FACIES BIOSILÍCEAS EN EL NEÓGENO DE LA CUENCA DE MADRID: ORIGEN E IMPLICACIONES SEDIMENTOLÓGICAS

M. Pozo Rodríguez[1] y M.J. López[2]

[1] *Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Cantoblanco, Madrid*
[2] *Museo Nacional de Ciencias Naturales, (CSIC), José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid*

Resumen: Se han estudiado 4 secciones estratigráficas conteniendo facies diatomíticas pertenecientes al registro mioceno (Unidad Intermedia) de la Cuenca de Madrid. Los frentes de cantera muestreados se localizan entre las poblaciones de Esquivias y Seseña (Toledo), habiéndose diferenciado dos unidades, una inferior intraclástica (UI) y otra superior biosilícea (UB). Las asociaciones de minerales de la arcilla son las siguientes: Unidad Intraclástica (paligorskita ± sepiolita > illita ± esmectita), Unidad Biosilícea (esmectita dioctaédrica ± illita-mica> caolinita ± interestratificados irregulares). Desde un punto de vista sedimentológico los materiales que forman la UI se interpretan como depósitos lacustres marginales retrabajados, mientras que los depósitos de la UB indican un episodio de expansión lacustre que permite el desarrollo de vegetación y organismos, tanto silíceos como calcáreos. Del análisis de las diatomeas en diatomitas, margas y carbonatos diatomíticos se han identificado hasta 41 especies distintas en las que destaca el predominio de los organismos perifíticos (epifíticos y epipelíticos). Las especies más representativas son: *Staurosirella lapponica*, *Cymbella spp*, *Synedra ulna-spatuliphera* y *Epithemia sorex*. Asociados se presentan quistes de crisófitas, espículas de esponjas y bioclastos calcáreos (gasterópodos, ostrácodos, bivalvos y carofitas). Los resultados obtenidos indican que las facies diatomíticas y las asociadas a ellas se depositaron en un ambiente lacustre somero (< 2 m de profundidad). Los rasgos texturales y las variaciones en las asociaciones de diatomeas sugieren fases de expansión y de retracción, ocasionalmente con la emersión de los sedimentos, que pueden ser bioturbados por raíces y retrabajados. La variación observada en los minerales de la arcilla desde la UI (minerales de la arcilla de neoformación con evidencias de degradación) a la UB (minerales de la arcilla heredados), junto a las asociaciones de diatomeas encontradas, indican un cambio climático hacia condiciones paleoambientales más húmedas (precipitaciones > 300 mm). Además del papel jugado por las aguas subterráneas, bajo estas condiciones es posible la inestabilización y descomposición de los minerales fibrosos de la arcilla, principalmente la paligorskita rica en magnesio, liberando sílice y magnesio al medio acuático, y consecuencia de ello la proliferación de los organismos silíceos, principalmente diatomeas.

Palabras clave: Cuenca de Madrid, Mioceno, ambiente lacustre-palustre, facies biosilíceas, diatomeas, paligorskita.

Abstract: Four stratigraphic sections containing diatomaceous deposits have been estudied in several quarries located in the central part of the Madrid Basin. The studied deposits belong to the Intermediate Unit of the Miocene. The sampled quarry fronts are situated between the localities of Esquivias and Seseña (Toledo) villages. From bottom to top two distinct units have been differentiated: intraclastic (UI) and biosiliceous (UB). The clay mineral assemblages are as follows: Intraclastic Unit (palygorskite ± sepiolite > illite ± smectite), Biosiliceous Unit (dioctahedral smectite ± illite-mica > kaolinite ± randomly mixed layers). From a sedimentological point of view, the UI is interpreted as formed of reworked margin lake deposits whilst the UB indicates a lacustrine expansion stage which is responsible for the development of vegetation and flourishing of both calcareous and siliceous organisms. Diatom analysis from diatomite, diatomite marl and carbonate beds allows recognitions of up-to 41 distinct species, being noteworthy the predominance of periphytic species (epiphytic and epipelitic). Most representative species are: *Staurosirella lapponica*, *Cymbella spp*, *Synedra ulna-spatuliphera* and *Epithemia sorex*, which occur associated with crysophytes cysts, sponge spicules and calcareous bioclasts (gastropods, ostracods, bivalves and charophytes). These results indicate that the diatomaceous facies were deposited in a shallow lacustrine environment (<2 m in depth). Textural evidence and diatom assemblage variations suggest expansive and retractive stages in a lake setting, locally with root bioturbation and reworking features indicative of subaerial exposure. The clay mineral variation observed from the UI (neoformation clay minerals showing evidence of alteration) to the UB (inherited clay minerals) and the identified diatom assemblages, indicates a climatic change toward wetter conditions (rainfall > 300 mm). Besides the role played by grounwaters, under these

conditions, fibrous clay minerals (mainly Mg-rich palygorskite) probably became unstable releasing silica and magnesium to the aqueous environment and, as a consequence, favoured the blooming of siliceous organisms, mainly diatoms.

Key words: Madrid Basin, Miocene, lacustrine-paludine environment, biosiliceous facies, diatoms, palygorskite.

Pozo Rodríguez, M. y López, M.J. (2004): Facies biosilíceas en el neógeno de la cuenca de Madrid. Origen e implicaciones sedimentológicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 17 (3-4): 229-248

Los primeros indicios de diatomeas en los depósitos neógenos de la cuenca de Madrid se recogen en Bustillo (1984), quien refiere la presencia de restos de diatomeas inclasificables en litofacies silíceas del sector de Villaluenga**.** En la zona de Malcovadeso (Esquivias-Seseña), los estudios de Leguey *et al*. (1985) y Pozo *et al*. (1985)**,** sobre la génesis de minerales fibrosos de la arcilla (sepiolita y paligorskita), ponen de manifiesto la existencia de una unidad constituida por carbonatos diatomíticos y diatomitas, asociados a niveles opalinos bandeados y carbonatos. El primer estudio de caracterización e interpretación sedimentológica de las diatomeas fue llevado a cabo por Calvo *et al.* (1988) en un tramo diatomítico correlacionable en dos pequeñas secciones de la zona mencionada. En este trabajo se da por primera vez una relación de taxones que confirman el carácter continental del depósito y su edad miocena. Según los mencionados autores, la unidad cartográfica con facies diatomíticas se incluiría en los términos más altos de la Unidad Intermedia del Mioceno (Vallesiense) aflorantes en la zona. Los niveles opalinos asociados a las facies diatomíticas fueron estudiados desde el punto de vista petrográfico y geoquímico por Bustillo y Bustillo (1988) y su interpretación paleoambiental por Calvo *et al*. (1991). Finalmente, el análisis sedimentológico de la zona, incluyendo mineralogía de la arcilla y geoquímica isotópica se recoge en Bellanca *et al*. (1992).En la literatura sobre evolución de ambientes sedimentarios se han empleado diversos indicadores ambientales constituidos por restos biológicos, entre los que destaca el estudio de las diatomeas (Gasse, 1987), a veces complementándose con estudios geoquímicos de elementos traza (Gasse *et al*., 1987). La información suministrada por las diatomeas, combinado con el análisis sedimentológico detallado, aporta excelentes resultados en el estudio de las fluctuaciones de salinidad y profundidad en las aguas de un lago (Bao *et al*., 1999). Otros indicadores ambientales en depósitos lacustres incluyen los minerales autigénicos, como indicadores paleohidrológicos en lagos salinos (Teller y Last, 1990), el análisis isotópico de carbonatos primarios (Talbot, 1990) y el estudio de los minerales de la arcilla (Pozo y Casas, 1999).

Estos últimos se han mostrado como una herramienta eficaz en la interpretación sedimentológica de ambientes lacustres-palustres y su evolución, especialmente cuando complementan los resultados obtenidos mediante análisis de facies e isotópico (Chamley, 1989; Bellanca *et al*., 1992).

La posible aplicación de estos indicadores en la interpretación de depósitos lacustres depende de los parámetros hidroquímicos originales, de su evolución en función de los factores climáticos y del grado de afectación sufrido durante los procesos diagenéticos.

En el presente trabajo se estudian depósitos diatomíticos y facies asociadas en el registro Mioceno del unico sector de la Cuenca de Madrid (La Sagra) donde excepcionalmente afloran. Se pretende completar y ampliar estudios anteriores realizando la caracterización textural y mineralógica de las facies diatomiticas, así como la identificación de las diatomeas y de sus asociaciones representativas. Mediante análisis de facies y utilizando como indicadores paleoambientales las asociaciones de diatomeas y los minerales de la arcilla, el objetivo es aportar evidencias sobre el origen de las facies diatomíticas y su evolución, así como las posibles condiciones sedimentarias del ámbito lacustre en el que se desarrollaron.

Marco geológico y materiales estudiados

La cartografía geológica de la zona y la posición de las secciones estudiadas se muestran en la figura 1A. Los afloramientos estudiados se localizan en las proximidades de la población de Esquivias (Toledo) estando constituidos por carbonatos bioclásticos con diverso grado de silicificación, diatomitas a margas diatomíticas y lutitas (Fig. 2A). El techo de esta unidad no ha sido reconocido, debido a la dificultad para encontrar buenas secciones estratigráficas, que en esta zona están subordinadas a la actividad de canteras de empresas mineras que explotan arcillas especiales (kerolitas, bentonitas) y carbonatos para cementos. Recientemente, se han identificado depósitos de margas ricas en diatomeas, estratigráficamente equivalentes, en afloramientos más septentrionales localizados en el Cerro de los Batallones (Pozo *et al*., 2003).

Se ha realizado un estudio más completo de las secciones S-1, S-2 y ESC, previamente descritas en Leguey *et al*. (1985), Pozo *et al*. (1985) y Calvo *et al*. (1988). Especial interés presenta la sección EST, recogida en Bellanca *et al*. (1992), donde se reconocen varios tramos diatomíticos, con rasgos texturales y de flora, que se estudian en este trabajo por primera vez.

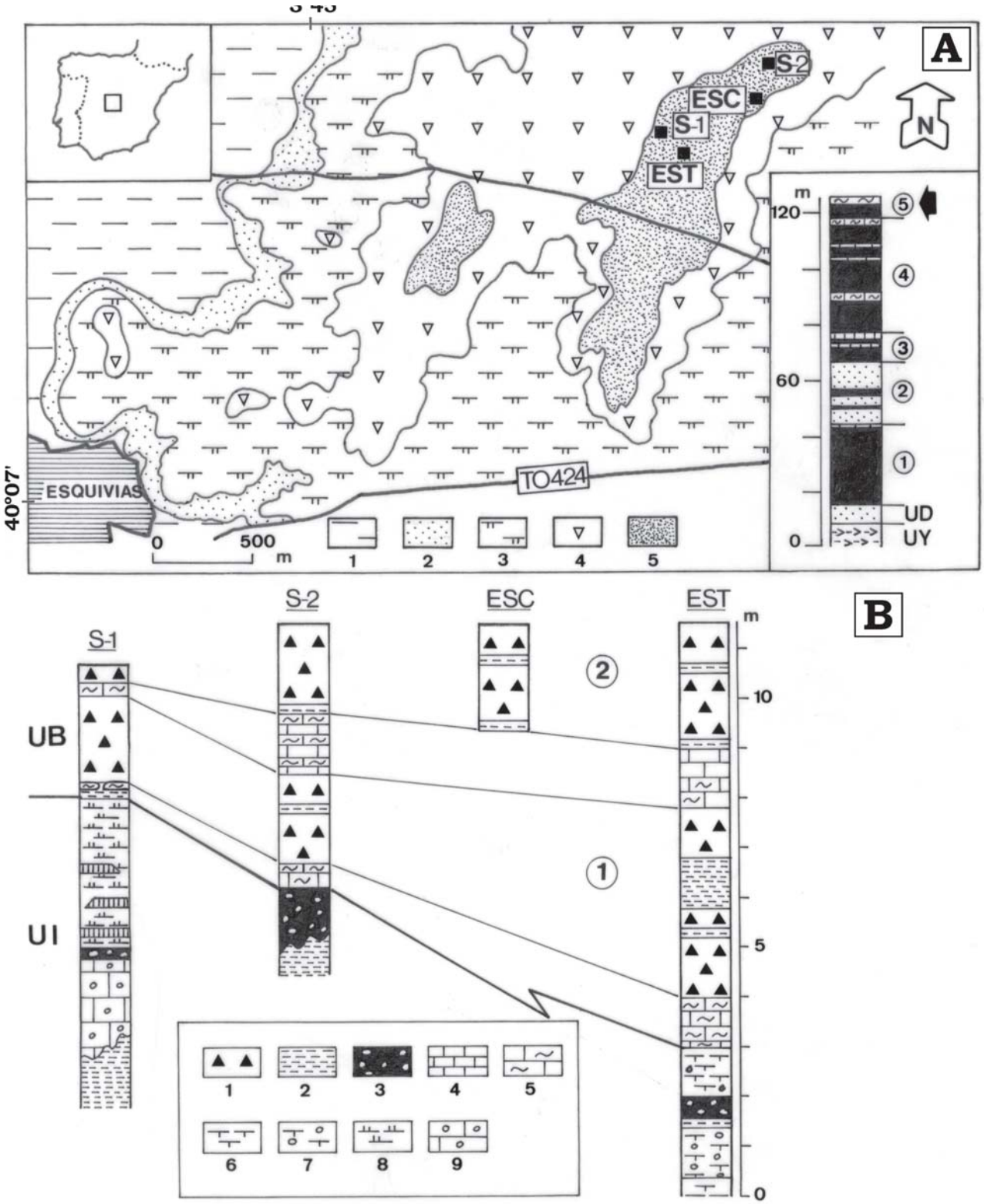

Figura 1.- A) Cartografía geológica y sección litoestratigráfica general. Los cuadrados negros sobre el mapa indican la posición de las secciones muestreadas. Unidades cartográficas: 1. Lutitas verdes y rosas, 2. Arenas micáceas y lutitas, 3. Margas, arcillas y carbonatos, 4. Lutitas y carbonatos silicificados, 5. Carbonatos laminados, arcillas y diatomitas. Las unidades numeradas en la sección general coinciden con las del mapa. Con una flecha se señala la unidad estudiada. U.D. Unidad Detrítica (arenas micáceas, lutitas y carbonatos negros). U.Y. Unidad Yesífera (margas yesíferas y yesos). B) Correlación de las secciones estratigráficas. U.I. Unidad Intraclástica, U.B. Unidad Biosilícea. (1) Tramo diatomítico inferior. (2) Tramo diatomítico superior. Litología: 1. Diatomita, carbonato y marga diatomítica, 2. Lutita, 3. Facies intraclásticas silicificadas, 4. Caliza, 5. Caliza silicificada, 6. Marga arcillosa, 7. Marga arcillosa con intraclastos, 8. Marga calcárea con lentejones carbonáticos, 9. Caliza intraclástica.

