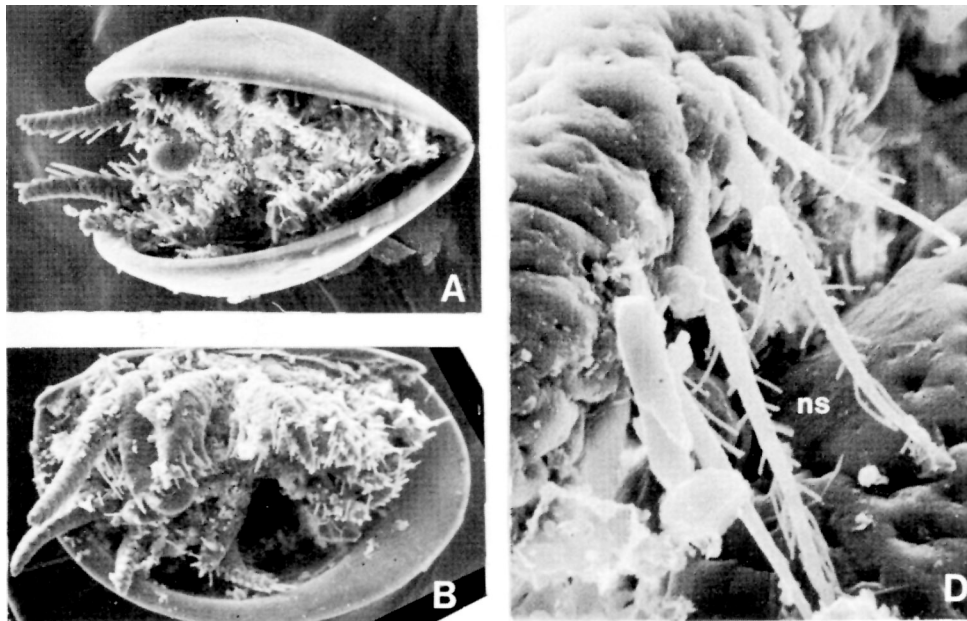


FIGURA 3.2. Ostrácodo fosfatado conservando sus valvas, apéndices y otras partes blandas. Fotos de Müller (1979) en *Lethaia*.

Asimismo, en resinas como el ámbar o en excrementos (coprolitos) se pueden conservar mejor ciertos microorganismos. Ahora bien, los encostramientos más frecuentes se dan cuando algunas cianobacterias producen costras estromatolíticas como resultado de su actividad. Ciertas algas calcáreas, briozoos y foraminíferos

también han contribuido al desarrollo de encostramientos, ya que son organismos cementantes o incrustantes. En medios marinos la actividad de algunas algas filamentosas y hongos endolíticos puede dar lugar al desarrollo de envolturas micríticas constructivas en torno a los restos esqueléticos aragoníticos. La precipitación de siderita o de compuestos fosfáticos en torno a las partes blandas puede ser producida por el desarrollo de una capa de bacterias sobre la materia orgánica en descomposición. En algunos ostrácodos se han conservado por fosfatización la forma de los apéndices y otras partes blandas (fig. 3.2).

La desarticulación se suele producir tras los procesos de biodegradación y descomposición. Así, las valvas de los ostrácodos se suelen desarticular y se pueden dispersar por lugares diferentes. De forma similar, los coccolitos que se encuentran formando las cocoesferas se encuentran generalmente dispersos en los sedimentos. Igualmente, los elementos de los conodontos se suelen encontrar desarticulados. Todos estos elementos tienen a veces distintas morfologías, lo que ha ocasionado problemas de tipo taxonómico. La existencia de elementos de morfología diferente, al no saber que pertenecían a la misma especie biológica, ha provocado la definición errónea de nuevas especies. Por todo ello, estos elementos son considerados como parataxones.

