

Mineralogía de arcillas y nanofósiles calcáreos de las formaciones Jagüel y Roca en el sector oriental del lago Pellegrini, Cuenca Neuquina, República Argentina

Telma Musso^{1,2}, Andrea Concheyro³, Gisela Pettinari¹

¹ *Universidad Nacional del Comahue, Facultad de Ingeniería, Departamento de Geología y Petróleo.
telma.musso@fain.uncoma.edu.ar; gpettina@uncoma.edu.ar*

² *CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.*

³ *IDEAN. Instituto de Estudios Andinos 'Don Pablo Groeber'. CONICET. Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires; Instituto Antártico Argentino.
andrea@gl.fcen.uba.ar*

RESUMEN. Se presentan nuevos datos mineralógicos, sedimentológicos, y micropaleontológicos de las sedimentitas de las formaciones Jagüel (Maastrichtiano Tardío-Daniano temprano) y Roca (Daniano), en el sector oriental del lago Pellegrini, provincia de Río Negro, República Argentina. En función de las características físicas de las sedimentitas que integran estas formaciones y su edad, se definieron dos litofacies siliciclásticas y una litofacies carbonática: litofacies de fangolitas calcáreas amarillas grisáceas maastrichtianas, litofacies de fangolitas calcáreas gris oliva claro danianas y litofacies de rocas carbonáticas danianas. Las rocas pertenecientes a las litofacies siliciclásticas, que constituyen la mayor parte de los perfiles estudiados, se clasificaron como fangolitas aloquímicas y están constituidas principalmente por argilominerales y, en menor proporción, por calcita. La asociación de minerales arcillosos se encuentra dominada por un interestratificado illita/esmectita (I/S) tipo R0 (70-90% Sm) acompañado por proporciones menores de illita y caolinita. La mineralogía y microfábrica de las fangolitas reflejan que los sedimentos no habrían sido modificados significativamente por diagénesis. Los minerales arcillosos serían de origen detrítico y el predominio del I/S altamente esmectítico a lo largo de todas las secciones estaría asociado al vulcanismo activo existente en el arco magmático situado al oeste de la Cuenca Neuquina, durante el Cretácico Tardío y Paleoceno. El análisis micropaleontológico de las litofacies definidas confirmó la presencia del límite Cretácico-Paleógeno (K/P) en las sedimentitas de la Formación Jagüel. Los nanofósiles calcáreos hallados permitieron establecer una correspondencia entre edades y tipos de asociaciones mineralógicas. De esta manera, fue posible detectar que en posiciones estratigráficas próximas al límite K/P existe un incremento de caolinita (>10%) que disminuye hacia posiciones más altas del Daniano, lo cual podría indicar un clima cálido y más húmedo en este intervalo, que tendería a condiciones menos húmedas y estacionales hacia el Daniano tardío. Las asociaciones de nanofósiles calcáreos maastrichtianos sugerirían la existencia de ambientes oligotróficos con buena estratificación de la capa fótica, aunque en algunos niveles la nanoflora es abundante y con menor riqueza específica, lo que indica condiciones marinas más restringidas.

Palabras clave: Argilominerales, Nanofósiles calcáreos, Cretácico, Paleoceno, Cuenca Neuquina, Argentina.

ABSTRACT. Clay mineralogy and calcareous nanofossils from Jagüel and Roca formations in the eastern sector of Pellegrini Lake, Neuquen Basin, República Argentina. This study presents new mineralogical, sedimentological, and micropaleontological data from the Jagüel (Late Maastrichtian-Early Danian) and Roca (Danian) formations, located in the eastern sector of Pellegrini Lake, Río Negro province, República Argentina. According to the physical characteristics and the age of the sediments that conform these formations, two siliciclastic lithofacies and a carbonate one were recognized, they are named: Maastrichtian grayish yellow calcareous mudstones, Danian olive gray calcareous mudstones, and Danian carbonates. The rocks which constitutes siliciclastic lithofacies were classified as allochemical mudstones and the mineralogy is characterized by high proportions of clay minerals and, to a lesser extent, calcite. The clay mineral association is dominated by a random (R0) I/S mixed-layers (70-90% Sm) accompanied by lower proportions of illite and kaolinite. The mineralogy and the microfabric of the mudstones reflect that these sediments have not been affected significantly by diagenesis. Clay minerals would be of detrital origin and the predominance of the highly smectitic I/S along all sections would be associated with an active volcanism coming from the western magmatic arc, located in the Neuquén Basin during the Late Cretaceous and Paleocene. Micropaleontological analyses confirmed the presence of Cretaceous-Paleogene transition in the Jagüel Formation beds. The calcareous nanofossils allowed to relate changes in the mineralogical associations along the K/P transition. In this way, it was possible to detect an increase in kaolinite content close to the K/P boundary (>10%), that decreases towards higher positions of the Danian, which could indicate a warmer and wetter climate during this interval, that it would tend to be drier with seasonal conditions in the late Danian. The Maastrichtian calcareous nanofossil assemblages suggest oligotrophic environments and a well stratified photic zone, nevertheless, in some horizons, the nanoflora is abundant with lower richness which would indicate more restricted marine conditions.

Keywords: Clay minerals, Calcareous nanofossils, Cretaceous, Paleocene, Neuquen Basin, Argentina.

1. Introducción y antecedentes

Numerosos autores se ocuparon, desde el inicio del siglo pasado, del estudio de las formaciones Jagüel (Maastrichtiano Tardío-Daniano temprano) y Roca (Daniano) en los afloramientos ubicados al este del lago Pellegrini, entre las localidades de Cipolletti y General Roca, en la provincia de Río Negro (Windhausen, 1919; Weaver, 1927; Wichmann, 1927; Bertels, 1969; Andreis *et al.*, 1974; Uliana, 1979; Uliana y Dellapé, 1981; Franchi *et al.*, 1984). Estos estudios han estado principalmente orientados al análisis facial y a dar a conocer su contenido fosilífero. Por su parte, la mineralogía de estas rocas solo ha sido mencionada en trabajos regionales referidos a los ambientes de depositación de estas formaciones (Andreis *et al.*, 1974; Barrio 1990), donde se dan a conocer sintéticamente la mineralogía total y las argilofacies encontradas. De manera similar, los nanofósiles calcáreos del Cretácico Superior y Paleógeno de las formaciones Jagüel y Roca han sido parcialmente estudiados (Malumián, 1969; Malumián *et al.*, 1984; Casadío y Concheyro, 1992). No obstante, en las dos últimas décadas, se han efectuado contribuciones sobre la bioestratigrafía y cronoestratigrafía de estas unidades en diferentes sectores de la Cuenca Neuquina. Entre ellas se destacan los trabajos de Concheyro (1995), Concheyro y Villa (1996), Nández y Concheyro

(1997), Scasso *et al.* (2005) y más recientemente del Río *et al.* (2011).

En las proximidades del lago Pellegrini, se han identificado perfiles continuos y bien expuestos de las formaciones Jagüel y Roca, portadores de ricas y abundantes asociaciones de nanofósiles calcáreos, los que por su composición resultan adecuados para analizarlos también desde el punto de vista mineralógico.

Los objetivos de este trabajo multidisciplinario consisten en dar a conocer: **1.** los argilominerales de las formaciones Jagüel y Roca, definiendo sus variaciones composicionales a lo largo de los perfiles y su origen detrítico/diagenético; **2.** la micropaleontología de estas unidades litoestratigráficas con nanofósiles calcáreos, definiendo algunos parámetros paleoecológicos; **3.** precisar las características sedimentológicas de estas formaciones y **4.** inferir las condiciones paleoclimáticas que acontecieron durante el final del Cretácico y el Paleoceno en la porción suroriental de la Cuenca Neuquina.

2. Ambiente geológico y estratigrafía

El área de estudio se encuentra comprendida en la porción suroriental de la Cuenca Neuquina, Patagonia Septentrional Argentina (Figs. 1 A y B). Se trata de una cuenca de retroarco con un relleno sedimentario que comprende depósitos del Triásico

Superior-Paleógeno. La sucesión incluye sedimentos siliciclásticos (marinos y continentales), carbonáticos y evaporíticos que se acumularon progresivamente bajo diferentes regímenes tectónicos (Howell *et al.*, 2005). Esta cuenca sedimentaria posee una forma triangular y se la divide tradicionalmente en dos sectores, al oeste el área andina, que coincide con la provincia geológica 'Cordillera Principal' (Yrigoyen, 1979) y hacia el este, el sector extraandino o 'Engolfamiento neuquino' (Bracaccini, 1970) donde se localizan los depósitos estudiados (Fig. 1-B).