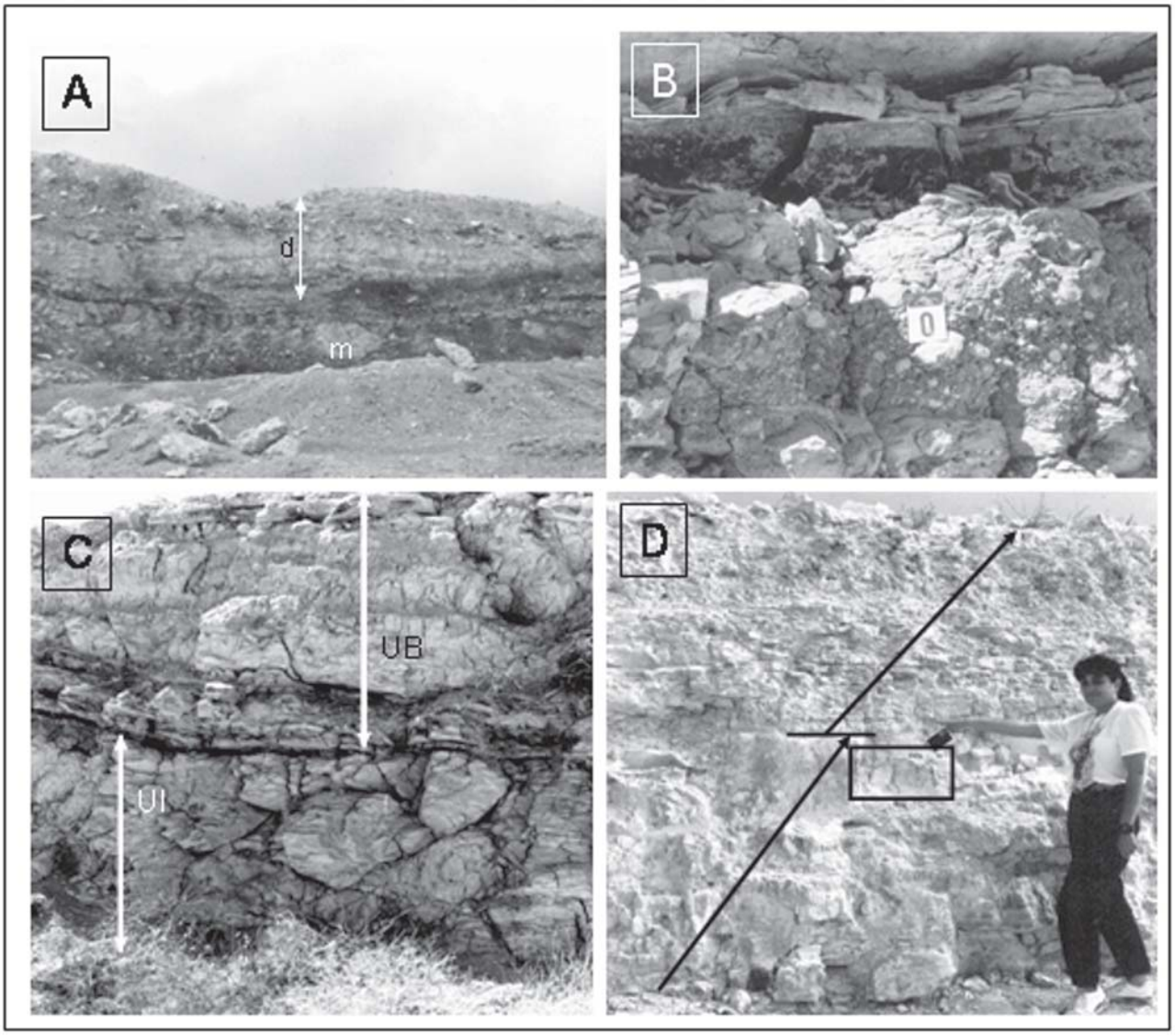

Figura 2.- A) Aspecto general del afloramiento de la sección EST donde se observan las facies diatomíticas (d) y morfologías con aspecto de montículo (m) que han sido interpretadas por Calvo *et al.* (1995) como *seepage mounds*. B) Detalle de las facies intraclásticas gruesas y opalinas laminadas a techo, ambas por debajo del tramo diatomítico inferior. C) Contacto entre facies laminadas de grano fino de la Unidad Intraclástica (UI) y el tramo diatomítico inferior de la Unidad Biosilícea (UB). D) Diatomitas pertenecientes al tramo diatomítico superior donde se observan dos secuencias con el paso en la vertical de capas tabulares masivas y decimétricas a términos laminados. El recuadro muestra la existencia de bioturbación de raíces a techo de la primera secuencia.

La correlación de las diferentes secciones estudiadas se muestra en la figura 1B, donde se puede observar la diferenciación de dos unidades: una Unidad Intraclástica (UI), constituida por facies finas y carbonatos, con frecuentes intraclastos; y otra superior denominada Unidad Biosilícea (UB) formada por calizas, margas y lutitas. Se corresponden con la unidad II establecida por Bellanca *et al.* (1992), interpretándose, sobre la base de criterios mineralógicos e isotópicos, como una etapa de expansión lacustre en el sector de Esquivias-Seseña.

Metodología analítica

El análisis mineralógico de las 85 muestras recogidas en las seciones estudiadas se ha realizado mediante difracción de rayos X, tanto para la muestra total pulverizada, como para la fracción arcilla (< 2mm) obtenida por dispersión y sedimentación en medio acuoso. La caracterización de los constituyentes de la fracción arcilla se ha efectuado sobre agregados orientados de muestras homoionizadas en Mg^{2+}, solvatadas con etilenglicol y tratadas térmicamente a 550ºC. Para la determinación del carácter di o trioctaédrico se estudió la región entre 55-65º en la muestra desorientada de la fracción menor de 2 mm. En la cuantificación de los componentes mineralógicos se aplicaron los poderes reflectantes recogidos en Pozo *et al.* (1985).

El estudio petrográfico se ha realizado en 75 láminas delgadas de muestras embutidas en resina y teñidas con alizarina roja S, según procedimiento convencional. Asimismo se han estudiado mediante MEB-EDX 5 muestras, previa metalización con oro de la fractura fresca seleccionada.

En 6 muestras representativas de las facies diatomíticas (UB) y de lutitas y margas (UI), se realizó el aná-

lisis químico de los elementos mayores, utilizándose fluorescencia de rayos X sobre perla, con excepción del sodio, que se determinó por espectrofotometría de absorción atómica con llama.

Se ha estudiado el contenido y tipos de diatomeas en 40 muestras de distintas litologías (margas, arcillas, calizas y diatomitas), correspondientes a las cuatro columnas seleccionadas: EST (22 muestras), ESC (5 muestras), S-1 (5 muestras) y S-2 (8 muestras). Las muestras se trataron con HCl y H_2O_2, obteniéndose una suspensión con las valvas de las diatomeas que se montaron con naphrax (n= 1,74) para su identificación y cuantificación en el microscopio óptico. Como ayuda al reconocimiento de los taxones se utilizó el MEB, metalizando las muestras con oro.

La identificación de los taxones de diatomeas se llevó a cabo de acuerdo con la bibliografía general: Pantosek (1886), Hustedt (1927-1930), Patrick y Reimer (1966), Krammer y Lange-Bertalot (1986-1991) y Hartley (1996). El cálculo de las proporciones relativas de los distintos taxones se realizó por contaje de al menos 200 valvas de diatomeas por muestra

La Unidad Intraclástica (UI)

Se corresponde con el tramo basal de la unidad II distinguida por Bellanca *et al*. (1992), estando constituida por facies clásticas finas (lutitas, margas) con diversa proporción de intraclastos (subordinadas, se intercalan facies conglomeráticas) que pasan hacia arriba a carbonatos y margas con diverso grado de opalización (Fig. 2B). Se han diferenciado dos facies dentro de esta unidad :

Lutitas y margas con intraclastos

Se incluyen aquí litofacies clásticas finas, masivas y laminadas, todas localizadas por debajo del primer tramo diatomítico reconocido en la región.

Las lutitas masivas se han observado en la base de las secciones S-1 y S-2 (Figs. 3A y 4A), por debajo de carbonatos con intraclastos. Se caracterizan por presentar tonos que van de marrón amarillento a verdoso, presentándose compacta, con algunos intraclastos dispersos y tinciones

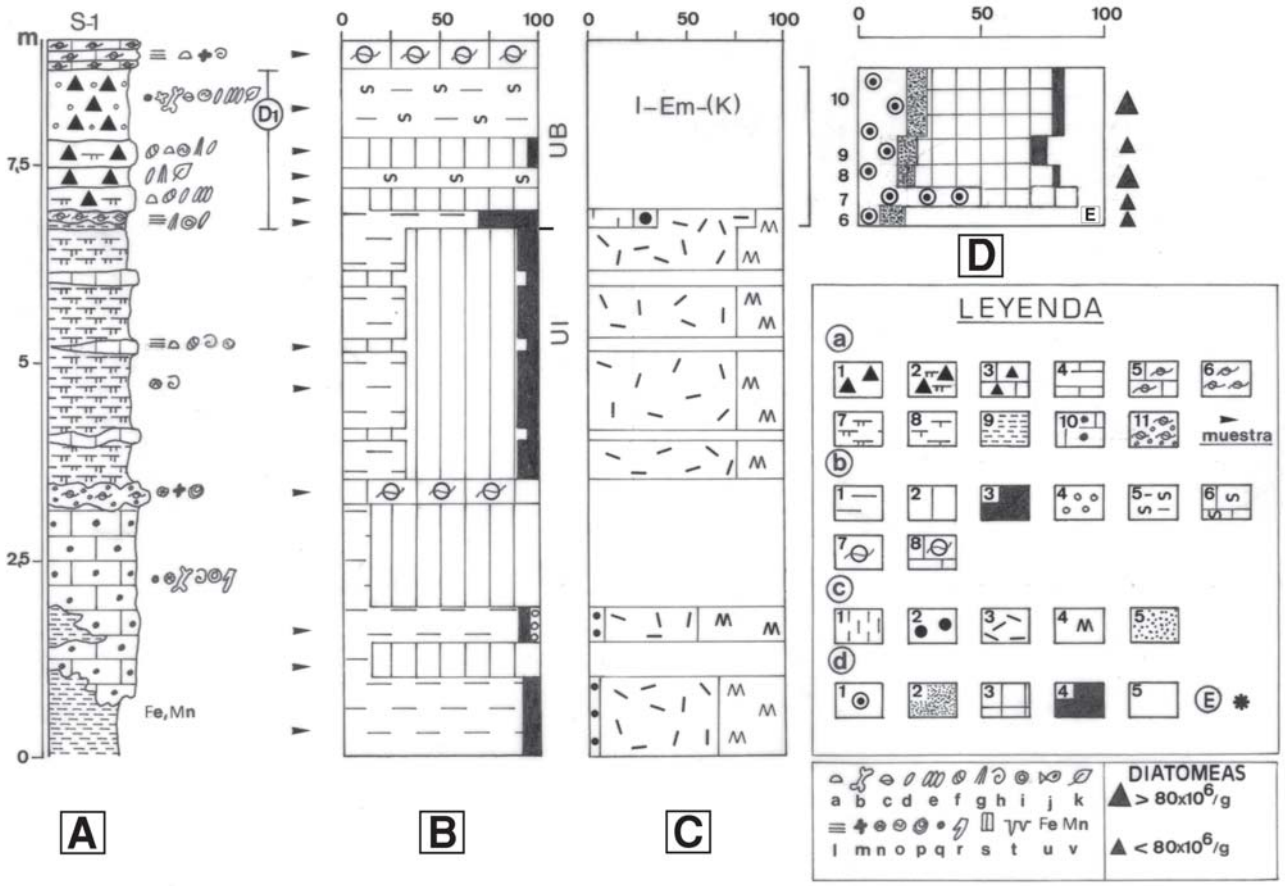

Figura 3.- Sección S-1. A) Columna estratigráfica. Litología: 1. Diatomita y marga diatomítica, 2. Carbonato margoso diatomítico, 3. Caliza diatomítica, 4. Caliza, 5. Caliza opalizada, 6. Ópalo, 7. Marga calcárea, 8. Marga arcillosa, 9. Lutita, 10. Carbonato con intraclastos, 11. Ópalo con intraclastos. Símbolos: a. Ostrácodos, b. Huesos, c. Bivalvos, d. Diatomeas sueltas, e. Diatomeas en colonias, f. Carofitas, g. Espículas de esponja, h. gasterópodos, i. Opérculos, j. Restos de peces, k. Restos de plantas, l. Laminación, m. Clastos de terrígenos, n. Clastos calcáreos, o. Nódulos opalinos, p. Concreciones, q. Clastos lutíticos o de marga, r. Bioturbación de raíces, s. Disyunción prismática, t. Grietas de desecación, u. Tinción de hierro, v. Tinción de manganeso. B) Mineralogía global: 1. Filosilicatos, 2. Calcita, 3. Cuarzo + feldespato, 4. Ópalo CT, 5. Filosilicatos + ópalo A, 6. Calcita + ópalo A, 7. Filosilicatos + ópalo CT, 8. Calcita + ópalo CT. C) Mineralogía de la arcilla: 1. Illita, 2. Esmectita, 3. Paligorskita, 4. Sepiolita, 5. Caolinita. D) Organismos biosilíceos: 1. *Staurosirella lapponica*, 2. *Synedra ulna-spatuliphera*, 3. *Cymbella spp*, 4. *Ephitemia sorex* + *Rophalodia gibba*. Los números se corresponden con el de la muestra en la sección. 5. Otras. (E) Espículas de esponja. * quistes de crisofitas.Los triángulos negros indican, según su tamaño, la abundancia de diatomeas.