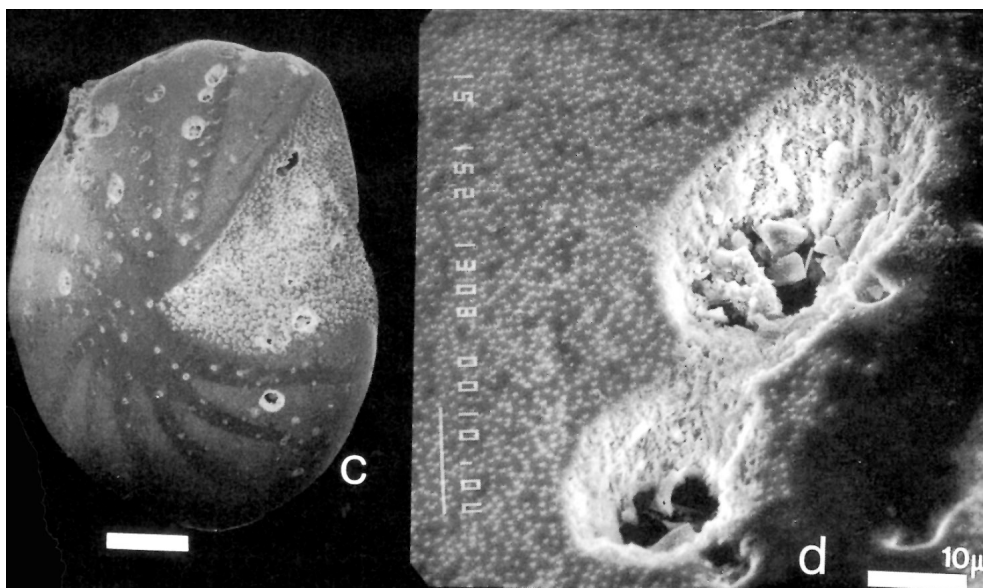


FIGURA 3.3. Foraminífero bentónico con perforaciones por bioerosión. Fotos de Shroba (1993) en *Palaos*.

La bioerosión es un proceso cuyos resultados se han observado en los microfósiles. Algunos presentan microperforaciones producidas principalmente por

bacterias microendolíticas, hongos, algas, gusanos, esponjas, etc., y su carácter destructivo 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 (fig. 3.3).

La abrasión es un mecanismo que afecta a aquellos microorganismos cuyos restos son sometidos a la acción de las olas y las corrientes. Las conchas más finas y angulosas son pulidas más fácilmente que las gruesas y redondeadas. Los mejores ejemplos se observan en las conchas de los foraminíferos bentónicos y pequeños moluscos que se encuentran en las arenas de las playas.

Las olas y las corrientes también pueden producir reorientación, menos evidente en los microfósiles que en los macrofósiles. Sin embargo, aquellos de mayor tamaño, tales como los macroforaminíferos, que suelen vivir en bancos con una orientación preferente, a menudo se encuentran con otra orientación o se reagrupan acumulándose según su tamaño y forma.