El relleno de la Cuenca Neuquina es subdividido en tres superciclos sedimentarios: Jurásico (Triásico Tardío-Jurásico Tardío), Ándico (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) y Riográndico (Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano) (Groeber, 1953). En particular, el tercer superciclo incluye el Grupo Neuquén y el Grupo Malargüe. Este último grupo está representado por las formaciones Allen, Jagüel y Roca, reconocidas en el área de estudio (Legarreta

y Gulisano, 1989). El Grupo Malargüe constituye la primera transgresión sucedida en la cuenca proveniente del océano Atlántico (Wichmann, 1927; Bertels, 1980; Uliana y Dellapé, 1981) durante un período de relativa calma tectónica e inundación somera resultante de un aumento eustático del nivel del mar (Uliana y Biddle, 1988). Durante la deposición de los sedimentos pertenecientes a este grupo, la Cuenca Neuquina se comportó como una cuenca de retroarco limitada por un arco volcánico activo hacia el oeste y un área cratónica baja hacia el este (Barrio, 1990) (Fig. 1-B). Este ambiente tectónico influyó directamente en el ingreso de los sedimentos y las paleopendientes de la cuenca. Estas últimas, más pronunciadas hacia el oeste y localizadas en el sector del retroarco de la cuenca, permitieron ingreso efectivo de sedimentos clásticos en relación con el aporte recibido en el sector cratónico donde se vio favorecida la sedimentación carbonática y evaporítica (Barrio, 1990).

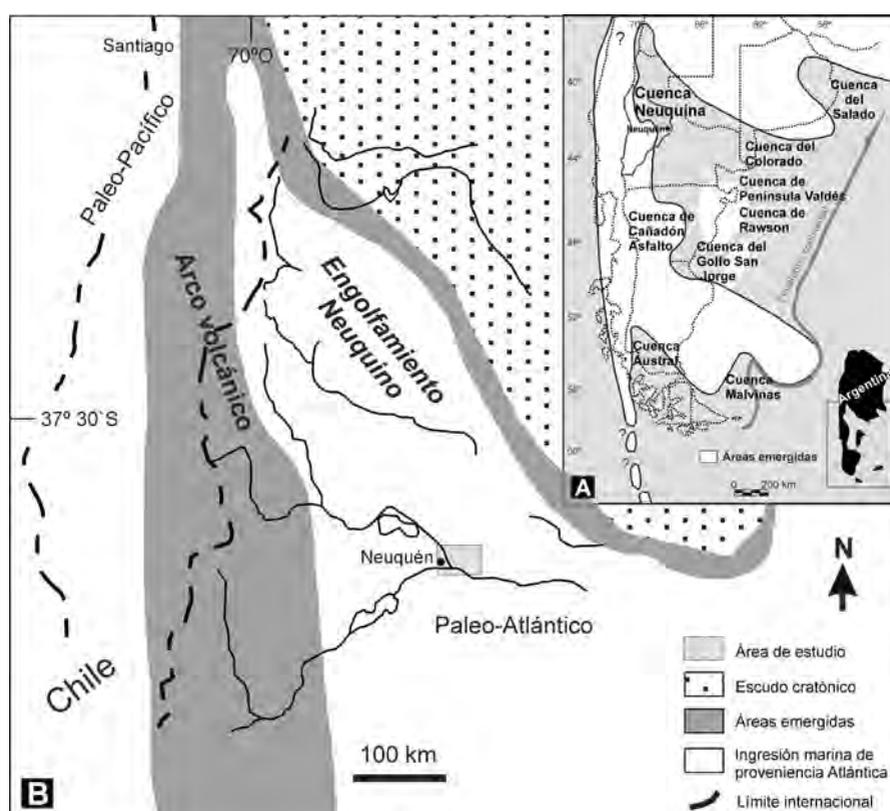


FIG. 1. A. Situación geográfica de la Cuenca Neuquina donde se muestran las ingresiones marinas sucedidas en el Maastrichtiano y Paleoceno temprano (Daniano) (modificado de Nández y Malumián, 2008); B. Mapa paleogeográfico de la Cuenca Neuquina en la transición Cretácico-Paleógeno (modificado de Scasso *et al.*, 2005 y Keller *et al.*, 2007).

3. Materiales y métodos

Las sedimentitas cretácico-paleógenas de las formaciones Jagüel y Roca han sido estudiadas en cuatro perfiles sedimentológicos de detalle relevados en las cercanías del lago Pellegrini. Son ellos: perfil Cerro Azul (S38°50'48", W67°52'20"), perfil Este Puesto López (S38°57'32", W67°33'11"), perfil Cerro Tres Picos (S38°54'29", W67°42'8") y perfil Cañadón Cholino (S38°53'09", W67°41'20") (Fig. 2). El trabajo de campo consistió en el muestreo sistemático de cada una de las secciones para su análisis mineralógico y micropaleontológico. Se colectaron un total de 100 muestras correspondientes a rocas siliciclásticas y carbonáticas con los objetivos de detectar variaciones composicionales en la mineralogía de las sedimentitas y de establecer su relación con el contenido de nanofósiles calcáreos. A partir de dicha información se reconocieron diferentes tipos litológicos que se agruparon en litofacies, siguiendo el criterio de Reading (1996).

3.1. Análisis granulométrico

Las fangolitas de las formaciones Jagüel y Roca contienen fragmentos de ostras y otros invertebrados fósiles que fueron transportados con el sedimento, por lo que forman parte de la muestra como las demás partículas clásticas (Passegá, 1957). Por lo tanto, estos componentes no fueron removidos de la roca para efectuar este análisis.

Los análisis granulométricos se realizaron en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires, utilizando un analizador de tamaño de partículas Cilas 1180 L.

3.2. Análisis de difracción de rayos X (DRX)

La mineralogía de las litofacies reconocidas se efectuó mediante la difracción de Rayos X del polvo total orientado al azar, utilizando portamuestras de carga vertical. El barrido se realizó entre 2°2θ y 65°2θ a una velocidad angular de 2°/minuto y un paso de 0,02. Previamente a la separación de la fracción arcilla, se procedió a la eliminación de los carbonatos (Jackson, 1976). Dicha fracción fue separada por pipeteo y se la montó sobre vidrio para obtener los preparados orientados en estado seco al aire, glicolado y calcinado a 550°C. El análisis semicuantitativo de la muestra total y fracción <2 μm

se realizó según los factores de ponderación de Schultz (1964) y Biscaye (1965), respectivamente. El porcentaje de capas de illita en los interestratificados de illita/esmectita fue calculado siguiendo a Moore y Reynolds (1997).

El difractómetro utilizado fue un Rigaku D-Max IIC, con radiación Cu (Ka=1,5405 Å), perteneciente al Centro de Investigaciones en Minerales Arcillosos de la Universidad Nacional del Comahue.

3.3. Microscopía electrónica de barrido (MEB)

Se seleccionaron muestras representativas de las fangolitas de las formaciones en estudio. Las observaciones se realizaron sobre esquirla de muestra natural, secadas previamente a 105°C por 24 h y con posterior metalización superficial de Au-Pd. Las microfotografías fueron tomadas con magnificaciones de hasta 20000 aumentos en las condiciones operativas de 5Kv y 15 Kv. Se utilizaron microscopios electrónicos Philips-SEM 515 y Zeiss pertenecientes a la Planta Piloto de Ingeniería Química de la Universidad Nacional del Sur y al Centro de Microscopías Avanzadas de la FCEN-Universidad de Buenos Aires, respectivamente.

3.4. Análisis de los nanofósiles calcáreos

La técnica de preparación de las muestras micropaleontológicas consistió en la realización de extendidos microscópicos ('smear slides') o frotis, siguiendo las técnicas de rutina (Edwards, 1963; Bown y Young, 1998). Las muestras fueron dispersadas a través de la adición de hexametáfosfato de sodio y posterior tratamiento ultrasónico (10-15 segundos).

Las observaciones y fotografías se efectuaron con un microscopio petrográfico estándar Leitz DMLP, con luz polarizada, contraste de fases y lámina de 1λ de yeso, todas ellas con una magnificación de 1000 aumentos. Se realizó un estudio cualitativo donde se identificaron las especies halladas en dos recorridos sucesivos del eje mayor del preparado. Este análisis fue realizado en el Laboratorio de Bioestratigrafía de Alta Resolución de la FCEN-Universidad de Buenos Aires.

Las muestras portadoras de nanofósiles calcáreos, ilustradas con microscopio electrónico de barrido, fueron preparadas siguiendo las técnicas de Concheyro (1995) y filtrándolas a través de una malla de 0,45μ de nitrato de celulosa (filtro tipo millipore).