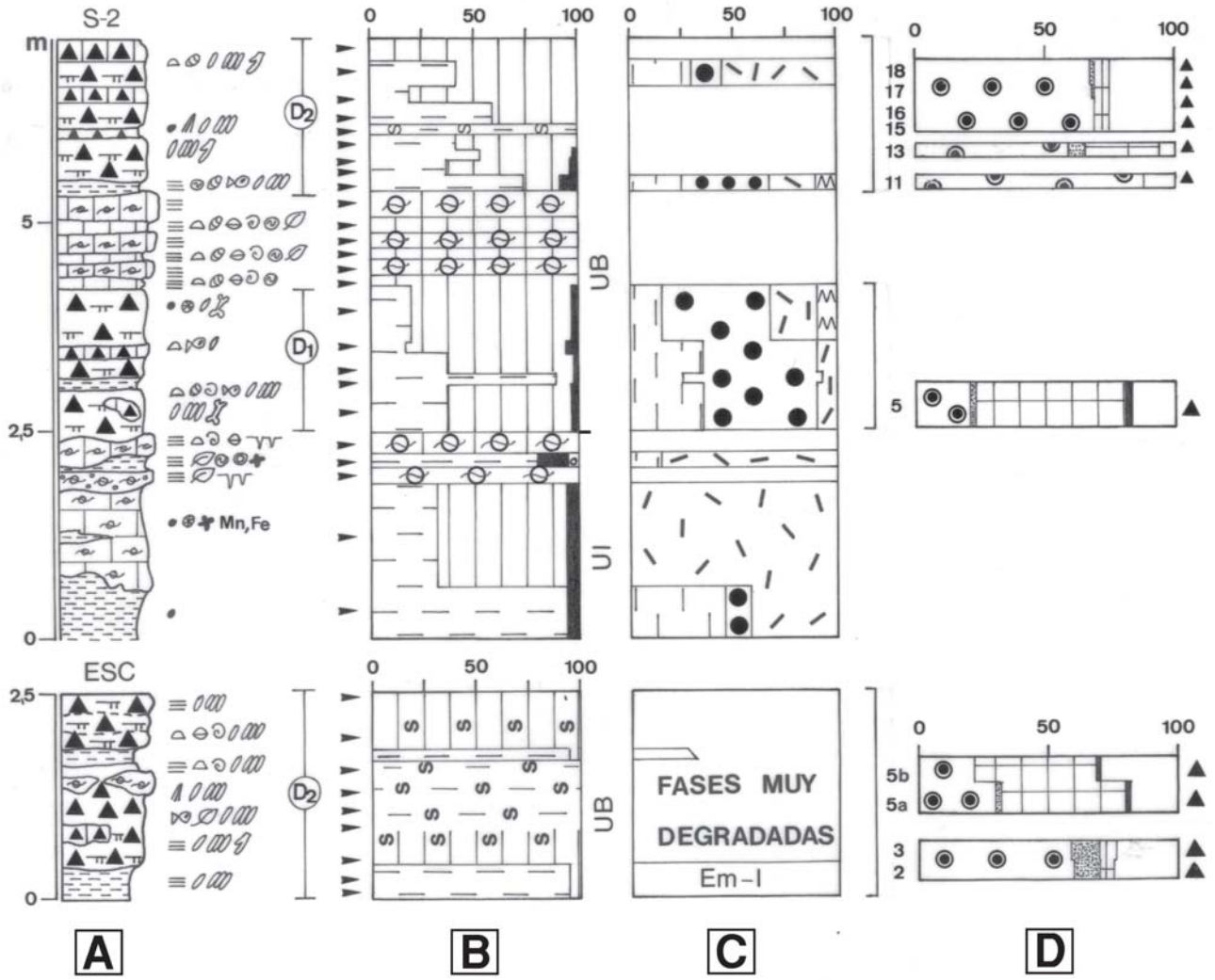

Figura 4.- Sección S-2/ESC. A) Columna estratigráfica, B) Mineralogía global, C) Mineralogía de la arcilla, D) Organismos biosilíceos, (Leyenda como en Fig. 3).

de manganeso, o terrosa, como resultado de una pedalidad granular incompleta. Petrográficamente, se reconoce una masa arcillosa criptocristalina con fábricas birrefringentes y terrígenos dispersos, de tamaño arena muy fina a limo.

En la parte inferior de la sección EST (Fig. 5A) se han observado margas laminadas y lutitas lentejonares verdes. Estos materiales finos presentan tonos pardos y verdes, en ritmos de 1-2 cm de grosor que contienen intraclastos de lutita, marga y carbonato de diversa granulometría, además de extraclastos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca. Se han analizado varias muestras de margas laminadas, con el fin de detectar la presencia de diatomeas, dando resultado negativo.

En la sección S-1 destaca la presencia de margas calcáreas con fenómenos de nodulización, disyunción prismática y presencia de pequeños intraclastos y granos detríticos; intercalados, aparecen niveles centimétricos y discontinuos de carbonatos.

Carbonatos y margas intraclásticas opalizadas

Sobre las lutitas masivas y en contacto muy irregular, en las secciones S-1 y S-2 se han reconocido carbonatos con diverso grado de silicificación y frecuentes intraclastos.

En la base de la sección S-1, el nivel intraclástico es de carbonato crema, que se desarrolla con rasgos de calcreta sobre lutitas. Se trata de un carbonato compacto con diversos intraclastos de lutita dispersos, fragmentos de bioclastos (gasterópodos y huesos) y fenómenos de bioturbación. Petrográficamente, presenta textura clástica con desarrollo de textura alveolar por acción de raíces, con rellenos esparíticos y evidencias claras de nodulización. A techo del carbonato nodulizado y bioturbado se presenta un nivel silicificado (opalino) de tono marrón con abundantes inclusiones más claras, entre las que destacan la abundancia de granos con envueltas laminares y un incremento en el contenido en granos terrígenos. En la sección S-2, el nivel equivalente presenta intensa silicificación, con inclusiones diversas de tonos blancos y amarillentos, donde petrográficamente se ha podido observar, en los carbonatos, todos los estadios de reemplazamiento por ópalo. En la sección EST, el episodio opalizado se presenta intercalado entre margas laminadas con in-

traclastos, destacando el incremento en restos bioclásticos (caráceas, gasterópodos), a veces con cementos de lussatita y calcedonita en su interior. La opalización afecta preferentemente a la pasta de la roca.

Mineralogía

El estudio mediante difracción de rayos X de lutitas y margas (Figs. 3B, 4B y 5B) indica el predominio de filosilicatos con proporciones variables de calcita, cuarzo y feldespatos, que son los minerales subordinados más frecuentes. En la sección S-1, las margas calcáreas muestran predominio de calcita sobre filosilicatos, detectándose, además, cuarzo y feldespatos.

El estudio mineralógico de las facies carbonáticas opalizadas pone de manifiesto que en las secciones S-1 y EST predomina el ópalo C-T, mientras que en la sección S-2 está subordinado a calcita y filosilicatos. Dentro de los filosilicatos, la fase predominante es la paligorskita, prácticamente imposible de extraer en muestras muy opalizadas. La íntima relación existente entre la sílice y el mineral fibroso impide la separación de éste al fraccionar la muestra a tamaño arcilla.

La Unidad Biosilícea (UB)

En todas las secciones, la Unidad Biosilícea se dispone sobre lutitas o margas laminadas, que en el caso de la sección EST muestran lateralmente intercalaciones de lutitas verdes. Dentro de esta unidad se han diferenciado dos asociaciones de facies según presenten contenido biosilíceo o no: las facies diatomíticas y las asociadas constituidas por diversas litologías.

Se describen seguidamente las características mineralógicas, texturales y el contenido fósil observados en

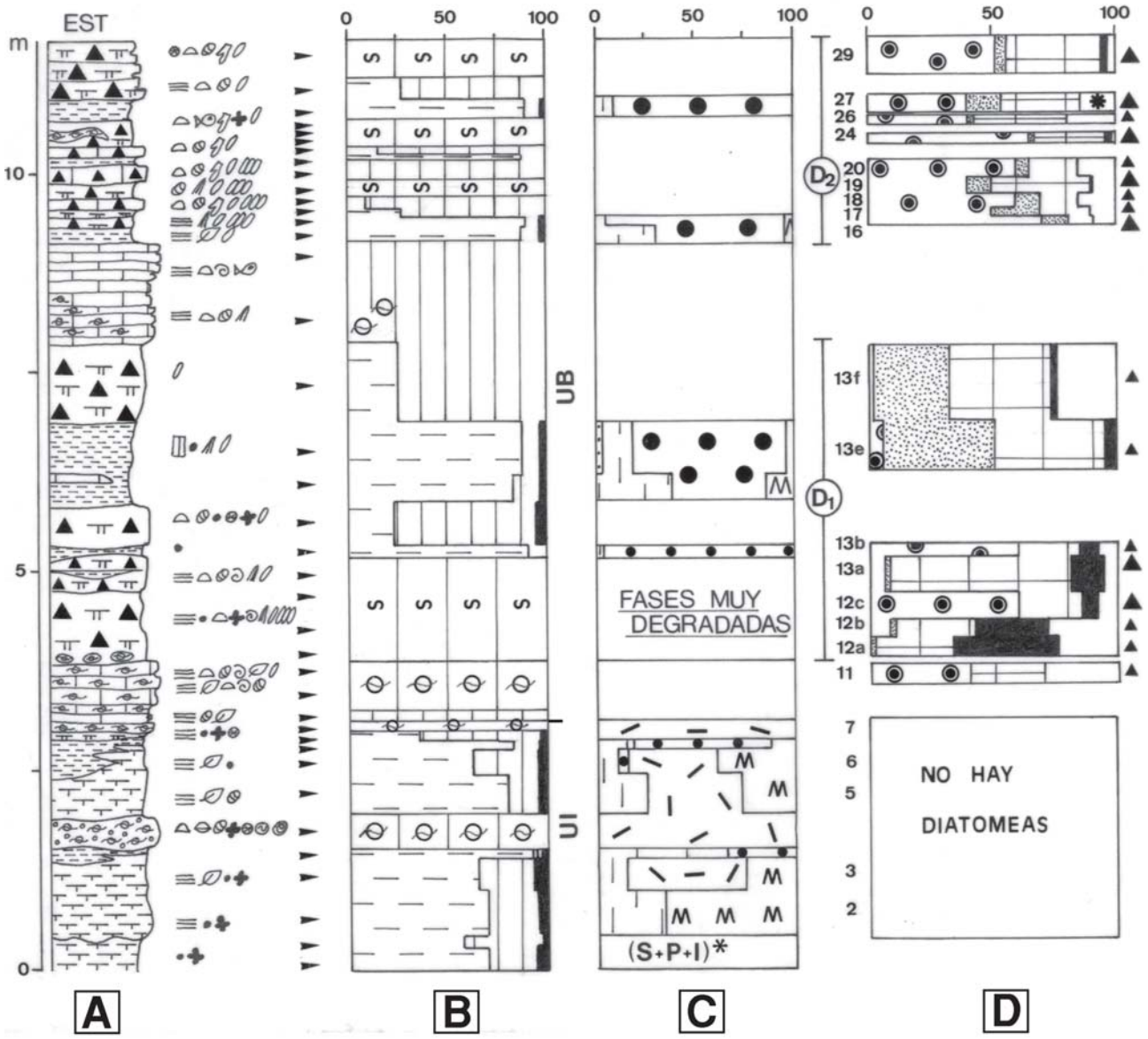

Figura 5.- Sección EST. A) Columna estratigráfica, B) Mineralogía global, C) Mineralogía de la arcilla, D) Organismos biosilíceos, (Leyenda como en Fig. 3).

las facies diatomíticas y asociadas, anteriormente mencionadas (Figs. 3, 4 y 5).

Facies diatomítica

Está constituida por diversos términos litológicos de color beige amarillento, conteniendo proporciones variables de componentes biosilíceos (principalmente diatomeas), que varían de lutitas/margas o carbonatos diatomíticos a diatomitas (Fig. 2C). Las diatomitas más puras se reconocen por su color blanco crema, aspecto tizoso y baja densidad. Se han diferenciado dos tramos (inferior y superior) separados entre sí por episodios laminados de carbonatos/margas con diverso grado de silicificación. La composición química de una muestra representativa de diatomita, pobre en carbonatos, se recoge en el análisis (a) de la tabla I; destaca en ella los contenidos en aluminio, magnesio y hierro, que indican presencia de minerales de la arcilla.

En los siguientes apartados se describen los tramos diatomíticos diferenciados, su mineralogía, rasgos petrográficos y asociaciones biosilíceas presentes.

Tramos diatomíticos y mineralogía

El tramo diatomítico inferior (D1), observable en las secciones S-1, S-2 y EST (Figs. 3A, 4A y 5A), se caracteriza por la alternancia entre diatomitas, carbonatos/margas diatomíticas y lutitas con restos biosilíceos. Las lutitas, con potencias entre 0,15 y 1 m, muestran tonos verdes o grisáceos, discontinuidad lateral y localmente disyunción prismática.

Desde el punto de vista mineralógico (Figs. 3B, 4B y 5B), los carbonatos y margas diatomíticas presentan diversas proporciones de ópalo A, cuarzo, calcita y filosilicatos. En nódulos silíceos, frecuentemente incluidos en los niveles diatomíticos, el ópalo identificado es de tipo C-T. En las lutitas predominan los filosilicatos con cuarzo y feldespatos, indicios de calcita, y contenidos variables de ópalo A, que indica la presencia de restos biosilíceos.

El tramo diatomítico superior (D2) muestra su mejor desarrollo en la sección EST donde, sobre un episodio laminado lutítico, se pueden diferenciar dos subtramos bien definidos (Fig. 2D). El primero presenta capas decimétricas blancas, con alternancia de niveles compactos con otros de aspecto más deleznable (margosos). Son frecuentes las nodulizaciones silíceas dispersas o en lentejones y, en niveles compactos, la bioturbación por raíces. El segundo subtramo comienza con un nivel lutítico-margoso de tono verde grisáceo en contacto neto sobre el anterior. El estudio de DRX indica que esta lutita contiene diatomeas (ópalo A), pasando transicionalmente a techo a carbonatos diatomíticos, masivos a laminados, con tableado centimétrico (3-4 cm), que pueden contener nódulos silíceos dispersos.

En las secciones S-2 y ESC se han reconocido también dos secuencias constituidas por lutitas margas y carbonatos con diverso contenido en componentes biosilíceos y colores que van del verde-grisáceo al blanco. Con frecuencia la secuencia finaliza con un episodio bioturbado por raíces, indicativo de somerización con posible emersión.

En la base del tramo se reconocen lutitas verdes laminadas, de entre 0,2-0,3 m de espesor con pasadas blancas que se incrementan a techo. Estas pasadas son fundamentalmente silíceas (ópalo A).

Mineralógicamente predomina en los carbonatos y margas la calcita (a veces ligada a fragmentos de bioclastos), pero con variaciones significativas de los filosilicatos, siempre subordinados, detectándose también cuarzo, feldespatos y ópalo A (Figs. 3B, 4B y 5B). En general, los filosilicatos presentan reflexiones abiertas indicativas de escasa cristalinidad relacionada con procesos de degradación de las fases arcillosas. En las lutitas laminadas y masivas predominan los filosilicatos, identificándose en diversa proporción calcita, feldespatos y ópalo A.

Descripción de litofacies

El estudio petrográfico de muestras correspondientes a los dos tramos diatomíticos diferenciados ha puesto de manifiesto que los restos biosilíceos se presentan en cinco litofacies, tres deposicionales y dos postdeposicionales, que se describen seguidamente.