La necrocinesis es uno de los mecanismos de alteración tafonómica que afecta de forma importante a los microorganismos, pues los desplazamientos horizontales (deriva necroplanctónica) pueden ser muy considerables. Debido a su pequeño tamaño, los microorganismos son 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 llegar a depositarse incluso en medios marinos. En los medios acuáticos, las corrientes producen el mismo efecto de dispersión: en la superficie de los océanos se ha estimado una velocidad de deriva necroplanctónica de 0,5 a 3,2 km/h, pudiendo arrastrar los restos de microorganismos planctónicos a otras áreas geográficas y biogeográficas. Los foraminíferos, radiolarios y pterópodos tardan algunos días en caer al fondo, por lo que la deriva puede ser importante. Las diatomeas, silicoflagelados y cocolitofóridos, debido a su menor tamaño, pueden tardar incluso años en llegar al fondo y ser depositados por ello a mayores distancias; por ejemplo, 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 más lentamente que las vacías y abandonadas; en aguas marinas y oceánicas, las conchas microscópicas caen a modo de lluvia o nieve hasta llegar a depositarse (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 μg cae a una velocidad de aproximadamente 320 m/día, mientras que una concha relativamente grande de *G. truncatulinoides* que pese 50 μg , lo hace a 1400 m/día. En consecuencia, la mayor parte de los foraminíferos planctónicos tardan entre tres y doce días en alcanzar una profundidad oceánica media de 3800 m. Teniendo en cuenta que las velocidades de deriva necroplanctónica pueden ser muy altas en zonas con corrientes marinas intensas donde se han llegado a medir velocidades de 250 km/día, 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.). No obstante, salvo excepciones, la información paleobiogeográfica obtenida con foraminíferos planctónicos no está tan distorsionada tafonómicamente como para impedir hacer un estudio paleoambiental de gran interés. Normalmente, los procesos bioestratinómicos en medios pelágicos no producen más que una cierta difuminación caótica de la información, por lo que el porcentaje de pérdida o de distorsión de información entre el sistema paleoecológico y el tafonómico no suele ser grande. La necrocinesis puede plantear problemas para las reconstrucciones paleoambientales, aunque, por el contrario, puede ser ventajoso para la correlación bioestratigráfica.

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 físico-químicos del medio ambiente. El reducido tamaño de los microorganismos provoca, además, una disolución más rápida 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, llegando éstas a desaparecer 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. Se observó que algunas especies se disolvían totalmente, mientras que otras quedaban dañadas y fragmentadas o se volvían muy frágiles. Sólo las conchas de la especie bentónica *Trochammina inflata* se mantuvieron intactas, debido a que poseen una capa orgánica envolvente. 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 y algunos foraminíferos) son objeto de una rápida disolución a no ser que se hayan neomorfizado en calcita, la cual es más estable. La disolución es resultado de la corrosividad de las aguas, la cual depende del

contenido de ión carbonato, la temperatura, la presión hidrostática y, fundamentalmente, de la concentración de CO_2 . 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 (fig. 3.4). Entre éstos, los pterópodos son disueltos antes de alcanzar los 3000 m, mientras que los foraminíferos calcíticos, son disueltos a partir de 4000 a 5000 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, llegando a estar tan sólo a 500 m en el Ártico. En consecuencia, en estas regiones se disuelven casi todos los organismos calcáreos, permitiendo la concentración de organismos de naturaleza silíceo. Los sedimentos profundos de altas latitudes son ricos en radiolarios y diatomeas. No obstante, sólo llega al fondo una pequeña parte de los restos de microorganismos silíceos, ya que las aguas superficiales, infrasaturadas en sílice, disuelven la gran parte de los mismos.

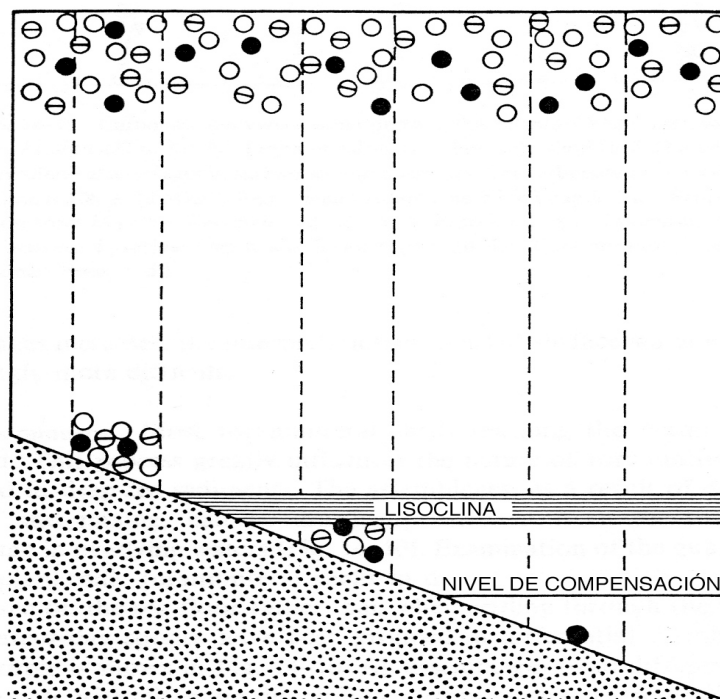


FIGURA 3.4. Diagrama esquemático que muestra la disolución selectiva de los microorganismos calcáreos menos resistentes al aumentar la profundidad. Modificado de Be (1977) en *Oceanic Micropaleontology*.