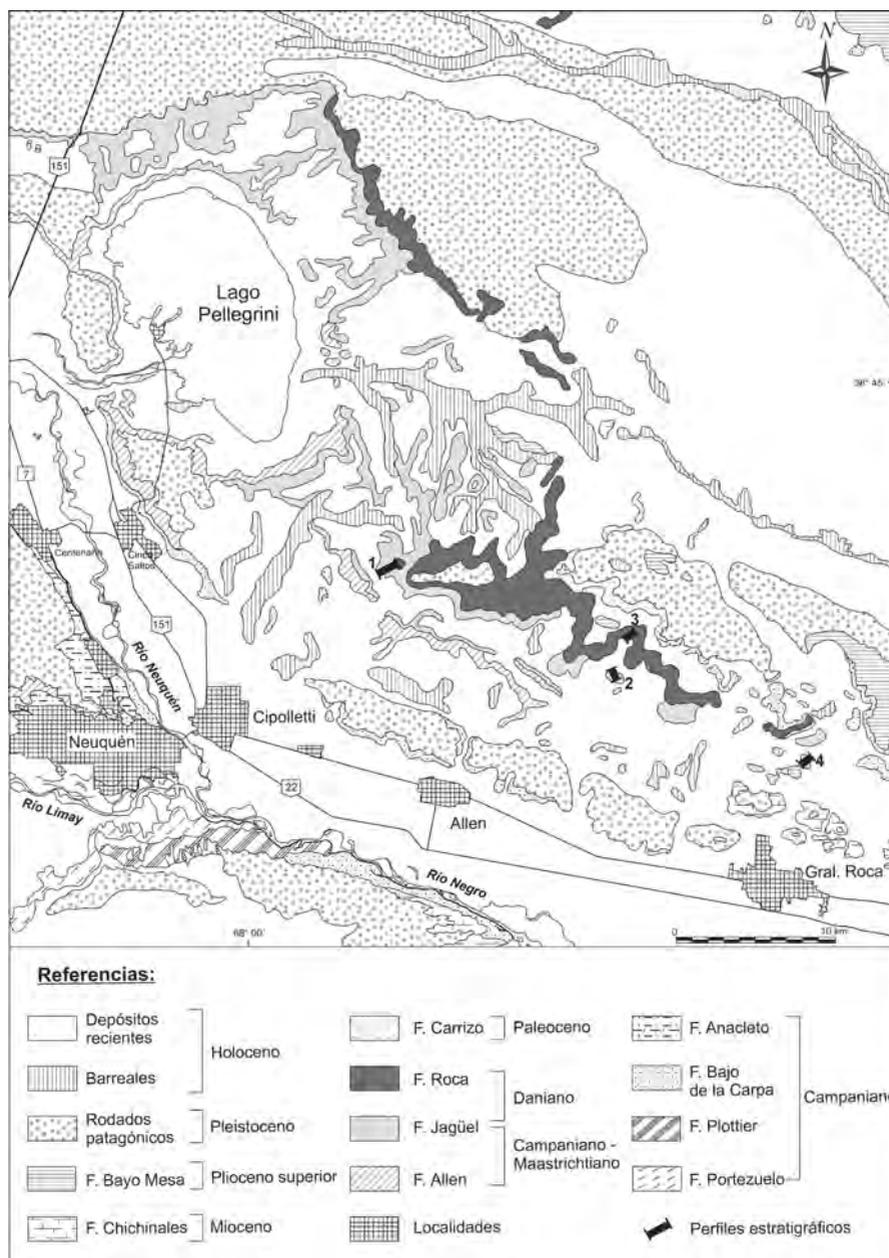


FIG. 2. Mapa geológico del área de estudio con la situación geográfica de los perfiles relevados. 1, perfil Cerro Azul; 2, perfil Cañadón Cholino; 3, perfil Cerro Tres Picos; 4, perfil Este Puesto López. La geología que fue utilizada como base tiene como autores a Uliana (1979), Vallés e Impiccini (1998), Espejo y Nieto (1999) y Hugo y Leanza (2001).

4. Sedimentología

Las formaciones Jagüel y Roca han sido consideradas parte de un mismo ciclo sedimentario por Feruglio (1950), Groeber (1959), Bertels (1969) y Uliana y Dellapé (1981), por lo que el límite

entre ambas unidades litoestratigráficas resulta gradual. En este trabajo, se ha seguido el criterio señalado por Uliana y Dellapé (1981) que definen la base de los estratos de la Formación Roca con la primera aparición de la caliza organógena (del Río *et al.*, 2011).

Tomando en consideración la descripción litológica observada en el terreno, los análisis de laboratorio y el estudio de los nanofósiles calcáreos, se definieron tres litofacies en las formaciones Jagüel y Roca (Fig. 3).

4.1. Litofacies de fangolitas calcáreas amarillas grisáceas maastrichtianas

Está constituida por fangolitas calcáreas fosilíferas, macizas a finamente laminadas, en algunos niveles muy bioturbada, conformando estratos de geometría tabular. Resultan comunes las fracturas subhorizontales rellenas con yeso fibroso secundario atravesando los estratos, cuyo origen se estima diagenético. La mayoría de las fangolitas poseen un color amarillo grisáceo (5Y 7/2) o gris amarillento (5Y 8/4). Tienen abundantes pátinas de óxidos de hierro y manganeso.

Los análisis granulométricos de estas fangolitas muestran valores promedio de 53% de arcilla y 47% de limo. Como el porcentaje de carbonatos es superior al 10% y el mismo tiene un origen principalmente biogénico, como se verá más adelante, estas sedimentitas se clasificaron como fangolitas aloquímicas (Mount, 1985).

Esta litofacies fue reconocida en los perfiles Cerro Azul, Este Puesto López y Cerro Tres Picos y corresponde a aquellos estratos basales de la Formación Jagüel, con una potencia que varía entre 11, 8 y 6 m de espesor descubierto, respectivamente (Fig. 3).

En la base del perfil Cerro Tres Picos esta litofacies es muy fosilífera, con abundantes bivalvos, gastrópodos, restos de dientes de seláceos, ostrácodos y trazas *Chondrites* isp. (Fig. 3).

4.2. Litofacies de fangolitas calcáreas gris oliva claro danianas

Esta litofacies se compone de estratos tabulares de fangolitas macizas a levemente laminadas, de color gris oliva claro (5 Y 5/2), atravesadas por fracturas rellenas con yeso diagenético. Algunos niveles se encuentran muy bioturbados.

Los valores promedio de arcilla y de limo son de 48% y 52%, respectivamente. En función del porcentaje de carbonatos presentes, las rocas que componen esta litofacies se clasificaron como fangolitas (<10% CO₃⁼) y fangolitas aloquímicas (>10% CO₃⁼) (Mount, 1985).

El contenido fosilífero es muy variable. Se han identificado pectínidos, veneridos, equinodermos, gastrópodos, decápodos, serpúlidos y ostrácodos entre los invertebrados. Son muy comunes los fragmentos de ostras o bien ejemplares completos articulados o desarticulados de *Gryphaostrea callophylla* (Ihering), *Pycnodonte burckardti* (Ihering), *Cubitostrea ameghinoi* (Ihering) y *Venericardia iheringi* var. *burckardtii* (Ihering).

Esta litofacies constituye la sección superior de la Formación Jagüel y casi la totalidad de la Formación Roca. Los espesores máximos medidos son 22 m (perfil Cerro Azul), 16 m (perfil Cerro Tres Picos), 3 m (perfil Este Puesto López) y 1 m (perfil Cañadón Cholino). Hacia el techo de las secciones esta litofacies se intercala con litofacies carbonáticas donde disminuye su espesor hasta el orden centimétrico (Fig. 3).

Tanto la litofacies de fangolitas calcáreas amarillas grisáceas maastrichtianas como la de fangolitas gris oliva claro danianas pueden ser incluidas en la asociación de facies E (fangolitas verdes calcáreas) definida por Barrio (1990).

4.3. Litofacies de rocas carbonáticas danianas

Se compone de estratos de rocas carbonáticas de geometría tabular y en menor medida lenticulares. Las rocas que integran esta litofacies han sido clasificadas como 'mudstones' bioclásticos, 'floatstones' bioclásticos, 'packstones' y 'grainstones' laminados y calizas cristalinas (Musso *et al.*, 2009).

Los bioclastos más comunes de los 'mudstones' y 'floatstones' bioclásticos son: *Pycnodonte burckardtii* (Ihering), *Cubitostrea ameghinoi* (Ihering), *Gryphaostrea callophylla* (Ihering) y *Venericardia iheringi* (Ihering), con indicios de bioerosión.

Esta litofacies forma parte de las sedimentitas de la Formación Roca y se encuentra bien representada en todos los perfiles analizados con espesores que varían entre 0,15 y 3 m. (Fig. 3).

5. Características de la nanoflora

Las sedimentitas de las formaciones Jagüel y Roca resultaron fosilíferas en las litofacies de fangolitas calcáreas amarillas grisáceas y gris oliva claro. En tanto que las sedimentitas de las litofacies carbonática resultaron estériles en nanofósiles calcáreos, excepto por los niveles de 'mudstones' bioclásticos.