Litofacies de arcilla y carbonato laminados

Consisten en arcillas y carbonato micrítico (calcita) con laminación bien definida, que contienen láminas con abundantes restos biosilíceos(espículas, además de diatomeas), con geometría irregular, a veces discontinuas (Fig. 6A y B). Otra característica es la presencia de restos de carofitas sin deformación por compactación. En las láminas calcíticas se observan fenómenos de agradación, observándose ocasionalmente procesos incipientes de calcitización de diatomeas dispersas en el fango micrítico. En niveles con predominio de bioclastos silíceos, el carbonato queda relegado a lentículas orientadas según la laminación. Representan condiciones de sedimentación muy tranquilas, con un bajo gradiente energético. Presentan su mejor desarrollo en el tramo diatomítico inferior.

Litofacies de carbonato masivo

En estos depósitos los bioclastos silíceos, principalmente diatomeas y espículas, se presentan dispersos en carbonato (Fig. 6C), dando lugar localmente a acumulaciones o microlentículas discontinuas que confieren un aspecto laminado difuso. Con cierta frecuencia presentan rasgos de removilización que indican un cierto grado energético, lo que daría como resultado una pérdida de laminación. Esta interpretación está avalada por la presencia ocasional de detríticos muy dispersos (cuarzo, feldespato, fragmentos de rocas ígneas y de lutitas), y de bioclastos muy fragmentados, fundamen-

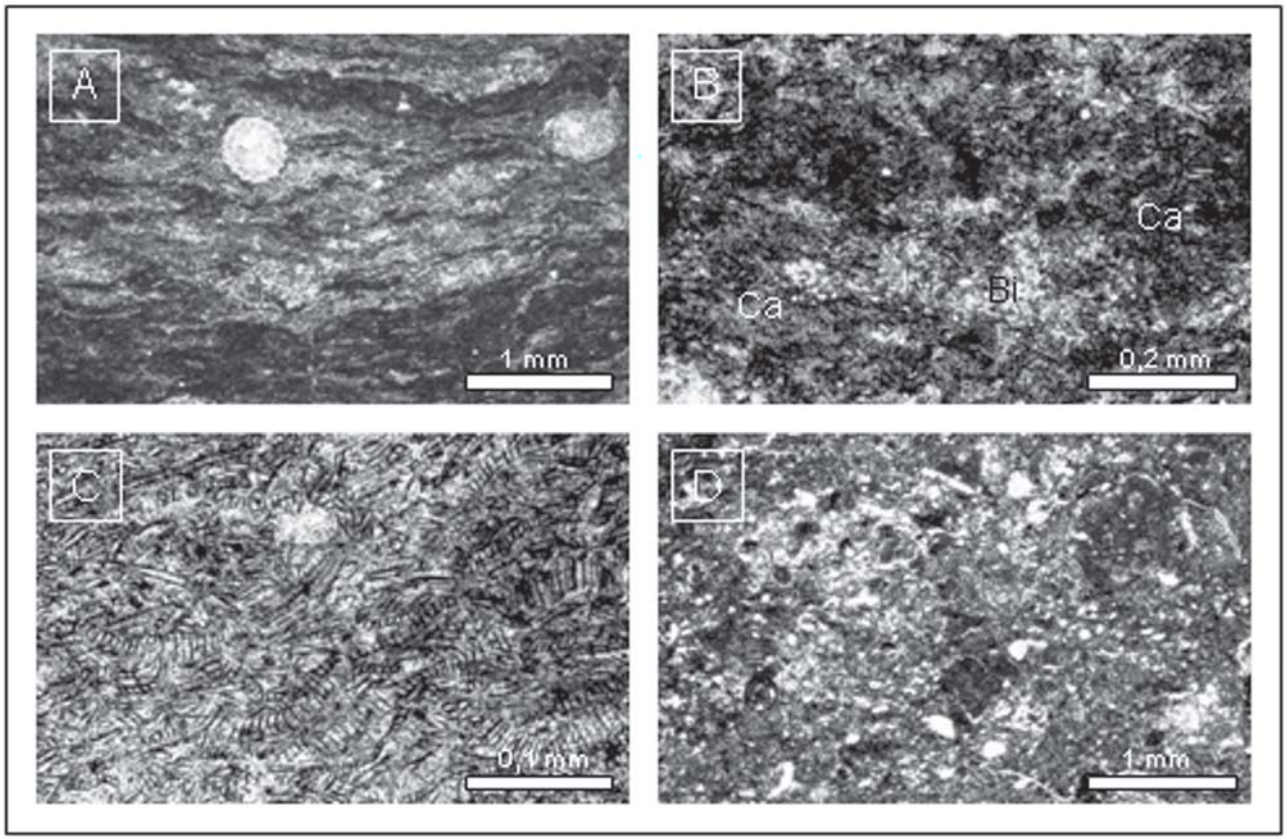

Figura 6.- Unidad Biosilícea: texturas deposicionales. A) Litofacies laminada predominantemente carbonática, mostrando el carácter irregular, a veces discontinuo, de las láminas conteniendo componentes biosilíceos (bandas isótropas) que se amoldan a bioclastos calcáreos de carofitas, como resultado de fenómenos de compactación (Nicoles cruzados), B) Detalle de relictos de carbonato (Ca) en litofacies laminada predominantemente biosilícea. Se reconocen restos de diatomeas y secciones de espículas de esponjas (Bi). (Nicoles paralelos), C) Litofacies masiva de marga diatomítica donde se identifican abundantes restos de diatomeas, tanto sueltos como en colonias. Los componentes biosilíceos no muestran orientación preferente, distribuyéndose de forma homogénea. (Nicoles paralelos), D) Litofacies intraclástica diatomítica con aspecto caótico. Se reconocen intraclastos (carbonáticos y lutíticos) y componentes terrígenos (litoclastos) con deficiente selección y ausencia de orientación preferente. (Nicoles paralelos).

talmente de gasterópodos y ostrácodos, estos últimos especialmente abundantes en el tramo diatomítico superior.

Litofacies de intraclastos

Se caracterizan por presentar aspecto masivo-clástico, con frecuentes intraclastos lutíticos y carbonáticos, acompañados de granos terrígenos (cuarzo, feldespatos) y bioclastos (Fig. 6D). Su aspecto es caótico, intensamente removilizado, destacando en algunas muestras la presencia de intraclastos de carbonatos diatomíticos con una intensa calcitización de las diatomeas. Corresponde a depósitos de retrabajamiento en un margen lacustre.

Litofacies de carbonato y marga bioturbados

Corresponden a capas o nódulos de carbonato, donde se observan evidencias de bioturbación, texturas alveolares con microgrietas circungranulares y poros de tipo canal, ambos rellenos de esparita. En algunos niveles se han observado fenómenos de brechificación y rotura de margas diatomíticas, con desarrollo de gránulos e intensa actividad de raíces, que se pone de manifiesto por la presencia de abundante poros de tipo canal (Fig. 7A y B). Estos rasgos se interpretan como debidos a episodios de emersión con fenómenos de retrabajamiento y participación de la actividad biológica.

Litofacies de carbonato y ópalo con rasgos diagenéticos

En general, pero especialmente en la litofacies intraclástica se ha observado el paso de acumulaciones de diatomeas a masas opalinas gelatinoides de ópalo C-T, donde se pierde la morfología de las mismas (Fig. 7C). Los términos más carbonáticos (biomicritas) presentan cierto grado de agradación a microesparita, que coincide con un mayor grado de reemplazamiento parcial o total de las diatomeas por calcita, y un mejor desarrollo de los nódulos opalinos. En nódulos de carbonato biomicrítico silicificado por ópalo, se han observado estructuras planares rellenas con cementos de cuarzo fibroso. Los fenómenos de calcitización de diatomeas son especialmente relevantes en el tramo diatomitico superior (Fig. 7D).

Asociaciones de diatomeas y otros organismos silíceos

En las secciones estudiadas se han identificado hasta 41 especies distintas de diatomeas, todas pinnadas, que se recogen en la tabla II, mostrándose en la figura 8 la morfología de las especies identifica-

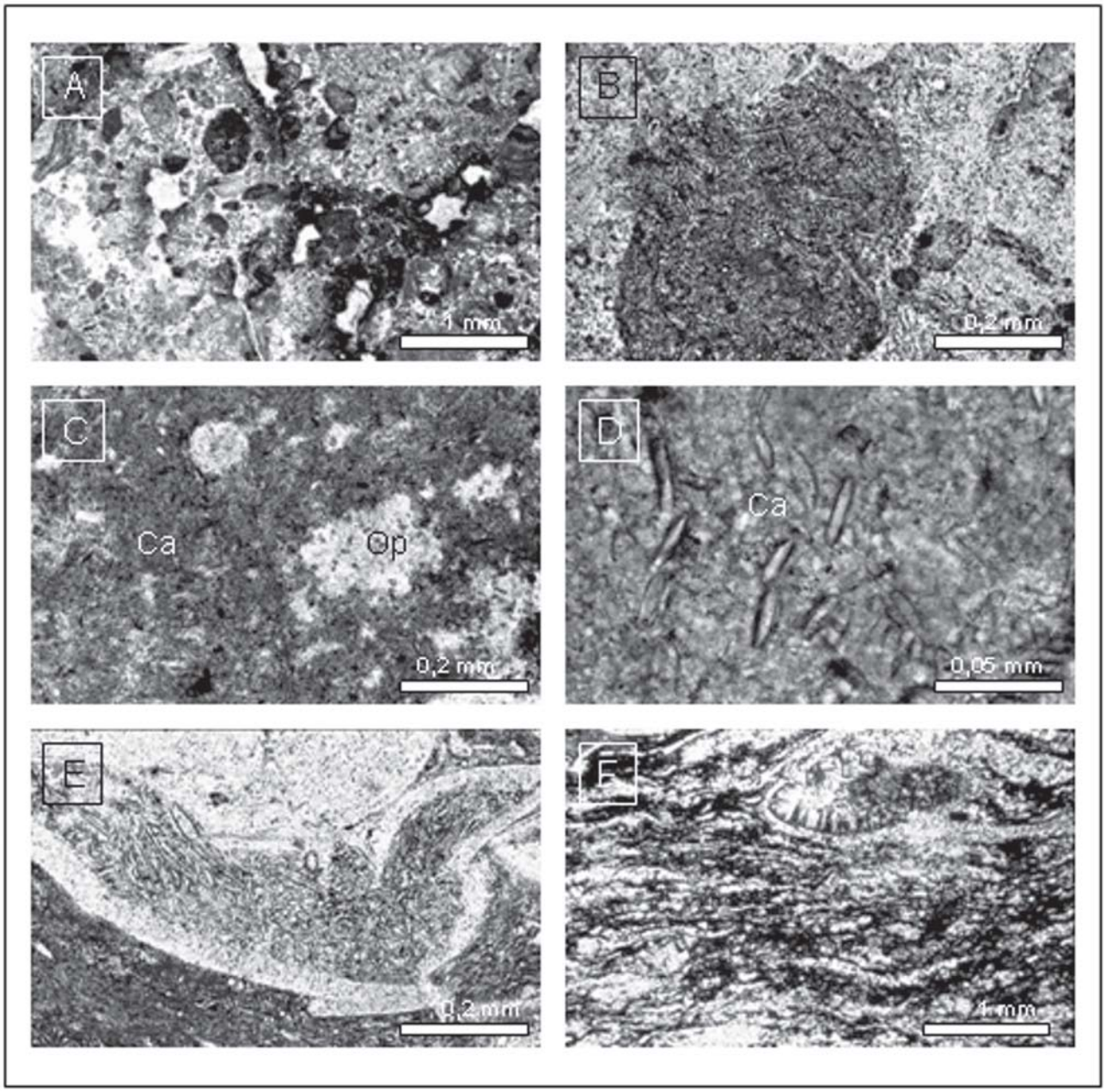

Figura 7.- Unidad Biosilícea: texturas postdeposicionales. A) Litofacies bioturbada en marga diatomítica. Destaca el desarrollo de morfologías granulares y de porosidad tipo canal correspondientes a la actividad de raíces, (Nicoles paralelos), B) Detalle de un gránulo resultado de la bioturbación, constituido por la acumulación de organismos biosilíceos, predominantemente diatomeas en colonias. (Nicoles paralelos), C) Litofacies diagenética mostrando silicificación. Desarrollo de nódulos de ópalo C-T (Op) a expensas de ópalo biogénico en calizas con diatomeas (Ca). (Nicoles paralelos), D) Litofacies diagenética con evidencias de calcitización. Detalle de diatomeas calcitizadas en carbonatos donde se observan fenómenos de agradación de calcita (Ca). (Nicoles cruzados), E) Detalle de la acumulación de valvas de diatomeas como sedimento interno en un bioclasto calcáreo (gasterópodo) (Nicoles paralelos), F) Carbonato bioclástico opalizado. Las fases opalinas se presentan tanto en el interior de los bioclastos como afectando a su partes esqueléticas o al material micrítico que los engloba. (Nicoles cruzados).

das más representativas: *Staurosirella lapponica*, *Cymbella spp*., *Synedra ulna-spatuliphera* y *Epithemia sorex*. El estudio al microscopio electrónico de barrido de la ultraestructura de una de las diatomeas más abundantes, *Fragilaria bituminosa* (Calvo *et al.*, 1988), ha permitido atribuirla una denominación más precisa: *Staurosirella lapponica*. La proporción relativa de los cuatro grupos de especies más abundantes se ha utilizado para definir las distintas asociaciones de diatomeas. La especie *Epithemia sorex*, relevante en niveles de algunas secciones, es una especie identificada por primera vez en estas facies y resulta ecológicamente significativa donde está presente, suele ir acompañada de *Rophalodia gibba*. La distribución en la vertical de estos cuatro grupos en las secciones S-1, S-2/ESC y EST, se recoge en las figuras 3D, 4D y 5D, respectivamente. Se observa que los dos grupos predominantes son *Cymbella spp* (principalmente *Cymbella leptoceros*) y *Fragilaria spp* (principalmente *Staurosirella lapponica*), con frecuencia mostrando alternancias. Las asociaciones con presencia relevante de