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. Así, por ejemplo, las conchas juveniles son 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. No obstante, la principal causa de disolución de foraminíferos planctónicos es el agua con alta concentración en CO_2 . 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 con costras calcíticas (fig. 3.5). 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, los sondeos en 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, como Orr y Jenkins (1977), a proponer biozonaciones basadas en las especies más resistentes a la disolución.

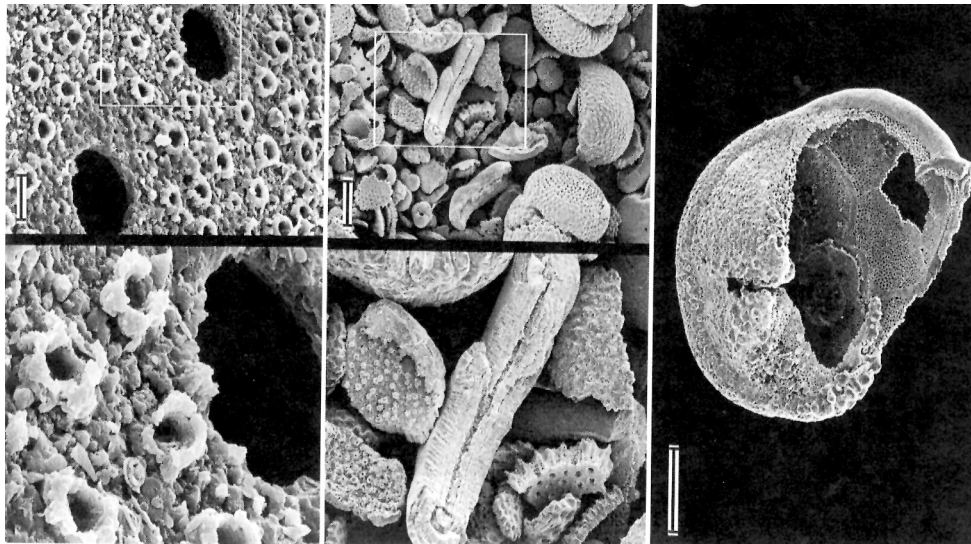


FIGURA 3.5. Evidencias de disolución en foraminíferos planctónicos, a la izquierda superficie disuelta parcialmente, en el centro trozos de pared y carena, a la derecha *Globorotalia truncatulinoides* con septos disueltos y carena casi inalterada. Fotos de Hemleben *et al.* (1989).

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. Éstos últimos se conservan cuando están protegidos por una membrana orgánica o 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. Por otra parte, un proceso alterativo puede hacer a los elementos más resistentes a la disolución, como, por ejemplo, los frústulos de las diatomeas digeridas por otros organismos (Margalef, 1983).

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

En definitiva, hay que distinguir entre los elementos que se han acumulado en su lugar de producción, los que se han resedimentado penecontemporáneamente y los que se han resedimentado alocrónicamente; este último más propiamente denominado reelaboración tafonómica, que sería un proceso fosildiagenético.

3.5. Procesos fosildiagenéticos

Las tafocenosis son afectadas por una serie de procesos en la litosfera, 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 (Jorissen, 2002), sufriendo pérdidas sustanciales en el intervalo con bioturbación (fig. 3.6). Estas pérdidas son especialmente significativas para las especies epifaunales, que vivían en la superficie, mientras que son menores para las infaunales, que vivían enterradas. En consecuencia, las posibilidades de conservación dependen tanto de la intensidad de los procesos como del modo de vida de los microorganismos. En esta etapa inicial pueden seguir actuando procesos bioestratinómicos, tales como la reorientación y el relleno sedimentario.