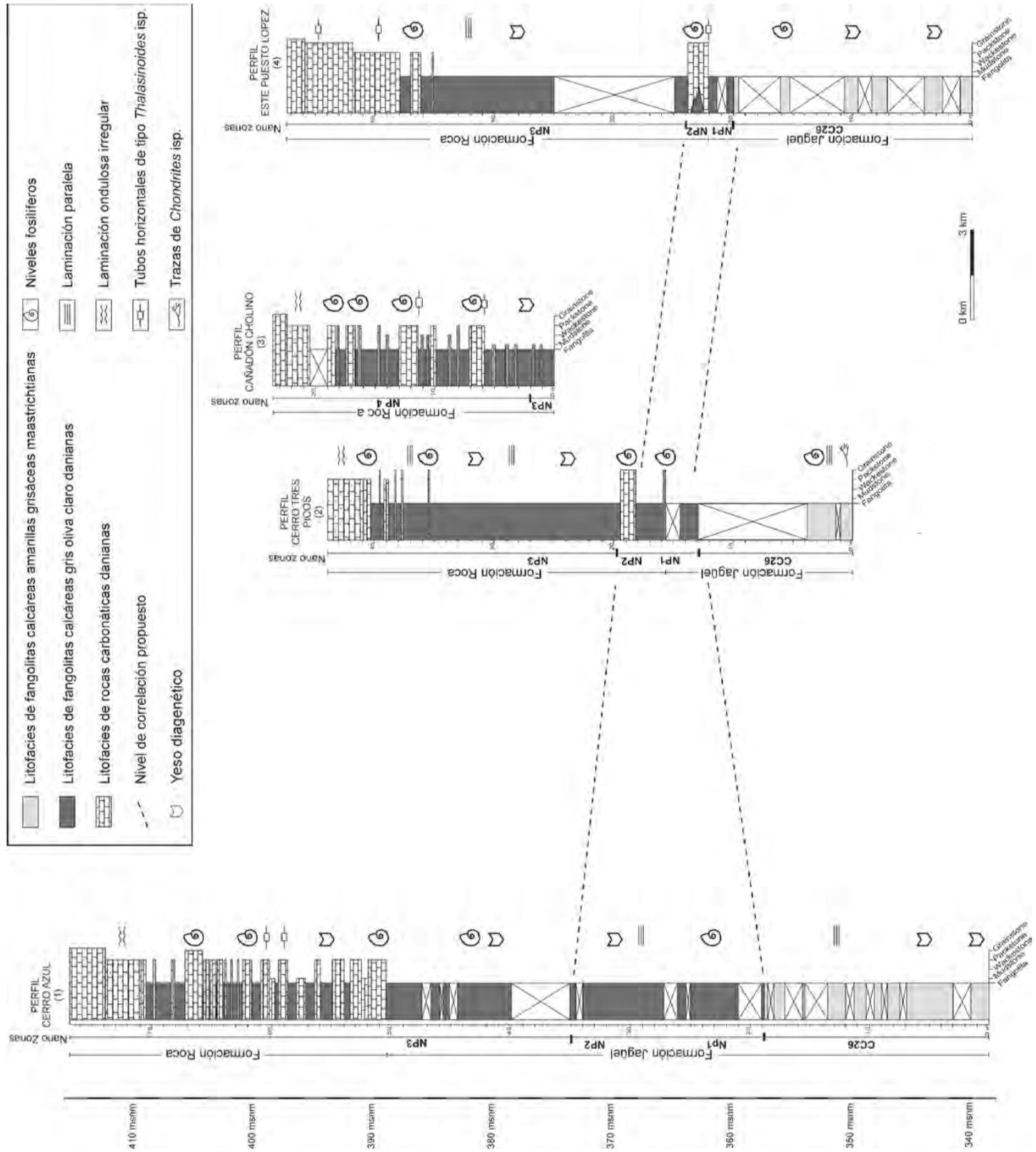


FIG. 3. Litología y correlación bioestratigráfica de las secciones estudiadas de las formaciones Jagüel y Roca (m s.n.m.: metros sobre el nivel del mar). La escala litológica utilizada para las rocas carbonáticas responde a Dunham (1962). Con las siglas CC26, NP1, NP2, NP3 y NP 4 se indican las biozonas reconocidas para el intervalo Maastrichtiano-Daniano.

Para las fangolitas calcáreas de la Formación Jagüel se definieron dos asociaciones de nanofósiles calcáreos, una maastrichtiana y una daniana (Figs. 4 y 5).

Las especies más destacadas del Maastrichtiano incluyen *Cribrosphaerella daniae* Perch-Nielsen, *Cribrosphaerella ehrebergii* (Arkhangelsky) Deflandre, *Micula decussata* Vekshina, *Micula concava* (Stradner) Verbeek, *Lithraphidites quadratus* Bramlette y Martini, *Nephrolithus frequens* Górká, *Kamptnerius magnificus* Deflandre, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Prediscosphaera stoveri* (Perch-Nielsen) Shafik y Stradner y *Eiffelithus gorkae* Reinhardt, entre las especies más significativas. Todas estas caracterizan una asociación maastrichtiana diversa, cuya abundancia varía de frecuente a abundante por

niveles y en otros resulta muy abundante, llegando a constituir una verdadera creta. La preservación de los ejemplares varía de moderada a buena.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, la aparición en esta asociación de *Nephrolithus frequens* Górká y *Cribrosphaerella daniae* Perch-Nielsen, especies biomarcadoras del Maastrichtiano Tardío, permiten situar los perfiles Cerro Azul, Cerro Tres Picos y este Puesto López, en la Biozona CC26 (Perch-Nielsen, 1985a) (Fig. 3), la que fuera reconocida previamente en otras localidades de la Cuenca Neuquina (Concheyro y Nández, 1994; Concheyro, 1995; Concheyro y Villa, 1996; Nández y Concheyro, 1997; Papu et al., 1999; Scasso et al., 2005; Ballent et al., 2011; del Río et al., 2011). *Nephrolithus frequens* Górká,

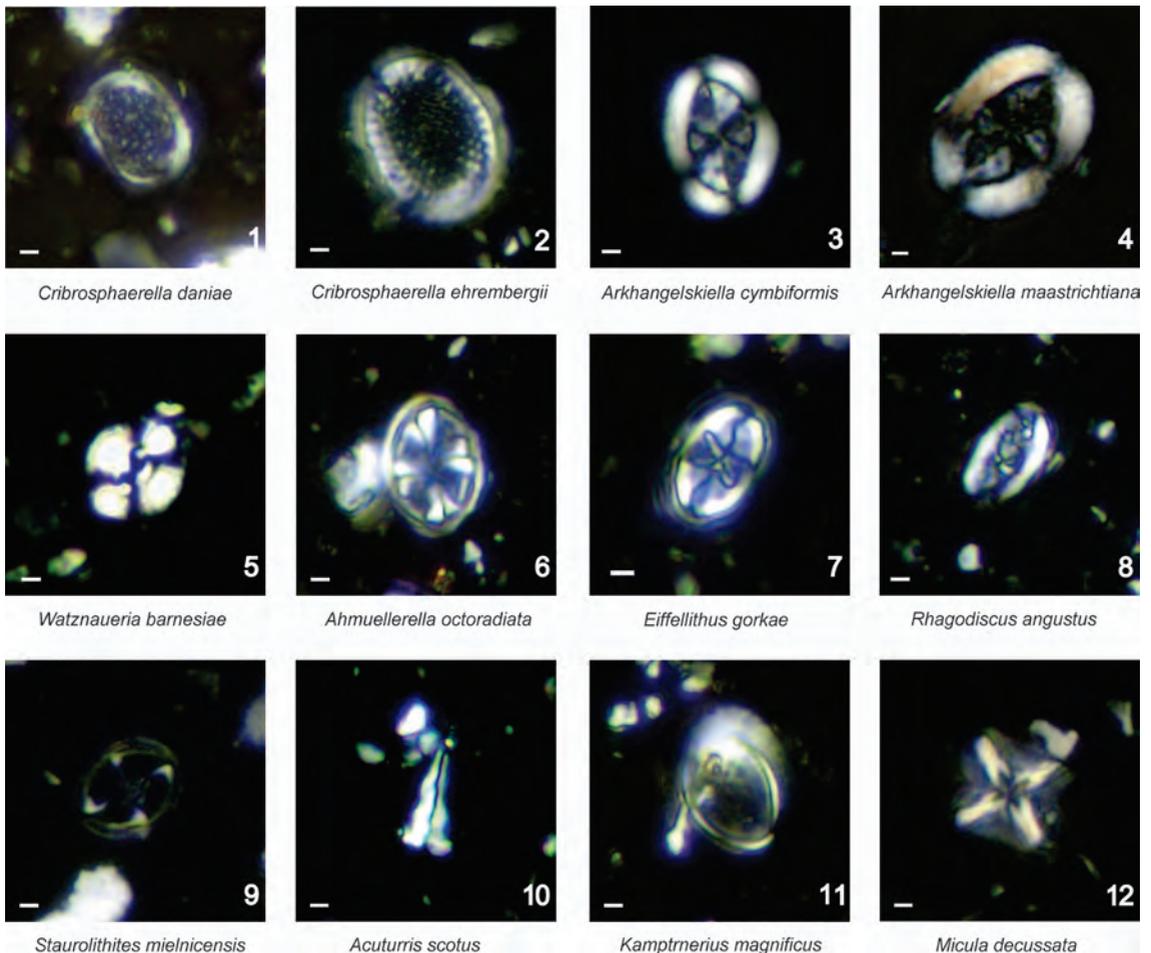


FIG. 4. Microfotografías de nanofósiles calcáreos de edad maastrichtiana de la Formación Jagüel. Perfil Cerro Azul. Todas las fotografías han sido tomadas con nicols cruzados y magnificación de 1.000 aumentos. Figs. 1, 6, 8, CPBA- Np 3737; Figs. 2, 3, 4, 5, 9, 20, 11, 12, CPBA-Np 3735; Fig.7, CPBA-Np 3736. La escala gráfica corresponde a 1 micrón.