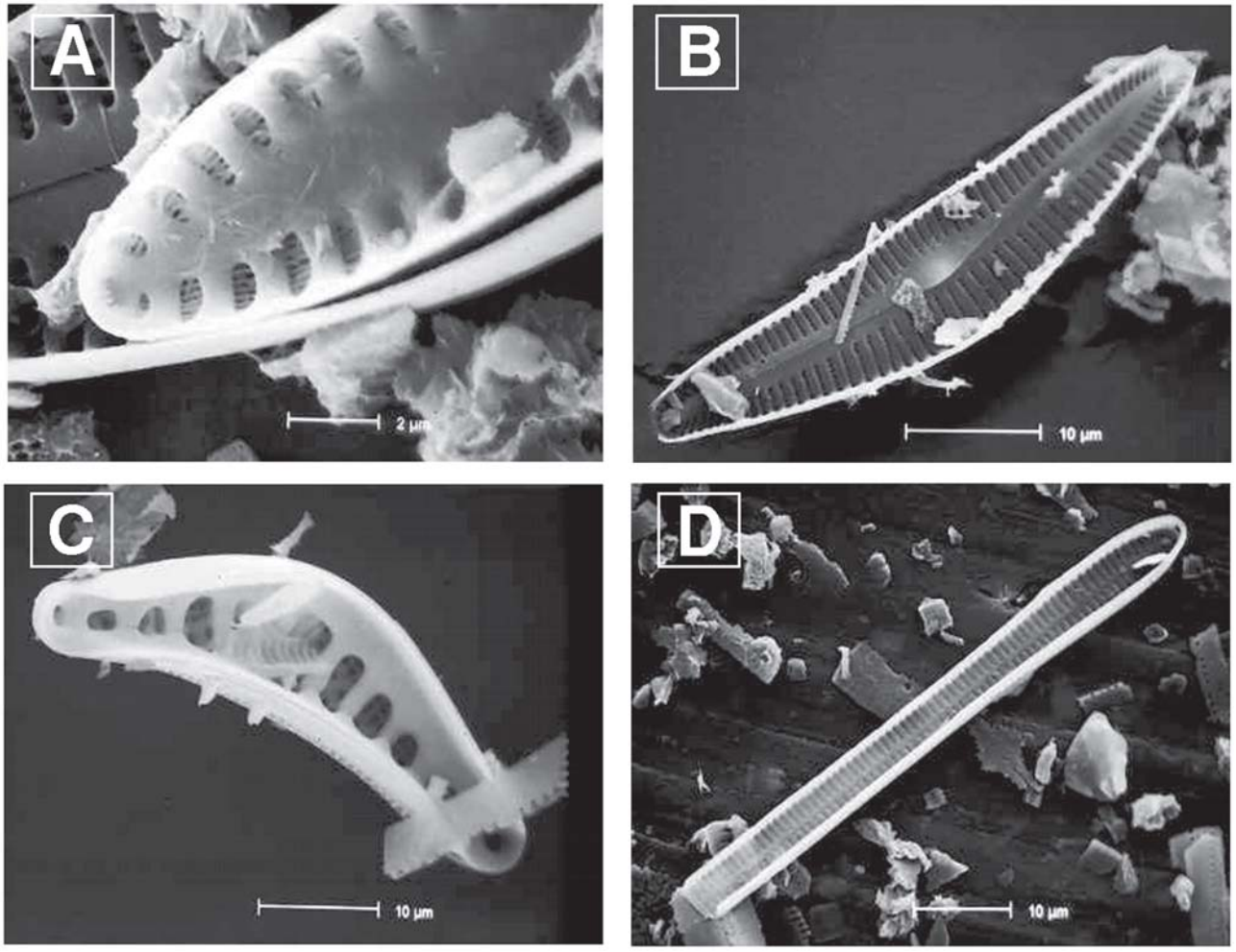

Figura 8.- Diatomeas representativas. A) *Staurosirella lapponica*. B) *Cymbella leptoceros*. C) *Epithemia sorex*. D) *Synedra ulna-spatuliphera*.

Synedra ulna-spatuliphera y *Epithemia sorex* están presentes en las secciones ESC, S-1 y especialmente en el tramo diatomítico inferior de la sección EST.

Las frústulas o valvas de las diatomeas muestran tamaños variables que oscilan entre 15 y 200 mm, aunque generalmente no superan las 50 mm. El grado de conservación de las valvas de diatomeas es heterogéneo (Fig. 9A), con una fragmentación importante y un grado de disolución variable según las muestras y las especies (Fig. 9B). La frecuente fragmentación en condiciones someras ligadas con acontecimientos de desecación intermitente es típica de una posición lacustre muy marginal. Otros componentes biosilíceos identificados en estas rocas han sido los quistes de crisofitas y las espículas de esponjas, compañeros habituales de las diatomeas en estas muestras. Los quistes de crisófitas se caracterizan por sus morfologías esferoidales de pequeño tamaño (<20 mm), mostrando un orificio en uno de los extremos (Fig. 9C). Pueden presentarse acumulados en láminas aunque habitualmente se presentan dispersos. Las espículas de esponjas pueden alcanzar las 150 mm de longitud; se presentan dispersas o en láminas con morfologías cilíndricas sin ornamentación, que pueden terminar en punta, mostrando un canal axial en su interior (Fig. 9D).

Facies de calizas, lutitas y ópalo asociadas a las facies diatomíticas

Se describen a continuación las características composicionales y de textura de los materiales asociados a la facies diatomítica en la Unidad Biosilícea (UB).

Calizas y calizas silicificados

Presentan buena estratificación tabular y colores que varían entre blanco, marrón, gris o negro, frecuentemente formando láminas. Se integran en dos tramos de fuerte resalte que limitan inferiormente los episodios diatomíticos diferenciados (Fig. 2C).

Las calizas están constituídas por biomicritas o micritas fosilíferas muy poco porosas y con cierta orientación de los componentes que da lugar a laminación difusa. Se detectan valvas sueltas de ostrácodos, fragmentos de moluscos y girogonitos de carofitas (algunos aplastados). De forma muy dispersa se reconocen algunos granos terrígenos (cuarzo, plagioclasa, biotita). En los poros de los bioclastos, sobre todo en el interior de carofitas, se observan cementos esparíticos. De forma puntual se han observado nodulitos opalinos ocasionalmente agrupados. Localmente se reconocen bioclastos disueltos y rellenos por un cemento calcítico de tipo *blocky.*

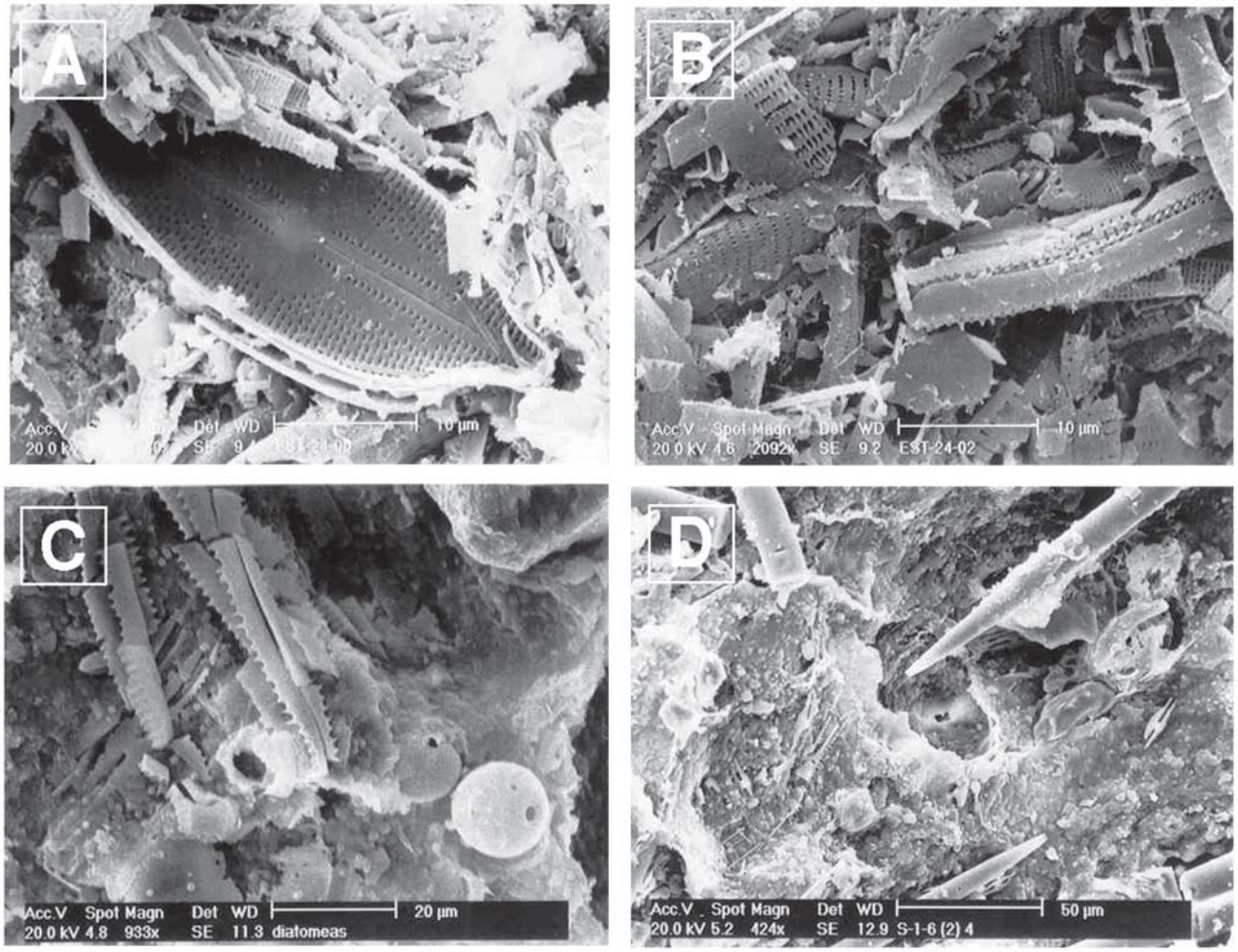

Figura 9.- Componentes biosilíceos A) Muestra en la que coexisten restos fragmentados de diatomeas con otras, más robustas, en perfecto estado de conservación. B) Muestra con elevado grado de fragmentación de los constituyentes biosilíceos, principalmente diatomeas. C) Morfologías esferoidales de crisofitas junto a fragmentos de diatomeas. D) Morfologías aciculares de espículas de esponjas.

Las calizas están constituidas por biomicritas o micritas fosilíferas muy poco porosas y con cierta orientación de los componentes que da lugar a laminación difusa. Se detectan valvas sueltas de ostrácodos, fragmentos de moluscos y girogonitos de carofitas (algunos aplastados). De forma muy dispersa se reconocen algunos granos terrígenos (cuarzo, plagioclasa, biotita). En los poros de los bioclastos, sobre todo en el interior de carofitas, se observan cementos esparíticos. De forma puntual se han observado nodulitos opalinos ocasionalmente agrupados. Localmente se reconocen bioclastos disueltos y rellenos por un cemento calcítico de tipo *blocky*.

Las calizas intensamente opalizadas son biomicritas con un elevado contenido en bioclastos calcáreos: gasterópodos grandes (mayores de 5mm), ostrácodos y carofitas aplastadas o rotas, ocasionalmente con restos de tejidos vegetales. La laminación, difusa a muy acusada, se amolda a los bioclastos, en los que se desarrollan cementos de cuarzo granular y fibroso. En alguna muestra se han reconocido láminas discontinuas con acumulaciones opalinas de espículas de esponjas.

En estas litofacies se ha podido constatar todos los estadios del proceso de silicificación. Así, el carbonato inicial comienza por presentar pasadas de ópalo que dan lugar a contactos festoneados; posteriormente y conforme se incrementa el componente silíceo, aparece cuarzo granular, detectándose varias generaciones de sílice. La relación entre la acumulación de restos biosilíceos en carbonatos y el desarrollo posterior de fases opalinas diagenéticas se ha podido constatar comparando el relleno biosilíceo de algunos bioclastos calcáreos y su posterior paso a ópalo CT en carbonatos opalizados (Figs. 7E y 7F).

La presencia de la sílice en el carbonato laminado no es homogénea. Hay láminas en las que predomina el ópalo, observándose en los bioclastos calcáreos reemplazamiento por cuarzo y rellenos de calcedonita, es decir, bioclastos silicificados por cuarzo flotan en una pasta laminada y opalina. La concha es reemplazada por cuarzo fibroso, a veces con elongación positiva; en el interior puede haber lussatita o cuarzo criptocristalino y en el centro calcedonita. Las láminas con predominio de ópalo sobre carbonato dan paso en la vertical a un predo-

minio de cuarzo sobre ópalo en las láminas silicificadas (cuarzo granular casi criptocristalino). La opalización se muestra muy selectiva. Así, en carbonatos claros la opalización es preferente en las láminas más porosas que resultan de la acumulación de bioclastos.

Con posterioridad a la opalización y desarrollo de las fases de cuarzo se observan varias generaciones de microgrietas (máximo 300 mm de grosor) que cortan la laminación y bioclastos, con rellenos de ópalo que incluyen esferulitos de calcedonita dispersos.

El estudio mineralógico indica que los carbonatos con escasa silicificación están constituidos por calcita como mineral principal con baja proporción de cuarzo, feldespatos y filosilicatos. En los carbonatos silicificados se detecta, además, ópalo C-T y subordinadamente cuarzo, que se incrementan conforme disminuye la proporción de calcita. En todas las muestras estudiadas el espaciado (010) del ópalo CT está en el rango 4,10-4,12 Å.

Lutitas con procesos de silicificación

Asociadas a los carbonatos anteriores, especialmente en la base del tramo diatomítico inferior, se reconocen lutitas laminadas, de tonos marrón grisáceos a negros, con diverso grado de silicificación, mostrando su máxima opalización en las lutitas más oscuras. Presentan restos orgánicos carbonosos que se acumulan preferentemente en zonas definiendo laminación, a veces con carbonato micrítico.

La lutita opalizada negra, identificada en las secciones S-2 y EST (Figs. 4 y 5), muestra un incremento notable en los restos orgánicos, que pueden llegar a 1 cm de longitud y 0,5 mm de grosor, en los que se reconocen estructuras celulares, granos de polen (<15 µm) y posibles fitolitos. En la masa opalizada se reconocen fabricas birrefringentes de arcillas y muy dispersos granos detríticos de tamaño arena fina a limo.

Una excepción se presenta en la sección S-1 (Fig. 3), donde la base del episodio diatomítico presenta una capa de carbonato silicificado y, asociada, una lutita laminada marrón con acumulaciones biosilíceas entre láminas. Mineralógicamente se ha observado en estas muestras contenidos variables de filosilicatos y ópalo CT.

Mineralogía de la arcilla

La distribución de los minerales de la arcilla se recoge en las figuras 3C, 4C y 5C.

En el tramo diatomítico inferior (D1), la mineralogía de la arcilla muestra, tanto en margas como en lutitas, un predominio de la esmectita dioctaédrica (d(060)=1,49-1,50Å), con cristalinidades medias a bajas (I. Biscaye 0,48-0,65). En menor proporción, se presenta illita con indicios de caolinita, detectándose además interestratificados irregulares y minerales fibrosos (paligorskita, sepiolita) muy subordinados y de pobre cristalinidad (Fig. 10A).