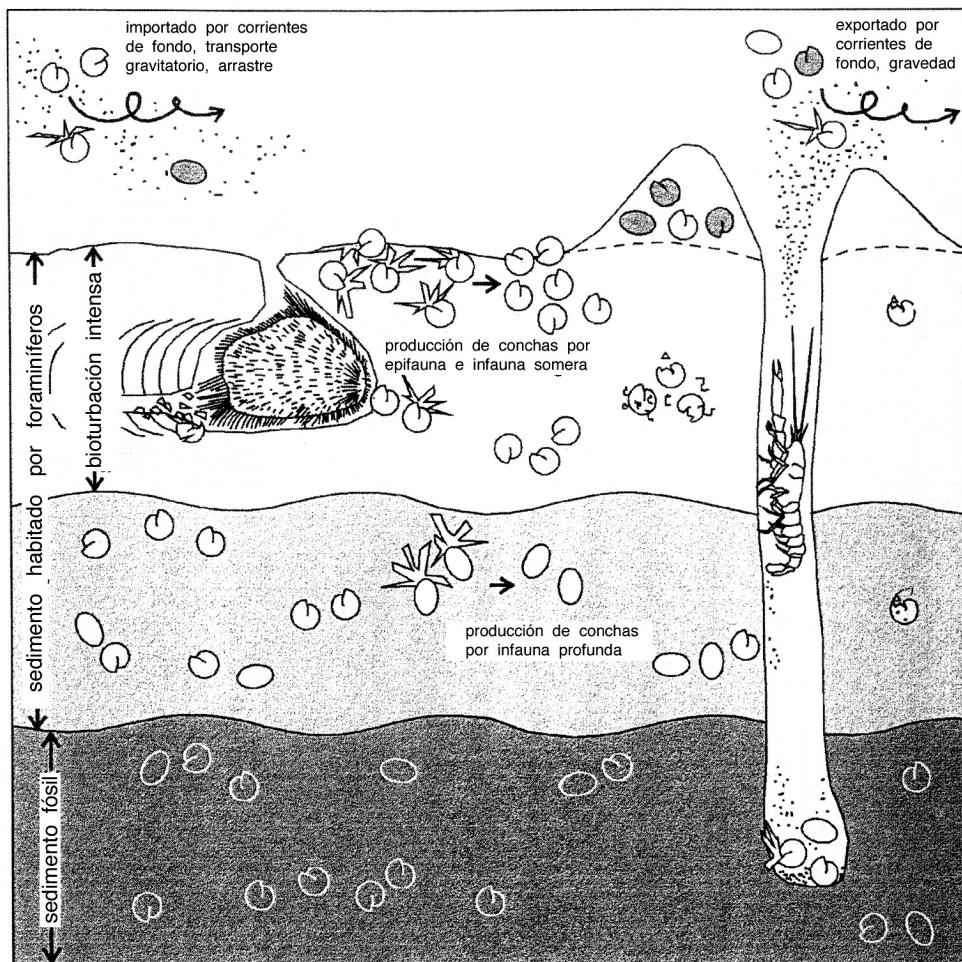


FIGURA 3.6. Esquema mostrando los procesos de bioturbación y resedimentación que afectan más intensamente a los microorganismos de hábitats someros. Modificado de Jorissen (2002).