conocida especie diácrona, caracteriza asociaciones de altas latitudes durante el Maastrichtiano (Wind y Wise, 1976; Wind, 1979) y su aparición conjuntamente con la primera aparición (FO) de *Cribrosphaerella daniae* Perch-Nielsen caracterizan el Maastrichtiano Tardío (Perch-Nielsen, 1985a; Bernaola y Monechi, 2007).

La transición del Cretácico-Paleógeno (K/P) queda comprendida en el intervalo muestreado y es corroborada por una importante disminución en las abundancias de las asociaciones de nanoflora del Cretácico y un abrupto cambio en las asociaciones, pero aún no ha podido ser acotada con precisión centimétrica. Dicha transición también es reconocible

por las especies de nanofósiles calcáreos hallados, que se caracteriza por algunas especies cretácicas que desaparecen, la existencia de otras llamadas cretácicas persistentes y por la aparición de algunas nuevas especies paleocenas (Figs. 5-7).

La asociación de nanofósiles calcáreos del Daniano de la Formación Jagüel posee una baja diversidad y abundancia, encontrándose muy empobrecida. Los niveles que resultan fosilíferos coinciden con las facies de fangolitas calcáreas gris oliva claro de los perfiles Cerro Azul, Cañadón Cholino, Cerro Tres Picos y Este Puesto López (Fig. 3). La preservación observada varía entre moderada y pobre, según los horizontes.

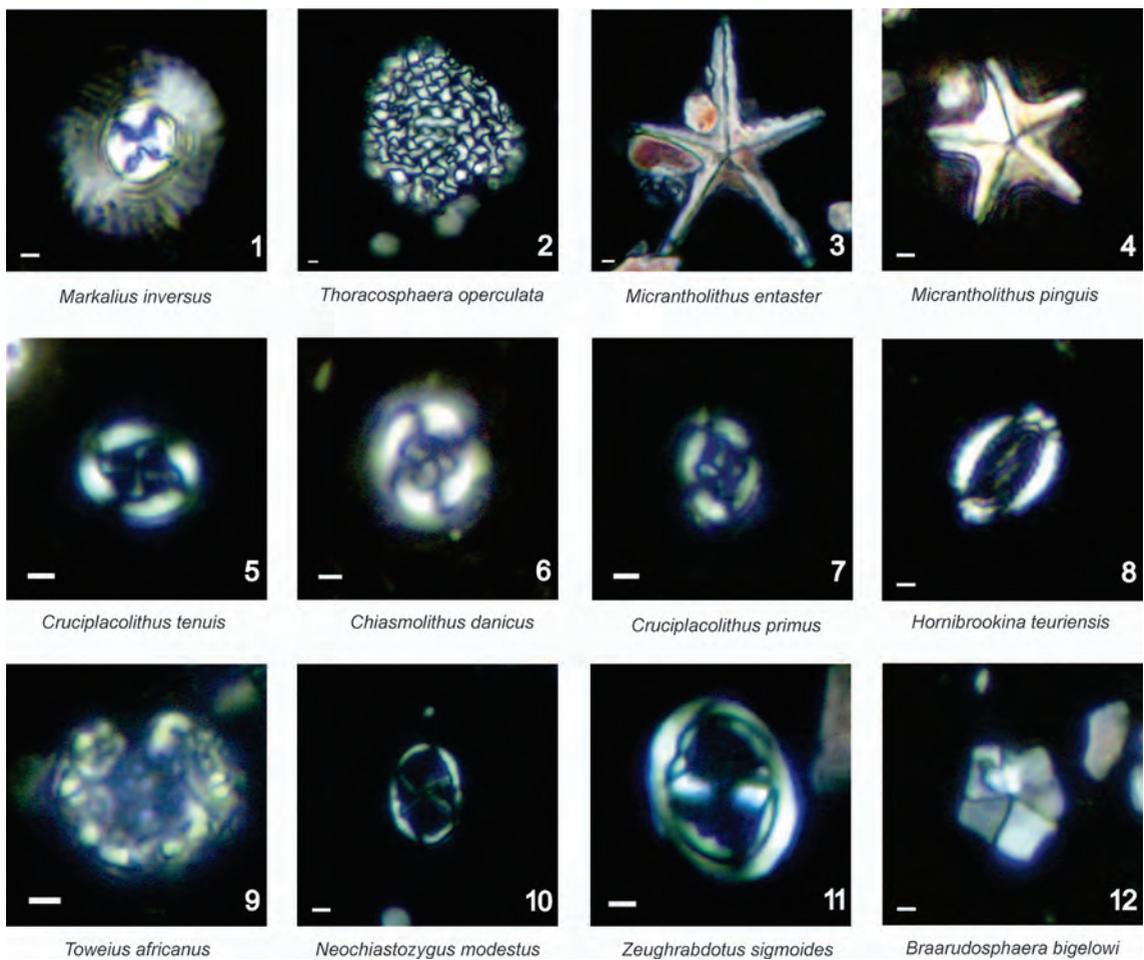


FIG. 5. Microfotografías de nanofósiles calcáreos de edad daniana de las formaciones Jagüel y Roca. Perfiles Cañadón Cholino, Este Puesto López y Cerro Azul. Todas las fotografías han sido tomadas con nicoles cruzados y magnificación de 1000 aumentos. Figs. 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 10, 11, 12, CPBA-Np 3075; Fig. 6, CPBA-Np 3806; Fig. 8, CPBA-Np 3758. La escala gráfica corresponde a 1 micrón.