Una asociación similar se ha observado en lutitas laminadas y masivas del tramo diatomítico superior (D2), donde predomina la esmectita dioctaédrica, con illita muy subordinada, abierta y acompañada de interestratificados. El carácter predominantemente alumínico de las arcillas presentes en las lutitas y margas asociadas a los tramos diatomíticos se pone de manifiesto en los análisis (b) y (c) de la tabla I.

El mejor desarrollo de la esmectita (I. de Biscaye de 0,76) se observa en muestras con ausencia de illita. En la sección S-2, aún siendo predominante la esmectita e illita, es reseñable la presencia de paligorskita y sepiolita, en general con escasa cristalinidad.

Esta mineralogía contrasta notablemente con la asociación observada en las facies intraclásticas sobre las que se dispone la unidad UB, donde son frecuentes los minerales fibrosos de la arcilla (Pozo *et al.*, 1985). Incluso se han observado diferencias entre las margas laminadas y las lutitas intercaladas en lentejones de la sección EST (Fig. 10B). Así, las margas se caracterizan por el predominio de paligorskita y sepiolita, con illita subordinada y práctica ausencia de esmectita. Por su parte, las lutitas presentan una asociación donde predomina la esmectita dioctaédrica con moderada cristalinidad (I. Biscaye de 0,64) y muy subordinadas sepiolita e illita, con evidencias de degradación y ocasional desarrollo de interestratificados. Las características químicas de estos materiales se presentan en los análisis (d) y (e) de la tabla I.

En las margas calcáreas de la sección S-1, así como en las lutitas y equivalentes opalizados de la sección S-2, el mineral de la arcilla predominante es la paligorskita, con indicios de sepiolita, illita y ocasionalmente esmectita de muy bajo orden cristalino. El análisis químico representativo de una de estas muestras constituida por paligorskita se recoge en la tabla I(f), destacando en su composición el bajo contenido en aluminio respecto del magnesio.

Aspectos sedimentológicos

Los materiales correspondientes a la unidad UI se interpretan como depósitos lacustres marginales erosionados y retrabajados por corrientes tractivas, localmente expuestos y bioturbados. El paso en la vertical a niveles carbonosos implica episodios de encharcamiento muy somero con acumulaciones de restos vegetales que localmente podrían originar aguas con pH ácido. Las condiciones serían claramente lacustres-palustres. La ausencia de fenómenos importantes de oxidación indica un rápido enterramiento que permitiría el desarrollo de condiciones reductoras y por consiguiente la persistencia temporal de esta materia orgánica.

Dentro de la unidad UB, la presencia de facies de carbonatos laminados indica condiciones lacustres más internas. La existencia de niveles con abundantes restos rotos y orientados de tallos de carofitas y ostrácodos sugiere transporte desde áreas marginales más someras del lago (zona fótica y rica en nutrientes), colo-

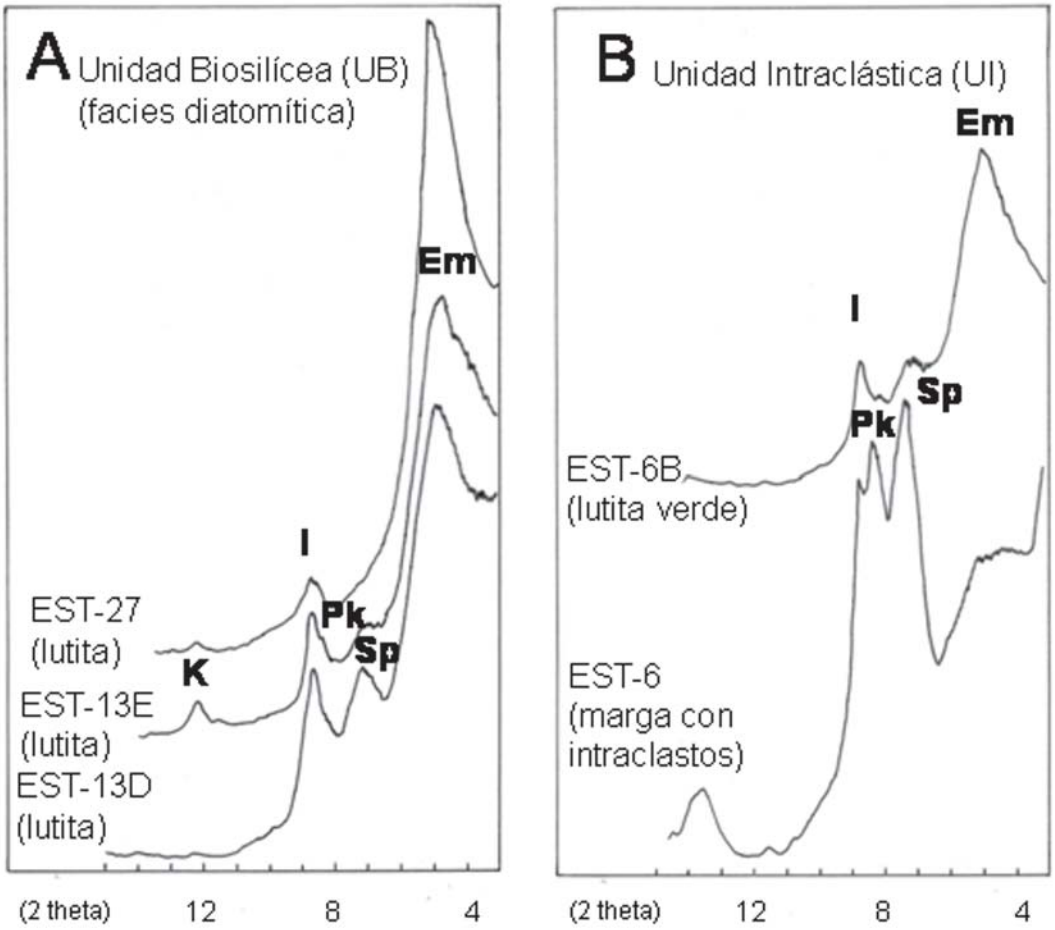

Figura 10.- Mineralogía de la arcilla. Diagramas de muestras representativas en agregado orientado y glicolado. A) Facies lutíticas intercaladas entre las diatomitas y margas diatomíticas. B) Facies de margas con intraclastos y lutitas intercaladas.

nizadas por fauna y flora de agua dulce. La alternancia entre margas/lutitas y carbonatos diatomíticos presenta cierta ciclicidad, que indicaría aportes de sedimentos finos en épocas húmedas y precipitación de carbonatos en periodos secos o con actividad de organismos fotosintéticos. La existencia de texturas laminadas como alternancias entre láminas biosilíceas y carbonatos podría ser de tipo estacional. Los depósitos laminados lutíticos o margosos serían el resultado de procesos físicos que transportan sedimentos desde la zona litoral o por aporte de sistemas aluviales-fluviales, interpretándose como registros procedentes de suspensiones de cuerpos de agua encharcados. Las láminas de carbonato pueden producirse por precipitación química o inducida biológicamente. El potencial de preservación de la laminación es mayor en depósitos más profundos, por lo tanto protegidos de la acción de corrientes o de la bioturbación. Sólo en condiciones de alta salinidad la laminación se preserva en condiciones de agua muy someras. En la zona de estudio no hay evidencias que indiquen salinidad acusada (ausencia de evaporitas), corroborando que los depósitos laminados se sedimentaron en las zonas más internas y protegidas del lago. Por otra parte, la evidencia de actividad de raíces en algunos niveles confirma capas de agua muy someras con posible exposición subaérea, habiéndose interpretado su distri-

Muestra	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	TiO_2	MnO	K_2O	MgO	Na_2O	P_2O_5	ppc
(a)	74,70	6,98	1,87	0,87	0,18	0,017	0,55	3,15	0,24	0,160	11,27
(b)	50,79	10,42	3,73	7,92	0,31	0,021	1,54	5,23	0,42	0,200	19,42
(c)	53,33	14,12	6,71	1,94	0,58	0,033	2,09	3,53	0,30	0,014	17,35
(d)	38,50	6,07	2,23	13,03	0,21	0,009	0,97	8,37	0,12	0,095	30,38
(e)	52,84	11,96	4,73	0,86	0,39	0,020	2,40	7,88	0,12	0,009	18,79
(f)	58,28	6,34	2,20	0,12	0,22	0,030	0,64	13,50	0,28	0,030	18,36

(Análisis químicos (%))

Tabla I.- Análisis químicos de muestras representativas de la Unidad Biosilícea y de la Unidad Intraclástica: (a) Diatomita S-1-10. (b) Lutita EST-13E. (c) Lutita EST-27. (d) Marga laminada (EST-6). (e) Lutita lentejonar (EST-3B). (f) Paligorskita (S-2-3).

bución en secuencias como resultado de fluctuaciones en la lámina de agua del lago (Bellanca *et al*., 1992).

Desde el punto de vista sedimentológico, los depósitos que forman la sección EST corresponden a una posición paleogeográfica de lago más profundo, dentro de su carácter somero. Las variaciones de potencia observadas en las unidades correlacionadas así lo indican. En esta sección se deduce una mayor estabilidad de la lámina de agua en el tramo diatomítico inferior (D1), donde las capas diatomíticas presentan, con mayor frecuencia, laminación y escasas evidencias de exposición. Por el contrario, la frecuente existencia de bioturbación de raíces en niveles del tramo diatomítico superior indica oscilaciones de la lámina de agua con episodios de emersión.

La sección S-1 podría representar, de forma relativa, el depósito más marginal con desarrollo de rasgos claramente palustres en las facies depositadas previamente al primer tramo diatomítico. Las otras secciones (S-2 y ESC) indican situaciones intermedias.

Inferencias paleoambientales de los minerales de la arcilla

Acorde con los resultados obtenidos por Bellanca *et al*. (1992), la sepiolita y paligorskita detectada en la unidad UI se correlaciona con los intraclastos lutíticos en los que las evidencias de degradación, observadas en DRX, serían el resultado del retrabajamiento de materiales sedimentados en la franja palustre. Estos minerales fibrosos de la arcilla se habrían desarrollado en zonas marginales o expuestas, donde la hidroquímica de la lámina de agua permite su formación (Webster y Jones, 1994).

El escaso desarrollo de sepiolita y paligorskita en la unidad UB se interpreta como el paso a condiciones de menor aridez y desarrollo de facies lacustres más internas, lo que coincide con el desarrollo de la población de diatomeas en ámbitos lacustres de hidroquímica adecuada. Considerando como minerales de la arcilla heredados la esmectita alumínica, illita y caolinita, la persistencia de estas fases indica una pobre o nula actuación de los procesos geoquímicos responsables de la autigénesis de fases magnésicas, frecuentes en el registro sedimentario de la Cuenca de Madrid (Pozo, 2000). La ausencia de esmectitas trioctaédricas autigénicas, frecuentes en unidades infrayacentes de esta zona (Pozo y Casas, 1999), tiene relación fundamentalmente con el carácter abierto de las facies, un medio de baja basicidad y escasez de magnesio. Con valores de pH > 8 y presencia de magnesio, las diatomeas podrían haber actuado como soportes para la neoformación de esmectitas magnésicas (Badaut y Risacher, 1983).

En condiciones hidroquímicas adecuadas, las diatomeas pueden remover una gran cantidad de silicio del medio, lo que justificaría que no se formen minerales de la arcilla autigénicos, salvo que la sílice procediera de su posterior disolución, en cuyo caso y en presencia de magnesio se podría originar sepiolita (Starkey y Blackmon, 1984). En las secciones estudiadas no hay evidencias a gran escala de este proceso. La escasez de fases ricas en magnesio confirma un medio empobrecido en este elemento.

Interpretación de la asociación biosilícea

El análisis de las asociaciones de diatomeas en la sección EST, donde el registro es más completo, pone de manifiesto aspectos paleoambientales interesantes en cada uno de los tramos diatomíticos diferenciados. Así, la presencia y abundancia de *Epithemia sorex* en el tramo diatomítico inferior de la sección EST es un hecho relevante. Esta diatomea, identificada por primera vez en este trabajo en la Cuenca de Madrid, es epilítica, asociándose a medios acuosos con bajo contenido en componentes detríticos finos, lo que confiere una mayor transparencia a la capa de agua, que contendría una relativamente alta proporción de iones alcalinos y nutrientes en general, favoreciendo una sedimentación biosilícea alta. La presencia, además, de diatomeas epifíticas (diversas especies de *Cymbella*) sugiere el desarrollo de macrofitos en aguas de escasa dinámica y profundidad probablemente inferior a 2 m, tal y como se deduce por la práctica ausencia de individuos planctónicos. La existencia de niveles intercalados con predominio de *Staurosirella lapponica* reflejaría la entrada episódica de flujos de agua menos salina.

El paso en la vertical a asociaciones con gran auge de *Synedra ulna-spathuliphera* acompañando a especies de *Cymbella* y con presencia de *Cocconeis placentula* indica el paso a condiciones más someras (litorales), donde la presencia de diatomeas mesohalobas, como *Amphora coffaeriformis*, y de *Cymbella minuta*, que representa la primera respuesta a la alcalinización, indica cambio en la hidroquímica de las aguas hacia condiciones algo más básicas y salinas, y por consiguiente menos oligotróficas.

El tramo diatomítico superior de la sección EST muestra niveles con asociaciones de diatomeas en las que, en general, predomina *Staurosirella lapponica*, lo que indica la entrada de frecuentes aportes y etapas de estabilización del medio, como pone de manifiesto la presencia de *Cymbella*, que se asocia al desarrollo de macrofitos. La presencia de otras diatomeas (*Synedra ulna-spathuliphera*, *Cocconeis placentula*) permite inferir el paso a un medio somero con episodios de cierta salinidad e incremento de la basicidad, como pone de manifiesto también la presencia de diatomeas mesohalobas (*Amphora coffaeriformis*) y alcalifilicas (*Anomoneoeis sphaerophora*). La mezcla de diatomeas de agua dulce con otras de aguas más salobres (oligohalinas) puede indicar fluctuaciones de la salinidad a corto plazo o solapamiento espacial de sus habitats, siendo esto último más improbable en nuestro caso.