El mecanismo de reelaboración tafonómica constituye un proceso fosildiagenético, ya que los restos de microorganismos han sido previamente enterrados y han sufrido ciertas transformaciones en el transcurso de la fosilización. Estas transformaciones los diferencian de los restos de organismos contemporáneos del segundo depósito, con los que se han mezclado al ser desenterrados, reiniciándose su proceso de enterramiento. Los fósiles reelaborados o «rodados» suelen tener una conservación más deficiente, permitiendo detectar este tipo de mecanismos. Sin embargo, los cambios tafonómicos pueden ser conservativos en vez de destructivos, por lo que, a veces, la reelaboración facilita una mejor conservación de los elementos, aumentando la durabilidad de los mismos. En líneas generales, los fósiles reelaborados presentan una conservación diferente, ya sea mejor o peor, a los otros tipos de fósiles. 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 (*fide* Bignot, 1986), donde los estratos eocenos descansan directamente sobre la superficie erosionada del Cretácico y contienen microfósiles (foraminíferos y cocolitos) procedentes de la creta. Estos microfósiles cretácicos pueden estar mejor conservados, con mayor grado de durabilidad, y ser más numerosos que los microfósiles eocenos. A veces es muy difícil reconocer ciertos casos de reelaboración alocrónica, y especialmente distinguirla de la resedimentación penecontemporánea. La reelaboración es tanto más intensa 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 ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) suministrarán argumentos nuevos (Hsü *et al.*, 1982).

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), recrystalización, hasta llegar a la disolución fosildiagenética o a la destrucción total por el metamorfismo.

La distorsión tafonómica produce cambios de tamaño, forma, estructura y textura debido a esfuerzos mecánicos. Durante la diagénesis, además del aumento de la presión y temperatura propia de los sedimentos que se van acumulando, pueden actuar procesos tectónicos que producen deformaciones e incluso fracturas. Los elementos más grandes y esféricos son más propensos a la distorsión, así como aquellos de naturaleza orgánica y menor consistencia como los palinomorfos. En este sentido, los acritarcos suelen encontrarse muy deformados y fragmentados.

Los procesos de inversión mineralógica 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). La inversión mineralógica se produce cuando se sustituye el componente mineral por otro polimorfo, de igual composición, pero más estable; muchos restos silíceos sufren una transformación del ópalo original en calcedonia. También se producen fenómenos de neomorfismo, como en el caso de la sustitución del aragonito por su polimorfo más estable, que es la calcita. Asimismo, se pueden dar procesos de recrystalización disminuyendo el tamaño de las partículas cristalinas. En ambientes marinos algunos microorganismos endolíticos reducen a tamaños criptocristalinos las partículas carbonáticas y causan la micritización de los restos esqueléticos.

Se pueden dar también fenómenos de reemplazamiento que sustituyen el mineral original por otro de distinta composición química. Un caso frecuente es el reemplazamiento de la sílice por calcita o incluso por cuarzo microcristalino. Muchos restos esqueléticos de radiolarios, diatomeas y espículas de esponjas silíceas, que han fosilizado en calizas, han sido calcitizados. Los microfósiles piritosos pueden formarse por distintos procesos de mineralización y reemplazamiento. La pirita o la marcasita suelen ser reemplazadas por óxidos de hierro durante la diagénesis tardía, debido a la meteorización actual. En otros casos de reemplazamiento, como son los procesos de dolomitización, se pueden destruir los restos esqueléticos, pero a veces la destrucción es parcial y se conservan algunos macroforaminíferos, tales como las orbitolinas.

Otras veces se pueden producir recrecimientos cristalinos que, como ocurre en los cocolitofóridos (fig. 3.7) y discoastéridos, pueden dar lugar a confusiones taxonómicas, habiéndose llegado incluso a la definición de especies distintas para formas con depósitos secundarios. En los conodontos también se han encontrado recrecimientos superficiales de minerales (Burnett y Austin, 1990), los cuales 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 conduzcan a la desaparición parcial o total del resto.