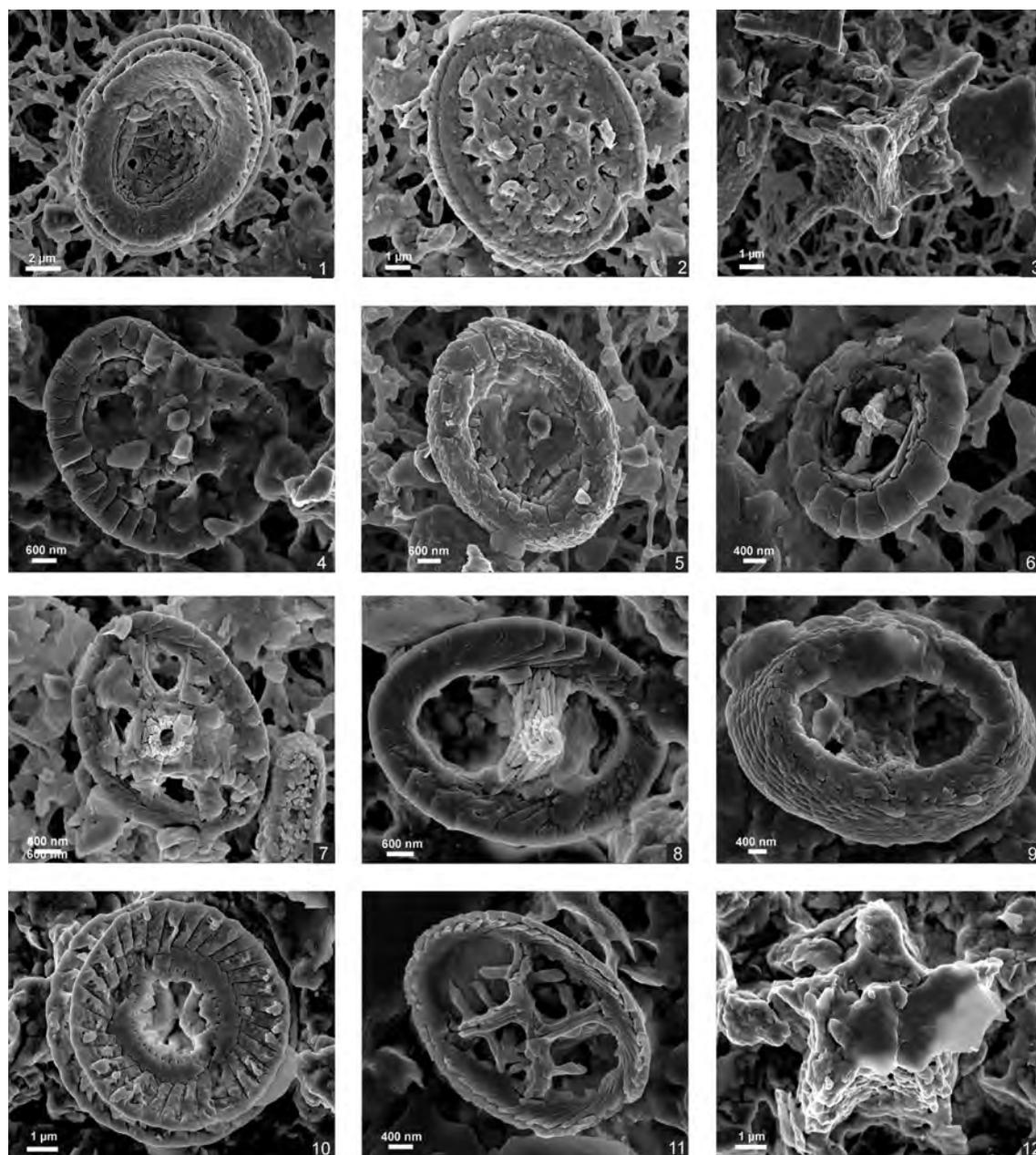


FIG. 6. Nanofósiles calcáreos reconocidos en las formaciones Jagüel y Roca, Perfil Cerro Azul, Cuenca Neuquina. **1.** *Arkhangelskiella cymbiformis* (Vekshina), vista proximal; **2.** *Arkhangelskiella cymbiformis* (Vekshina), vista distal; **3.** *Micula decussata*, (Vekshina), vista lateral; **4.** *Nephrolithus frequens* (Górka), vista distal; **5.** *Eiffellithus turriseiffelii*, vista proximal; **6.** *Predicosphaera stoveri* (Perch-Nielsen, Shafik y Stradner), vista distal; **7.** *Ahmullerella octoradiata* (Górka, Reinhardt), vista distal; **8.** *Zeugrhabdotus sigmoides* (Bramlette y Sullivan, Romein), vista distal; **9.** *Zeugrhabdotus sigmoides* (Bramlette y Sullivan, Romein), vista proximal; **10.** *Markalius inversus* (Deflandre en Deflandre y Fert, Bramlette y Martini), vista proximal; **11.** *Neochiastozygus primitivus* (Perch-Nielsen), vista distal; **12.** *Micrantholithus pinguis* (Bramlette y Sullivan). Las magnificaciones varían entre 10.000 x y 100.000 x, razón por la cual se agrega la escala gráfica. Muestra examinada CPBA-Np 3740.

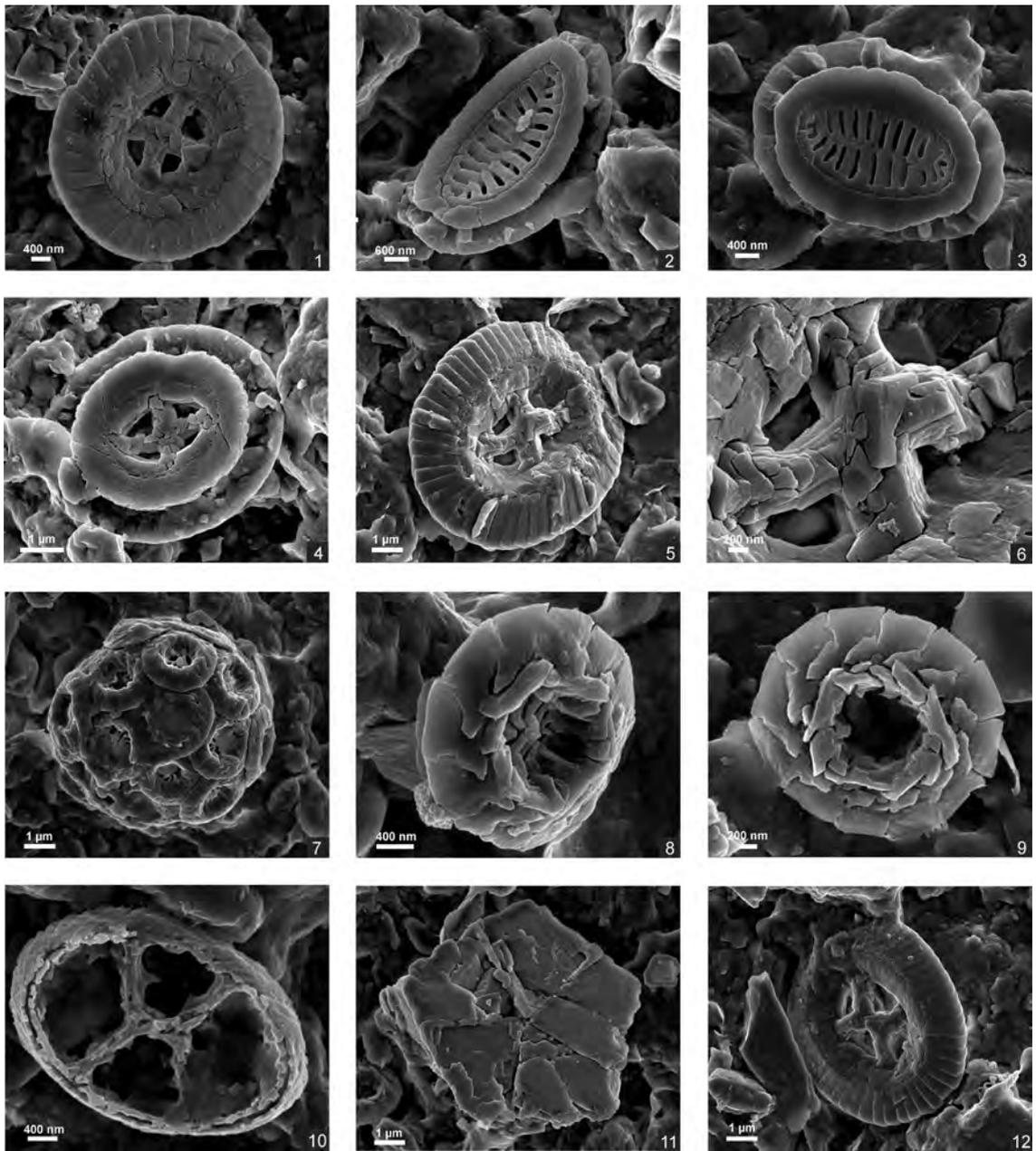


FIG. 7. Especies de nanofósiles calcáreos reconocidas en la Formación Jagüel, Perfil Cerro Tres Picos, Cuenca Neuquina. **1.** *Cruciplacolithus primus*, (Perch-Nielsen), vista distal; **2-3.** *Hornibrookina teuriensis* Edwards, vistas proximales; **4.** *Cruciplacolithus tenuis*, (Stradner, Hay y Mohler en Hay *et al.*), vista proximal; **5.** *Cruciplacolithus tenuis*, (Stradner, Hay & Mohler en Hay *et al.*), vista distal; **6.** Detalle del área central de *Cruciplacolithus tenuis*, vista distal; **7.** Cocófera de *Toweius africanus* (Perch-Nielsen); **8-9.** *Toweius africanus* (Perch-Nielsen), vistas distales; **10.** *Neochiastozygus perfectus*, (Perch-Nielsen) vista distal; **11.** *Braarudosphaera bigelowii* (Gran y Braarud, Deflandre); **12.** *Chiasmolithus danicus*, (Brotzen) Hay y Mohler, vista distal. Las magnificaciones varían entre 10.000 x y 100.000 x, razón por la cual se agrega la escala gráfica. Muestra examinada CPBA-Np 3003.

Entre las principales especies reconocidas se encuentran *Micrantholithus pinguis* Bramlette y Sullivan, *Micrantholithus vesper* Deflandre in Deflandre y Fert, *Braarudosphaera bigelowi* (Gran & Braarud) Deflandre, *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre y Fert) Bramlette y Martini, *Thoracosphaera operculata* Bramlette y Martini, *Thoracosphaera saxea* Stradner, *Markalius apertus* Perch-Nielsen, *Cyclagelosphaera reinhardtii* (Perch-Nielsen) Romein, *Cyclagelosphaera alta* Perch-Nielsen, *Chiastozygus ultimus* Perch-Nielsen, *Biantholithus sparsus* Bramlette y Martini, *Zeughrabdotus sigmoides* (Bramlette y Sullivan) Bown y Young y *Neochiastozygus primitivus* Perch-Nielsen (Figs. 5-7).