En las demás secciones (S-1, S-2 y ESC), las asociaciones de diatomeas están dominadas por la presencia de *Staurosirella lapponica* y las especies epifíticas de *Cymbella*, lo que se interpreta como episodios de cierta dinámica en la lámina de agua o condiciones palustres con abundante vegetación (macrofitos), respectivamente. La presencia de *Ephitemia sorex* en proporciones significativas se ha reconocido también en la base de la sección ESC

*Amphora coffeaeformis**	*Cymbella lapponica**	*Navicula brasiliana**	*Nizschia frustulum*
*Amphora veneta**	*Cymbella leptoceros**	*Navicula cincta**	*Nizschia palea*
*Anomoeoneis sphaerophora**	*Diploneis ovalis*	*Navicula cuspidata*	*Pinnularia appendiculata*
Aulacoseira italica	*Epithemia sorex*	*Navicula dicephala*	*Pinnularia cuneata*
Caloneis bacillum	*Eunotia pectinalis*	*Navicula halionata**	*Pinnularia divergentissima*
*Cocconeis placentula**	*Eunotia veridis*	*Navicula radiosa**	*Pinnularia viridis*
*Cymbella affinis**	*Fragilaria intermedia*	*Navicula tuscula**	*Pseudostaurosira brevistriata*
Cymbella cesatii	*Gomphonema bohemicum*	*Neofragilaria virescens*	*Rhopalodia gibba*
Cymbella cymbiformis	*Gomphonema intricatum*	*Nizschia amphibia*	*Staurosirella lapponica (Fragilaria bituminosa*)*
Cymbella helvetica	*Navicula bituminosa*	*Nizschia ephiphytica**	*Synedra ulna-spathuliphera*

Tabla II.- Relación de las especies de diatomeas identificadas en este trabajo. Con asterisco se señalan las especies citadas en Calvo *et al*., (1988).

y en la sección S-1, con características muy similares a las descritas en la sección EST. En general, se mantienen las características de medio somero con gradiente energético bajo, sólo perturbado por la entrada episódica de aguas corrientes limpias.

El predominio de asociaciones de diatomeas perifíticas, principalmente epifíticas, indica condiciones palustres frecuentes con abundancia de macrofitos, que por sus características indican agua dulce o ligeramente salina (oligohalina). La presencia de intercalaciones con diatomeas que pueden actuar como tychoplanctónicas (planctónicas facultativas) señala condiciones lacustres más abiertas que pueden estar relacionadas con entradas puntuales de aguas ligadas a aportes que incorporarían especies fluviales y espículas de esponjas. La presencia, habitualmente en pequeña cantidad, de quistes de crisofitas complementa los datos anteriores. En el registro geológico estos organismos son frecuentes en depósitos cenozoicos de agua dulce, donde los quistes representan el estadio final de las algas crisofitas (Adam y Mahood, 1981). El registro, localmente importante, de espículas de esponjas sugiere en algunos puntos la existencia de aguas corrientes relativamente limpias, correspondientes a las proximidad de sistemas fluviales (Margalef, 1983). Las colonias de espongiarios proliferan en zonas con sustrato sólido y profundidades de la capa agua menor de 2 m (Harrison, 1988). Asociaciones similares de organismos biosilíceos en depósitos terciarios, incluyendo diatomeas, quistes de crisófitas (también de dinoflagelados) y espículas de esponjas, han sido documentados por Bartow (1994) y Batten et al. (1999).

El problema de la procedencia de la sílice en el desarrollo de las diatomeas

En las aguas naturales, la causa principal de precipitación de la sílice es un proceso bioquímico como el desarrollado por las diatomeas para segregar su esqueleto silíceo. Estas obtienen el ópalo A biogénico de soluciones subsaturadas, probablemente por catálisis enzimática. La supersaturación puede alcanzarse también de forma inorgánica por descenso del pH o la temperatura, y por concentración avaporítica (Williams *et al*., 1985).

En la Cuenca de Madrid, el origen de la sílice responsable del desarrollo de la flora de diatomeas pudo estar relacionado con la liberación de sílice como resultado de la inestabilización de arcillas autigénicas en respuesta a nuevas condiciones paleoambientales y/o con aportes procedentes de las aguas subterráneas (Pozo, 2003).

La asociación de facies estudiada en este trabajo (unidad intraclástica y biosilícea) se dispone sobre una unidad interpretada como lacustre somera, de aguas moderadamente alcalinas y con evidencia, especialmente a techo, de somerización con exposición subaérea (desecación, nodulización y procesos edáficos) (Bellanca *et al*., 1992). Así, los intraclastos de sepiolita-paligorskita frecuentes en la unidad UI, serían el resultado del retrabajamiento de un mud-flat con desarrollo variable de paleosuelos y podrían haber sido los responsables de la liberación de la sílice (H_4SiO_4 a pH<9) necesaria para la proliferación de las diatomeas.

La inestabilidad de los minerales fibrosos de la arcilla en suelos sometidos a condiciones climáticas húmedas ha sido citada por varios autores (Bigham *et al*., 1980; Upchurch *et al*., 1982). En ausencia de dilución, la sílice liberada formaría ópalo CT, pero si hay aportes (aguas corrientes o subterráneas) ésta se movilizaría alcanzando las zonas encharcadas. Este hecho es especialmente acusado en el caso de la paligorskita, que incluso puede alterarse a esmectita dioctaédrica en suelos sometidos a condiciones climáticas donde las precipitaciones medias superan los 300 mm (Paquet y Millot, 1972). Neaman y Singer (1991) han puesto de manifiesto experimentalmente que la descomposición de paligorskita, liberando sílice y magnesio, puede tener lugar en suelos o sedimentos, incluso en condiciones de

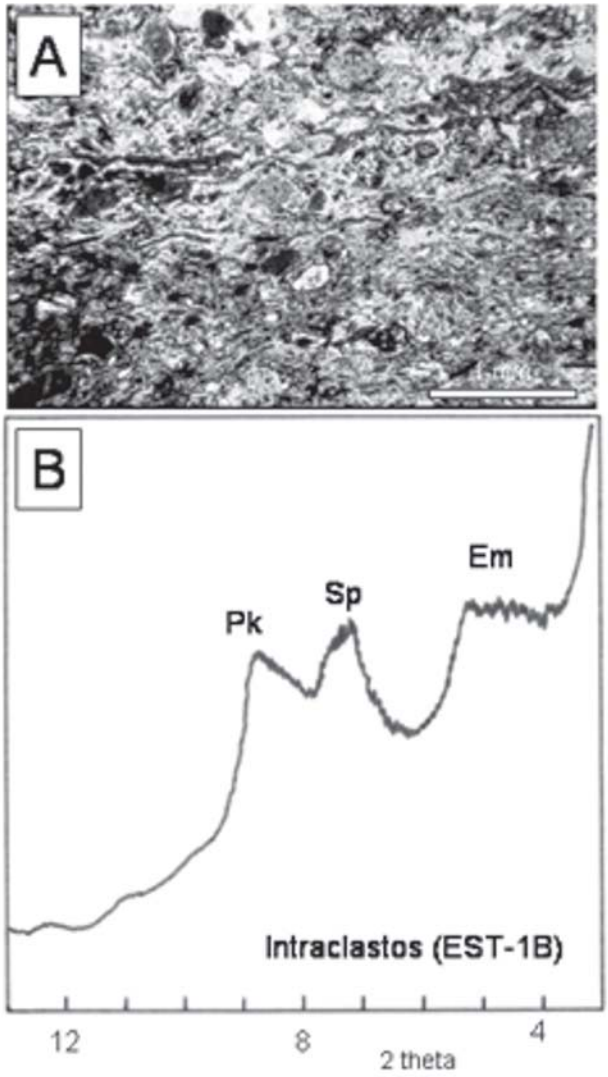

Figura 11.- A) Aspecto petrográfico general de las facies intraclásticas con sepiolita-paligorskita. B) Diagrama de rayos X de los clastos lutíticos (orientado y glicolado) mostrando claras evidencias de degradación en los constituyentes arcillosos.

pH neutro. Acorde a los resultados de estos autores, la liberación de sílice y magnesio a pH entre 6,6 y 7,3, depende de la superficie específica del mineral, pero en el caso del magnesio también del quimismo de la paligorskita considerada. Así, paligorskitas ricas en magnesio y hierro son más inestables que las enriquecidas en aluminio.

En las secciones estudiadas, el análisis químico de un nivel representativo de paligorskita (tabla I, análisis f) pone de manifiesto un quimismo enriquecido en magnesio, lo que de acuerdo con Neaman y Singer (1991), representaría un tipo de paligorskita más inestable en la interacción con aguas neutras o ligeramente ácidas. La evidencia de fenómenos de degradación, especialmente de paligorskita, observada en el análisis por difracción de rayos X de muestras de la unidad UI, apoyaría lo anteriormente mencionado (Fig. 11).

El magnesio liberado de la sepiolita o paligorskita podría formar posteriormente, ante la ausencia de dolomita, silicatos magnésicos. Así, en margas y lutitas, la presencia de estos minerales, fundamentalmente paligorskita, sugiere, al menos en parte, procesos de autigénesis sobreimpuestos en zonas de borde palustre. La ausencia de diatomeas en las margas laminadas (sección EST) previamente depositadas a D1 podría ser el resultado de ausencia de condiciones apropiadas para el desarrollo de la flora o de su empleo para generar los minerales fibrosos. Otra posibilidad, no excluyente de la primera, sería la participación de aguas subterráneas cargadas en sílice como responsables de la proliferación de diatomeas. La existencia de sílice en solución en aguas subterráneas actuales del acuífero detrítico de la Cuenca de Madrid ha sido citada por diversos autores (Moreno de Guerra y López-Vera , 1977; Herráez *et al*., 1987), pudiendo alcanzar los 60 ppm de sílice.

El papel jugado por la sílice asociada a las aguas subterráneas en la formación de diversas arcillas magnésicas en sistemas lacustres salinos-alcalinos ha sido puesto de manifiesto por Pozo *et al*. (1998, 1999). La existencia de *mud-mounds* en relación estrecha con las facies estudiadas en la sección EST ha sido descrita por Calvo *et al*. (1995), lo que apoyaría un posible papel de las aguas subterráneas. En la figura 12 se expresa de forma esquemática el modelo de formación propuesto para las facies diatomíticas, así como la ubicación espacial aproximada de los distintos organismos silíceos y calcáreos identificados.

Fenómenos de silicificación

La existencia de frecuentes nodulizaciones opalinas afectando a las facies diatomíticas y a los carbonatos laminados asociados pone de manifiesto la importancia de los fenómenos de silicificación en la acumulación y diagénesis de estos depósitos. Petrográficamente, se ha observado el desarrollo de ópalo C-T a expensas del ópalo biogénico, por lo que, al menos parcialmente, los nódulos y lentejones opalinos serían el resultado de la transformación de ópalo A a C-T, favoreciendo la presencia de carbonatos este proceso (Kastner *et al*., 1977). Esta interpretación es coincidente con la establecida previamente por Bustillo y Bustillo (1988) en estas mismas litofacies.

La medida del espaciado d (010) en el ópalo C-T con valores entre 4,10 y 4,12 Å, pone de manifiesto condiciones próximas a la superficie durante la diagénesis temprana (Ijima y Tada, 1981).

El diverso grado de opalización de las calizas laminadas sería el resultado de procesos diagenéticos, que conducen a la formación de ópalo CT por disolución-precipitación del ópalo A presente en las láminas biosilíceas (Williams *et al*., 1985). Asimismo, el relleno de bioclastos calcáreos por sedimento biosilíceo (Fig. 7E) justifica la formación, durante la diagénesis, de ópalo CT en su interior. La existencia en la muestra EST-11 de carbonato laminado con ópalo C-T y evidencias de diatomeas disueltas (solo se reconocen valvas robustas de *Staurosirella lapponica*) corrobora el mecanismo inferido.

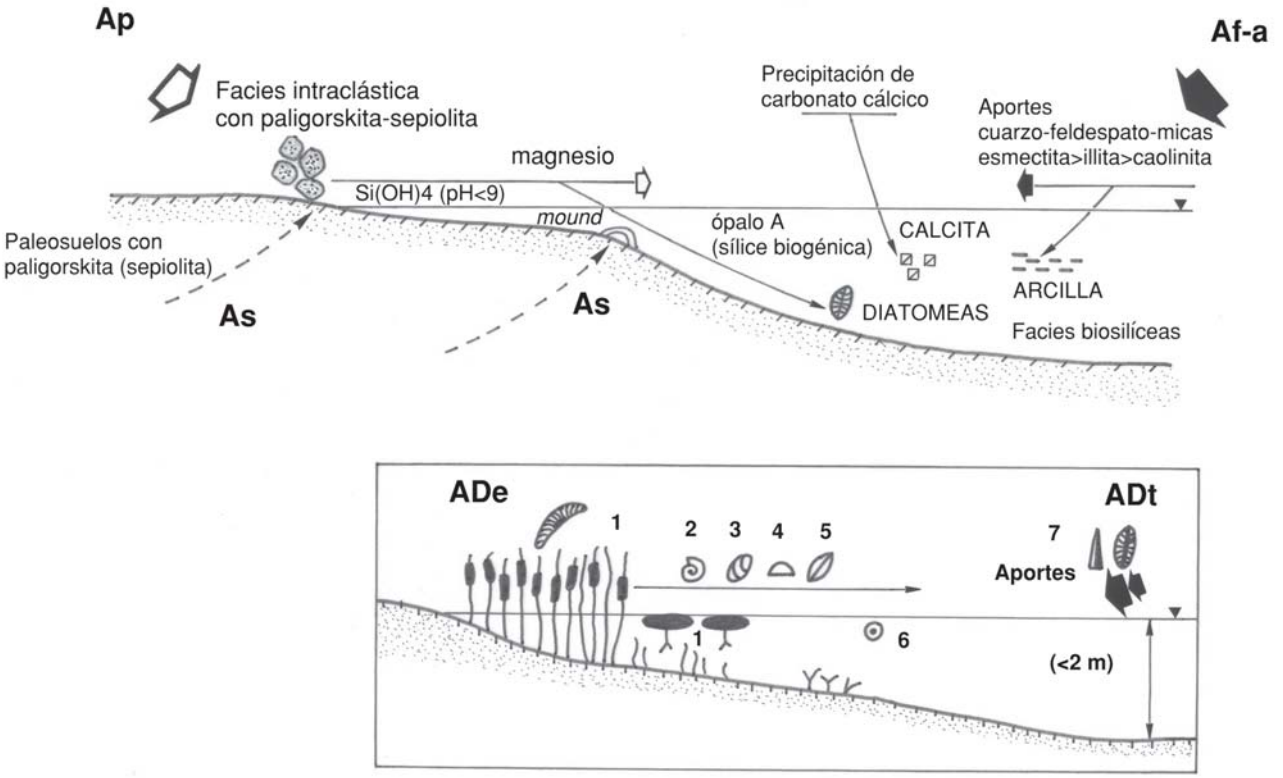

Figura 12.- Modelo de interpretación sedimentológica del origen de los constituyentes biosilíceos, mostrando el posible papel jugado por las aguas subterráneas y la liberación de sílice de los minerales fibrosos, como repuesta a un cambio paleoclimático hacia condiciones de mayor humedad. Ap. Aguas pluviales, Af-a. Aguas fluviales-aluviales, As. Aguas subterráneas, ADe. Asociación de diatomeas epifíticas, ADt. Diatomeas ticoplanctónicas, 1. Macrofitos, 2. Gasterópodos, 3. Carofitas, 4. Ostrácodos, 5. Bivalvos. 6. Crisofitas, 7. Espículas de esponja.