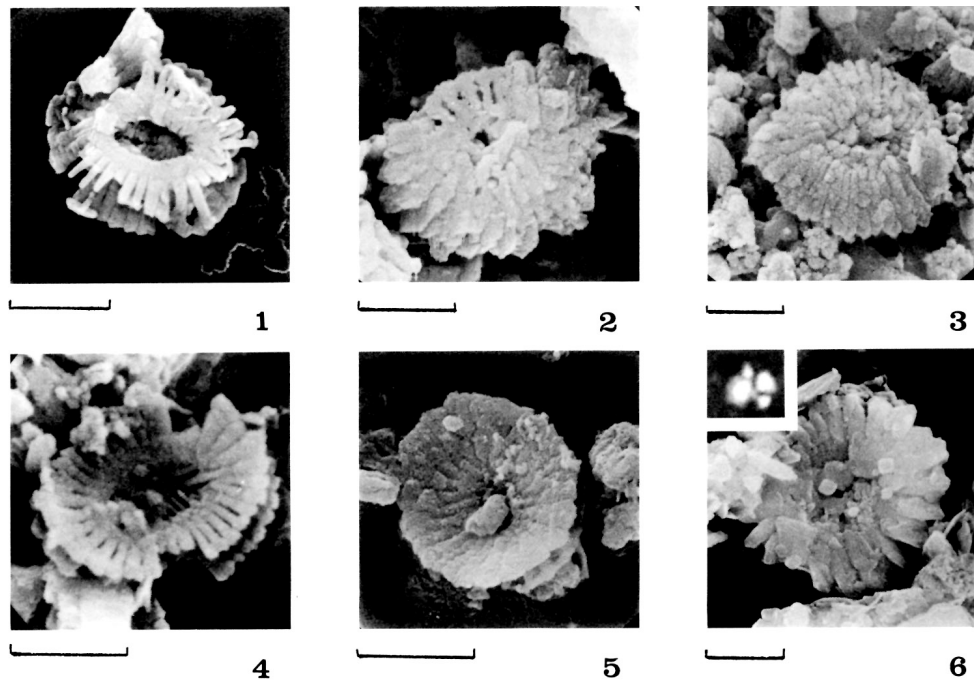


FIGURA 3.7. Cocolitos de *Emiliana huxleyi* en vista distal (1-3) y proximal (4-6), mostrando recrecimientos hacia la derecha. Escala = 2 μ m. Fotos de Winter (1982) en *Micropaleontology*.

Algunos restos de 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; éstos suelen estar alterados, habiendo sufrido un mecanismo de carbonificación que produce un cambio de color debido al enriquecimiento de carbono. La materia orgánica se puede transformar en sustancias con mayor concentración de carbono, dando lugar a sapropeles (de origen animal) y humus (de origen vegetal). Al aumentar la presión y temperatura llegan a formarse hidrocarburos (kerógeno, petróleo) y carbones (lignito, hulla, antracita) en los cuales se conservan algunos restos identificables de organismos.

En los conodontos se han establecido índices de alteración que se manifiestan por cambios progresivos de color: amarillo, marrón, negro, pardo, blanco, opaco y transparente. Estos colores se deben a la carbonificación inicial y a la posterior

desaparición del carbono. Se ha llegado a cuantificar estos cambios progresivos estableciéndose ocho grados distintos de alteración en conodontos. Así se pueden estimar las condiciones de temperatura y presión que han soportado las rocas que los contienen, siendo utilizados como termómetro geológico. Además, se han utilizado los palinomorfos (quitinozoos, dinoflagelados, polen y esporas) que también cambian de color al aumentar la presión y temperatura. Finalmente, el estado de conservación de otros microfósiles, tales como los foraminíferos, ha sido utilizado como posible indicador de circulación del agua en las arcillas por Wolff y Carls (1987).

3.6 Importancia litogenética

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. A las rocas sedimentarias que aparentemente no contenían fósiles se les llamaba azoicas o estériles. Sin embargo, en la mayoría de ellas se han encontrado microfósiles, por lo que estos términos ya no se utilizan más que para señalar la ausencia de un tipo de fósil concreto. Generalmente los microfósiles tienen la particularidad de presentar un registro más continuo y mejor conservado que el de los macrofósiles.