El florecimiento de *Thoracosphaera operculata* Bramlette y Martini, *T. saxea* Stradner, algunos pentalítidos, junto a *Zeughrabdotus sigmoides* (Bramlette y Sullivan) Bown y Young y la presencia de *Biantholithus sparsus* Bramlette y Martini, sugieren la presencia de la Biozona NP1 (Martini, 1971) o CP1 (Gardin, 2002) del Daniano temprano. La Biozona NP2 se encuentra también contenida en los perfiles, ya que no se advierte ninguna discontinuidad litológica o bioestratigráfica, aunque no se han detectado biomarcadores característicos, tales como las FOs de *Cruciplacolithus intermedius* van Heck & Prins y de *Coccolithus pelagicus* (Wallich) J.Schiller. Asimismo la presencia de *Hornibrookina teuriensis* Edwards y de *Toweius africanus* Perch-Nielsen, conjuntamente con *Neochiastozygus modestus* Perch-Nielsen confirman la existencia de la Biozona NP3 (Martini, 1971; Varol, 1998).

En la Formación Roca se recupera una pobre nanoflora en la litofacies de *mudstones* bioclásticos en el perfil Cañadón Cholino y en la litofacies de fangolitas calcáreas gris oliva claro de los perfiles Cerro Azul, Tres Picos y Este Puesto López (Fig. 3). Los hallazgos de *Toweius africanus* (Perch-Nielsen) Perch-Nielsen, *Neochiastozygus modestus* Perch-Nielsen y *Neochiastozygus perfectus* Perch-Nielsen indican la existencia de las Biozonas NP3 y NP4 del Daniano tardío (Martini, 1971) (Fig. 3). Estas biozonas quedan definidas mediante las FOs de *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) Hay y Mohler, *Neochiastozygus modestus* Perch-Nielsen y *N. perfectus* Perch-Nielsen, como así también las presencias de *Hornibrookina edwardsii* Perch-Nielsen y *Hornibrookina teuriensis* Edwards y el florecimiento de cocóferas de *Toweius africanus* (Perch-Nielsen) Perch-Nielsen, que son muy abundantes y se encuentran excelentemente preservadas (Fig. 7).

6. Mineralogía de las sedimentitas

6.1. Litofacies de fangolitas calcáreas amarillas grisáceas maastrichtianas

Las sedimentitas que componen esta litofacies están constituidas por minerales arcillosos (>50%), calcita (15-35%), cuarzo (3-13%), plagioclasa (2-5%), cristobalita (<3%) y ceolitas (<2%) (Figs. 8-A, 9 y 10). Las ceolitas corresponden a la serie heulandita-clinoptilolita, identificadas por sus reflexiones en 8,97-9,05 Å, y se reconocieron solo en una muestra de esta litofacies (Fig. 8A).

Los análisis de rayos X de la fracción arcilla revelan que el principal argilomineral presente es un interestratificado illita/esmectita (I/S) tipo R0 (80-90% Sm) y representa el 65 a 75% de esta fracción. La posición de la reflexión 001 en condiciones secas al aire indicaría que las esmectitas del I/S son cálcicas (d 001 ~15 Å), mientras que la posición de la reflexión 060 a 1,50 Å muestra un carácter dioctaédrico para estos minerales expansibles (Brindley y Brown, 1980; Moore y Reynolds, 1997) (Fig. 7-A). La caolinita (20%, valor promedio) y la illita (12%, valor promedio) completan la asociación de minerales de arcilla presentes en estas fangolitas (Figs. 8-A, 9 y 10). En función de la observación de los difractogramas, la reflexión 001 de la illita se observa asimétrica y ensanchada hacia los bajos ángulos, lo cual señalaría una baja cristalinidad para la misma (Eberl y Velde, 1989).

La variación de la mineralogía de las arcillas de base a techo en los perfiles analizados evidencia que el interestratificado y la illita siguen la misma tendencia, que resulta inversa a la observada para la caolinita (Figs. 9 y 10).

6.2. Litofacies de fangolitas calcáreas gris oliva claro danianas

Los minerales arcillosos son los principales constituyentes de esta litofacies (entre 67 y 87%) siguiendo en importancia la calcita (entre 3 y 22%). Como minerales secundarios más comunes se reconocen cuarzo (3-17%), plagioclasa (1-6%), ceolitas (1-5%), de la serie heulandita-clinoptilolita, cristobalita (1-4%) y feldespato potásico en proporciones traza (<1%) (Figs. 8-B, 9 y 10). En el perfil Cerro Azul, en la base de la Formación Roca se identificó la presencia de anhidrita (3%) coexistiendo con una elevada proporción de ceolitas (5%) (Fig. 8B).

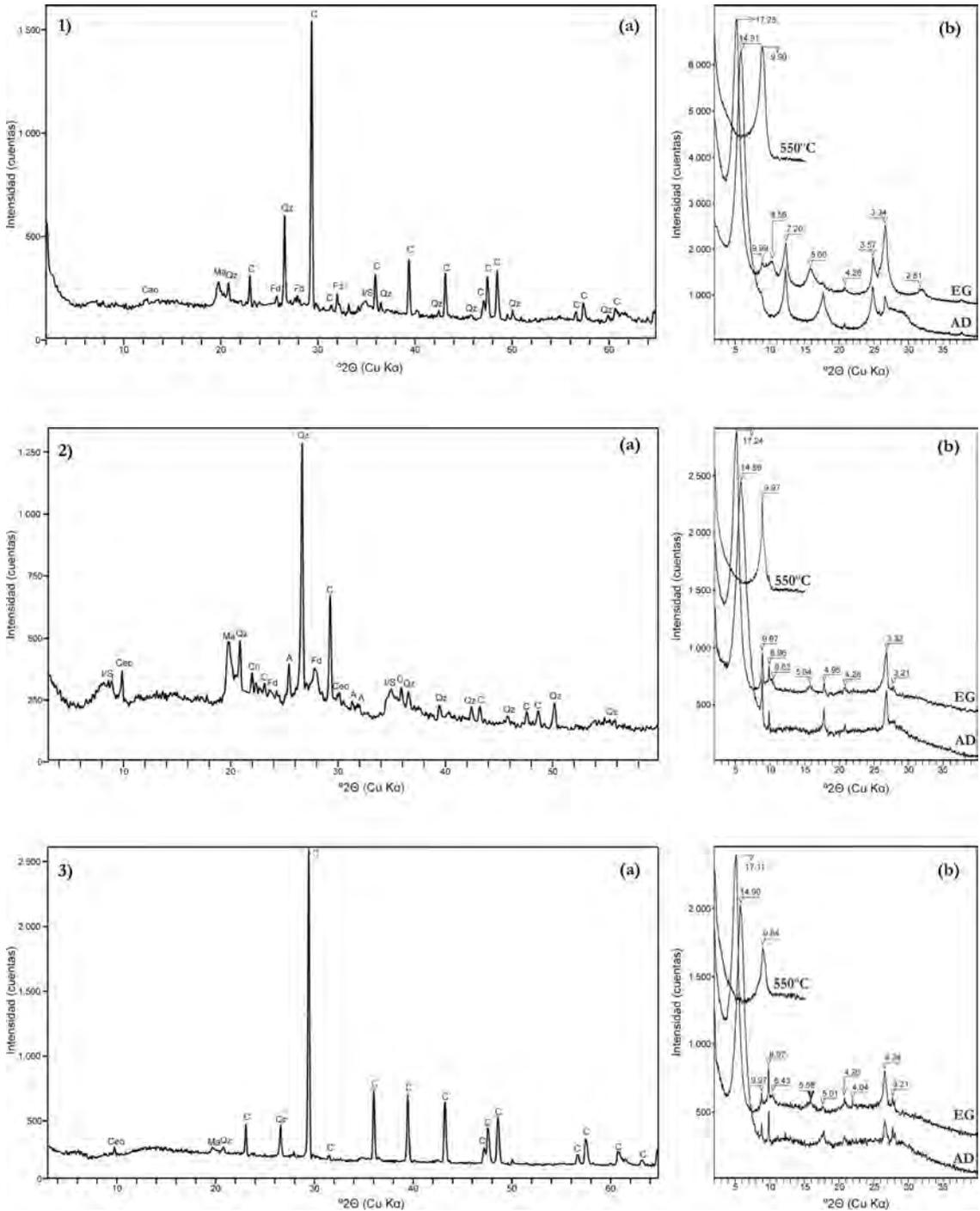


FIG. 8. Patrones de difracción de rayos X de muestra en polvo total (a) y orientada (fracción <2 μm) (b), representativos de la litofacies definidas para las formaciones Jagüel y Roca. **1.** Muestra EPL 25, litofacies de fangolitas calcáreas maastrichtianas; **2.** Muestra CA 43, litofacies de fangolitas calcáreas danianas; **3.** Muestra CHN K, litofacies de rocas carbonáticas danianas. **Qz:** cuarzo, **Fd:** feldspatos; **Ma:** minerales arcillosos; **Cri:** cristobalita; **C:** calcita; **A:** anhidrita; **Ceo:** ceolita; **I/S:** interestratificado illita-esmectita; **AD:** seco al aire; **EG:** expandido con etilen glicol; **550°C:** calcinada. Los números representan los valores de los espaciados basales en Å.