La presencia muy local de cuarzo se debería a soluciones con baja concentración de sílice (cementación, reemplazamiento) o a fenómenos de envejecimiento del ópalo. De la observación detallada de las texturas se deduce que el primer proceso es el predominante. La escasez de cuarzo autigénico implicaría, según Thiry y Millot (1987), que no hay transformaciones de las fases opalinas, es decir, baja percolación. El hecho de que los niveles opalinos no se conviertan totalmente en cuarzo se relacionaría con su prolongada permanencia bajo lámina de agua, no actuando los procesos de humedad/sequedad que favorecen este proceso.

Otra posibilidad a tener en cuenta en los procesos de silicificación sería el papel jugado por las aguas subterráneas cargadas en sílice, si bien las características de campo y texturales observadas no apoyan una participación de las mismas a gran escala.

Conclusiones

Las facies biosilíceas del Neógeno de la Cuenca de Madrid son lacustres, habiéndose depositado en condiciones de relativa tranquilidad (baja energía), como ponen de manifiesto la ausencia en las capas de truncaciones o acuñamientos, la escasez de material clástico y las intercalaciones lutíticas observadas. La presencia de lutitas implica la entrada de aportes por decantación donde el hecho de que las arcillas sean claramente heredadas indica escasa participación de los procesos autigénicos, lo que coincide con la hidroquímica, de baja salinidad-alcalinidad, inferida mediante las asociaciones de diatomeas.

Litológicamente las facies diatomíticas están constituidoas principalmente por calizas y margas diatomíticas, pero también se han reconocido lutitas diatomíticas y diatomitas. Petrográficamente, predominan las litofacies laminadas y masivas, aunque también se han reconocido términos intraclásticos, lo que indica que pese a las condiciones generales de baja energía se desarrollan ocasionalmente episodios más energéticos. Con rasgos postdeposicionales se han diferenciado litofacies bioturbadas (principalmente por raíces) y diagenéticas (calcitización, silicificación). En las facies asociadas de calizas bioclásticas laminadas, parcialmente opalizadas, existen evidencias texturales de que el ópalo CT formado procede de la disolución-precipitación de un precursor biosilíceo (diatomitas, crisofitas, espículas de esponjas).

En la Unidad Biosilícea predomina una asociación de minerales de la arcilla heredados, ligados a aportes, constituida por esmectita alumínica ± illita-mica > caolinita ± interestratificados irregulares (raramente con paligorskita o sepiolita de muy deficiente ordenamiento cristalino). La Unidad Intraclástica muestra una asociación donde predominan minerales autigénicos típicos de neoformación que incluye: paligorskita ± sepiolita > illita ± esmectita.

En la asociación de diatomeas predominan las especies epifíticas, epipelíticas y más raramente tychoplanctónicas, de aguas oligotróficas a oligohalinas y pH

moderadamente alcalino (7,8 a 8,5), sugiriendo un paleomedio de agua dulce con poco espesor, tipo charca (*pond*), en el que no se desarrollaban verdaderas diatomeas planctónicas. La gran abundancia de diatomeas perifíticas, principalmente epifíticas (*Cymbella*, *Ephitemia*, *Synedra*, *Rophalodia*) indicaría condiciones de encharcamiento somero con abundancia de macrofitos. Las intercalaciones con predominio de diatomeas planctónicas facultativas (tychoplanctónicas) como *Staurosirella lapponica* indicaría la entrada al lago de aguas corrientes que introducen, además, espículas de esponja y quistes de crisofitas. Las alternancias en las asociaciones biosilíceas, bien con predominio de diatomeas perifíticas o de *Staurosirella lapponica* se interpretan como fluctuaciones del nivel del lago, es decir, ciclos de profundización y somerización relativa.

El carácter tan localizado de los depósitos de diatomitas en la Cuenca de Madrid sugiere el desarrollo de unas condiciones especiales que permitieron el rápido desarrollo y expansión de las diatomeas en la zona. La ausencia de transiciones litológicas y de contenido en componentes biosilíceos en las secciones estudiadas indicaría que la población de diatomeas no aparece de forma gradual sino súbitamente. Este hecho se relacionaría con un cambio en las condiciones del ambiente sedimentario, menos restringido, posiblemente como repuesta a un cambio en las condiciones climáticas, que se hacen más húmedas. Sin descartar el papel jugado por las aguas subterráneas, el suministro de sílice se vería favorecida por la liberación de este elemento de minerales de la arcilla (principalmente paligorskita) en contacto con aguas dulces o meteóricas. La acción de flujos de agua transportaría la sílice hasta las zonas de estabilización de la lámina de agua del lago, lo que propiciaría el rápido desarrollo de las diatomeas. La permanencia en el tiempo de los cuerpos de agua favorecería el desarrollo de vegetación y consecuentemente el de los organismos epifíticos.

Agradecimientos

Este trabajo se ha beneficiado de la ayuda económica aportada por los proyectos BTE2002-04017-CO2-1 y BTE2002-00410. Parte de la bibliografía consultada ha sido amablemente facilitada por M. Leira y R. Bao. Los autores agradecen a los Dres. J.P. Calvo y M. A. Bustillo la detallada revisión del manuscrito que se ha enriquecido con sus comentarios y sugerencias.

Referencias

Adam, D.P. y Mahood, A.D. (1981): Chrysophyte cysts as potential environmental indicators. *Geological Society of America Bulletin*, 92: 839-844.

Badaut,D. y Risacher,F. (1983): Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 363-375.

Bao, R.,Saez, A., Servant-Vildary, S. y Cabrera,L. (1999): Lake-level and salinity reconstruction from diatom analysis in Quillagua Formation (Late Neogene, Central Andean Forearc, Nothern Chile). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 153: 309-335.

Batten, D.J., Gray, J. y Harland, R. (1999): Paleoenvironmental significance of a monospecific assemblage of dinoflagellate cysts from the Miocene Clarkia Beds, Idaho, USA. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 153: 161-167.

Bartow, J.A. (1994): Tuffaceous ephemeral lake deposits on an alluvial plain middle tertiary of central California. *Sedimentology*, 41: 215-232.

Bellanca, A., Calvo, J.P., Censi, P., Neri, R. y Pozo, M. (1992): Recognition of lake-level changesin Miocene lacustrine units, Madrid Basin, Spain. Evidence from facies analyisis, isotope geochemistry and clay mineralogy. *Sedimentary Geology*, 76: 135-153.

Bigham, J.M. Jaynes, W.T. y Allen, B.L. (1980): Pedogenic degradation of sepiolite and palygorskite on the Texas High Plains. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 159-167.

Bustillo, A. (1984): Sedimentación lacustre-palustre, formación de ópalos y otras silicificaciones en el mioceno medio al sur de Villaluenga. *Estudios Geológicos*, 40: 137-151.

Bustillo, M.A. y Bustillo, M. (1988): Características diferenciales e interpretación genética de ópalos constituidos en sedimentos biosilíceos y ópalos inorgánicos (Esquivias, cuenca de Madrid). *Boletín Geológico y Minero*, 99: 615-627.

Calvo, J.P. Pozo, M. y Servant-Vildary, S. (1988): Lacustrine diatomite deposits in the Madrid Basin (Central Spain). *Geogaceta*, 4: 14-17.

Calvo, J.P., Pozo, M., Bellanca, A., Neri, R., Servant-Vildary, S. y Mitsis, J. (1991): Relationship between lake sedimentary evolution and the origin of opal lithofacies: The Esquivias section, Middle Miocene of the Madrid Basin. En: *VI International Flint Symposium* , Abstracts: 38-41. Spain.

Calvo, J.P. Pozo, M. y Jones, B.F. (1995): Preliminary report of seepage-mounds occurrences in Spain. Comparison with carbonate mounds from the Amargosa Desert, Western USA. *Geogaceta*, 18: 67-70.

Chamley, H. (1989): *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlín, 623 p.

Gasse, F. (1987): Diatoms for reconstructing paleoenvironments and paleohydrology in tropical semi-arid zones. Example of some lakes from Niger since 12.000 BP. *Hydrobiologia*, 154: 127-163.

Gasse, F., Fontes, J.C., Plaziat, J.C., Carbonel, P., Kaczmarska, I., De Dekker, P., Soulié-Marsche, I., Callot, Y. y Dupeuble, P.A. (1987): Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environments and hydrological changes in the Holocene lakes from noth Sahara. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 60: 1-46.

Hartley, B. (1996): *An Atlas of British Diatoms*. Biopress Ltd, 601 p.

Herráez, M.I., Rusco, P.L. y Fernández, A. (1987): Relaciones entre las características químicas e isotópicas en el sistema de flujo del acuífero detrítico de Madrid. En: *IV Simposio de Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, Palma de Mallorca, 11: 51-64.

Harrison, F.W. (1988): Utilization of freshwater sponges in paleolimnological studies. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 62: 387-397.

Hustedt, F. (1927-1930): Die Kieselalgen Deutschland oesterreichs und der schweig, mit Berück sichigung derübrigen Läuderzoropas sowieder angrenzenden Meer es

gebiet. En: *Rebenhorst, Kryptogamen-Flora von Deutschland, Oesterreichund der Schweig* 7, partI, sec. 1-5. Akad. Verl Leipzig.

Ijima, A. y Tada,R. (1981): Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in nothern Japan. *Sedimentology*, 28: 185-200.

Kastner, M., Keene, J.B. y Gieskes, J.M. (1977): Diagenesis of siliceous oozes-I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformations-an experimental estudy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41: 1041-1059.

Krammer, K. y Lange-Bertalot, H. (1986-1991): Bacillariophyceae, Parts 1-4. En: *Sússwasserflora von Mitteleuropa* (Ettl, H. et al. Gustav Fischer, Eds.) Verlag, Stuttgart, Germany.

Leguey, S. Pozo, M. y Medina J.A. (1985): Polygenesis of sepiolite and palygorskite in a fluvial-lacustrine environment in the Neogene basin of Madrid. *Mineralogica et Petrográfica Acta*, 29: 287-301.

Margalef, R (1983): *Limnología*. Ed. Omega, Barcelona, 1010 p.

Moreno de Guerra, R. y López-Vera, F. (1977): Análisis de flúor y silicio en las aguas subterráneas del terciario detrítico de Madrid. En: *2º Congreso Internacional de Hidrogeología. Proccesings*: 691-702.

Neaman, A. y Singer, A. (1991): Kinetics of palygorskite hydrolisis in dilute salt solutions. *Clay Minerals*, 35: 433-441.

Pantosek, J. (1886): Beitträge zur kenntniss der fossilen bacillarien ungarns. 1-3 theil: *Marine Bacillarien*.

Paquet, H. y Millot, G. (1972): Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products of soils of mediterranean climate. En: *International Clay Conference*. *Proceedings*: 199-206.

Patrick, R. y Reimer, Ch.W. (1966): *The Diatoms of the United States*. Vol 1, 688pp y vol. 2, 213 p. Monographs of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia nº 13.

Pozo, M. (2000): Origin and evolution of magnesium clays in lacustrine environments: sedimentology and geochemical pathways. En: *1st Latin American Conference. Proceedings*: 117-133.

Pozo, M. (2003): Influencia de los minerales de la arcilla en el desarrollo de facies biosilíceas en el mioceno de la cuenca de Madrid. En: *XVIII Reunión Científica de la Sociedad Española de Arcillas*. Resumen de conferencias y comunicaciones, 36-38.

Pozo M., Calvo, J.P. Casas, J. y Medina, J.A. (2003): Sepiolite paleosoils,paleovertisols and lacustrine deposits-an integrated approach to the formation of mammal traps, Cerro de Batallones, Madrid Basin, Spain. En: *22nd IAS Meeting of Sedimentology-Opatija*. Abstracts Book, 162.

Pozo, M., Casas, J. y Martín de Vidales, J.L. (1998): Identification of paleosoil occurrences in paludine Mg-clay deposits. Genetic constraints and evolution of authigenic clays (Neogene Madrid Basin, Spain). En: *Second Mediterranean Clay Meeting. Proceedings*, Vol. 2: 145-149.

Pozo, M. y Casas, J. (1999): Origin of kerolite and associated Mg clays in palustrine-lacustrine environments. The Esquivias deposit (Neogene Madrid Basin, Spain). *Clay Minerals*, 34: 395-418.

Pozo, M. Leguey, S. y Medina, J.A. (1985): Mineralogénesis de paligorskita en la zona central de la cuenca de Madrid. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 8: 247-255.

Pozo, M., Moreno, A. y Martín Rubí, J.A. (1999): Distribución de litio y flúor en depósitos de kerolitas y esmectitas magnésicas de la cuenca de Madrid. Implicaciones genéticas. *Boletín Geológico y Minero*, 110-2: 197-214.

Starkey, H.C. y Blackmon, P.D. (1984): Sepiolite in Pleistocene Lake Tecopa, Inyo County California. En: *Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses* (A. Singer y E. Galán, Eds.). Developments in Sedimentology, 37: 137-147. Elsevier.

Talbot, M. (1990): A review of paleohydrological interpretation of carbon and oxygen sotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology* (Isot. Geosci. Sect), 80: 261-279.

Teller, J.T. y Last, W.M. (1990): Paleohydrological indicators in playas and salt lakes, with examples from Canada, Australia, and Africa. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 76: 215-240.

Thiry, M. y Millot, G. (1987): Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57-2: 343-352.

Upchurch, S.B. Strom, R.N y Nuckels, M.G. (1982): Silicification of Miocene rocks from Central Florida. En: *Miocene of the Southeastern United States* (T.M. Scott y S.B. Upchurch Eds.). Florida Bur. Geol. Sp. Pub. 25: 251-258.

Webster, D.M. y Jones, B.F. (1994): Paleoenviromental implications of lacustrine clay minerals from the Double Lakes Formation, Southern High Plains, Texas. En: *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes* (R. Renaut y W. Last, Eds.). SEPM Special Publication 50: 159-172.

Williams, L.A., Parks, G.A. y Crerar, D.A. (1985): Silica diagenesis, I. Solubulity Controls. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 301-311.

Manuscrito recibido el 8 de enero de 2004
Aceptado el manuscrito revisado el 30 de junio de 2004