FIGURA 3.8. Lumaquela caliza formada por una acumulación de macroforaminíferos, principalmente nummulitidos, del Eoceno.

Paradójicamente, los microorganismos, a pesar de su pequeño tamaño, contribuyen a la construcción de las formaciones litológicas más potentes, lo cual da idea de su gran importancia litogenética como consecuencia de su gran abundancia y de sus particularidades tafonómicas. 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 grupo de los nummulítidos, los cuales dieron lugar a que el Paleógeno fuera inicialmente denominado Nummulítico (fig. 3.8).

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. Los nanofósiles son el componente principal de muchas calizas, margas y arcillas. Los nanofósiles y los microfósiles no se aprecian a simple vista, como ocurre con los macroforaminíferos, pero son mucho más abundantes y suelen formar la mayor parte de las rocas sedimentarias marinas. Asimismo, el cemento de muchas rocas puede estar formado por la concentración de sustancias procedentes de microorganismos. Todo lo cual demuestra el gran interés tafonómico y litogenético de los microfósiles.

Bibliografía

- 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* (trad. 1988, reed. 2001). 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*, 43(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, 15-20.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. 1986-1987. La Tafonomía: un subsistema conceptual de la Paleontología. *Col-Pa*, 41, 9-34.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. 1998. Capítulo III. Tafonomía y fosilización. En: *Tratado de Paleontología* (B. Meléndez, ed.). Textos Universitarios, CSIC, Madrid, 1, 51-107.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. 2000. *Temas de Tafonomía*. Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, 1-167.
- FOK-PUN, L. y KOMAR, P. D. 1983. Settling velocities of Planktonic Foraminifera: density variations and shape effects. *Journal of Foraminiferal Research*, 13, 60-68.
- HEMLEBEN, Ch., SPINDLER, M. y ANDERSON, O. R. 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*, Springer-Verlag, 1-363.

- HONJO, S. 1976. Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Marine Micropaleontology*, 1, 65-79.
- HSÜ, K. J. y otros 18 autores. 1982. Mass mortality and its environmental and evolutionary consequences. *Science*, 216(4543), 249-256.
- JORISSEN, F.J. 2002. Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface. En: *Modern Foraminifera* (B.K. Sen Gupta, ed.). Kluwer, 161-179.
- KONTROVITZ, M., KILMARTIN, K. C. y SNYDER, S. W. 1979. Threshold velocities of tests of Planktic Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 9, 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.
- MARTIN, R.E. 2002. Taphonomy and temporal resolution of foraminiferal assemblages. En: *Modern Foraminifera* (B.K. Sen Gupta, ed.). Kluwer, 281-298.
- MOLINA, E. 1990. Ontogenia y tafonomía de los Foraminíferos planctónicos: consecuencias de su aplicación geológica, En: *I Reunión de Tafonomía y Fosilización* (S. Fernández López, ed.). Universidad Complutense de Madrid-CSIC, 231-236.
- MOLINA, E. 1996. El análisis tafonómico en Micropaleontología: particularidades tafonómicas de los microfósiles. En: *II Reunión de Tafonomía y Fosilización* (G. Meléndez *et al.*, ed.). Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 241-246.
- MOLINA, E. 1998. Capítulo X, Micropaleontología. En: *Tratado de Paleontología* (B. Meléndez, ed.). Textos Universitarios, CSIC, Madrid, 1, 295-327.
- MOLINA, E., ALEGRET, L. ARENILLAS, I. y ARZ, J. A. 2002. Taphonomy in analysis of patterns of extinction at the Cretaceous/Tertiary boundary. En: *Current topics on taphonomy and fossilization* (M. De Renzi, ed.). Ayuntamiento de Valencia, 89-95.
- ORR, W. N. y JENKINS, D. G. 1977. Cainozoic Planktonic Foraminifera Zonation and Selective Test Solution. En: *Oceanic Micropaleontology* (A. T. S. Ramsay, ed.). 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.