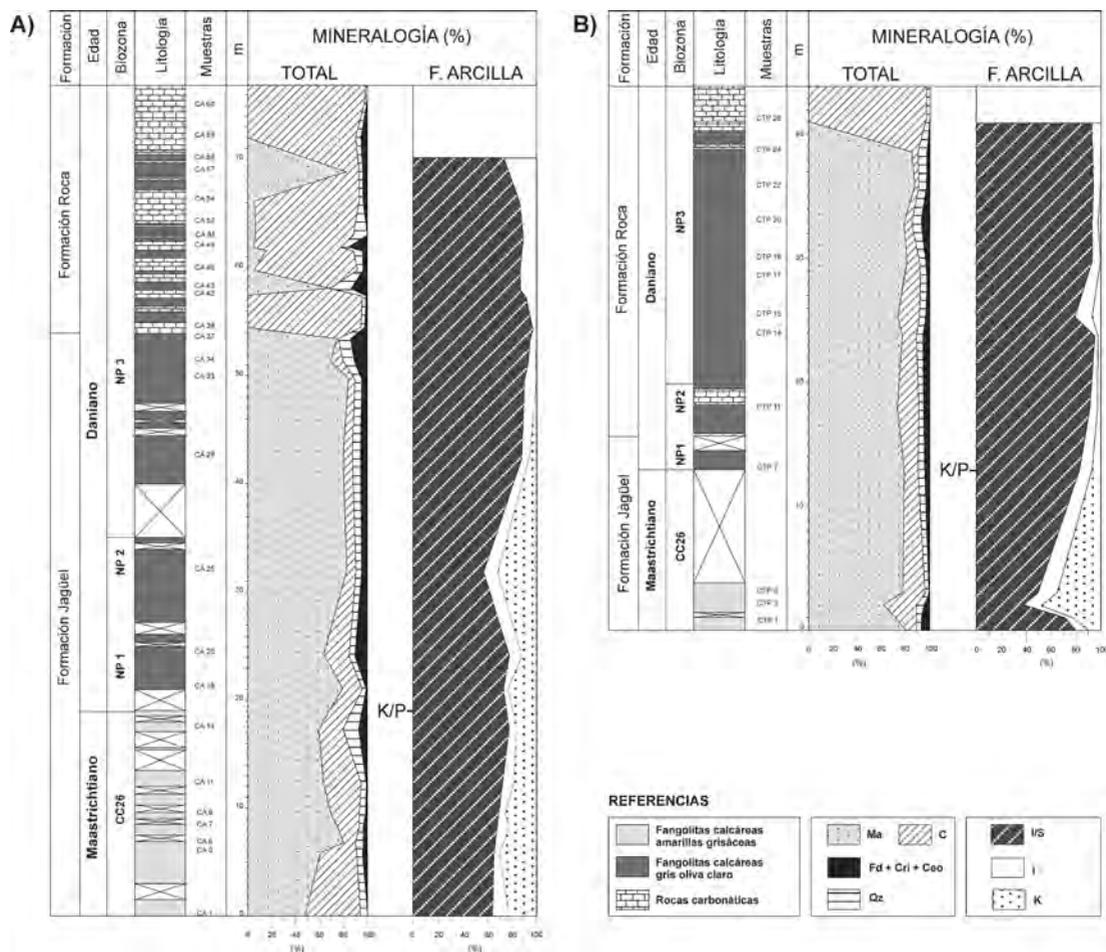


FIG. 9. Mineralogía de los perfiles Cerro Azul (A) y Cerro Tres Picos (B). Los datos se presentan en porcentajes relativos de la fracción total y menor a dos micrones glicolada, calculados de acuerdo a los factores publicados en Schultz (1964) y Biscaye (1965), respectivamente. **Ma**: minerales arcillosos; **C**: calcita; **Qz**: cuarzo; **Fd**: feldespatos; **Cri**: cristobalita; **Ceo**: ceolita; **I/S**: interestratificado illita/esmectita; **I**: illita; **K**: caolinita.

La calcita está presente en menor proporción en relación con las fangolitas mastrichtianas (Fig. 11).

La mineralogía de la fracción arcilla está representada principalmente por un interestratificado illita/esmectita tipo R0 (entre 70 y 90% Sm) que está presente en proporciones mayores al 80% en la mayoría de los casos (Figs. 9 y 10). La posición de la reflexión 001 en condición seca al aire de las esmectitas del I/S indicaría que son cálcicas ($d_{001} \sim 15 \text{ \AA}$), mientras que la posición de la reflexión 060 a $1,50 \text{ \AA}$ muestra un carácter dioctaédrico para estos minerales expansibles (Brindley y Brown, 1980; Moore y Reynolds, 1997) (Fig. 8B). También se reconoce illita en todas las

muestras en proporciones entre el 5 y 23% (Figs. 9 y 10). Se destaca la existencia de illita con un alto grado de cristalinidad, observado en la reflexión 001 aguda y simétrica, en fangolitas del Daniano tardío (Biozona NP3) (Fig. 8B). El contenido de caolinita disminuye respecto de las fangolitas mastrichtianas. Está presente próxima a la base de la transición del Cretácico-Paleógeno (K/P) y disminuye progresivamente hasta desaparecer en la Biozona NP2. Solo en el perfil Cerro Azul se observa un aumento de caolinita, que alcanza un 20%, en una posición más alta del Daniano (Biozonas NP2/NP3 (Martini, 1971)). Por su parte, la relación entre el interestratificado I/S y la illita es inversa (Figs. 9 y 10).

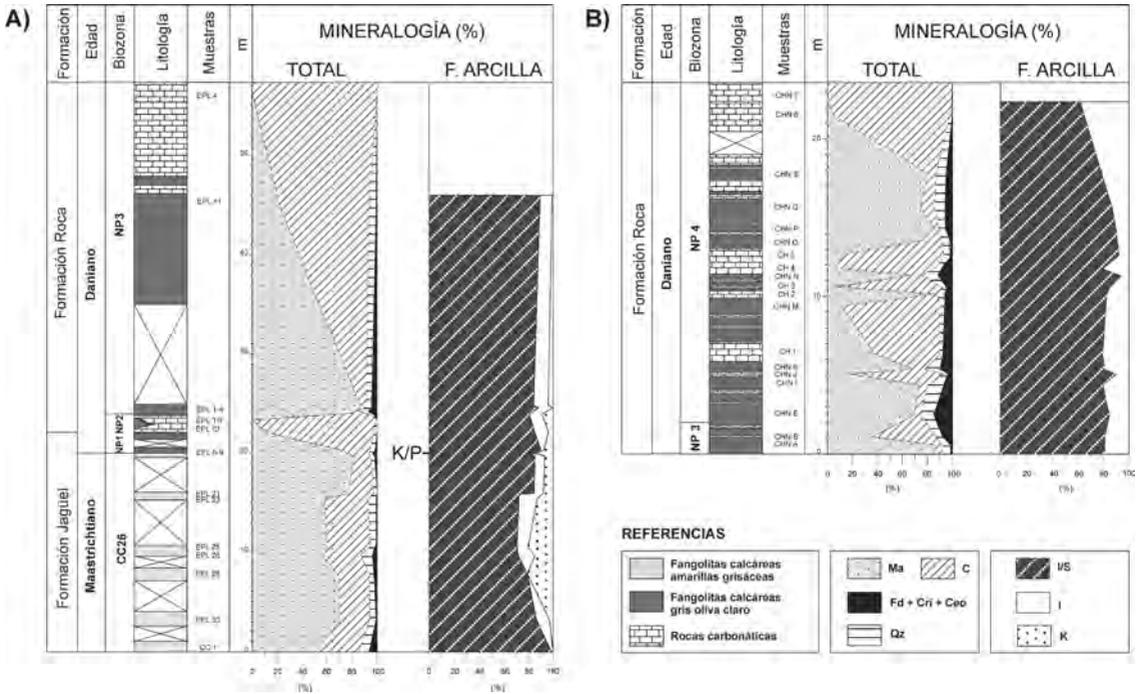


FIG. 10. Mineralogía de los perfiles Este Puesto López (A) y Cañadón Cholino (B). Los datos se presentan en porcentajes relativos de la fracción total y menor a dos micrones glicolada, calculados de acuerdo a los factores publicados en Schultz (1964) y Biscaye (1965), respectivamente. **Ma**: minerales arcillosos; **C**: calcita; **Qz**: cuarzo; **Fd**: feldespatos; **Cri**: cristobalita; **I/S**: interestratificado illita/esmectita; **I**: illita; **K**: caolinita.

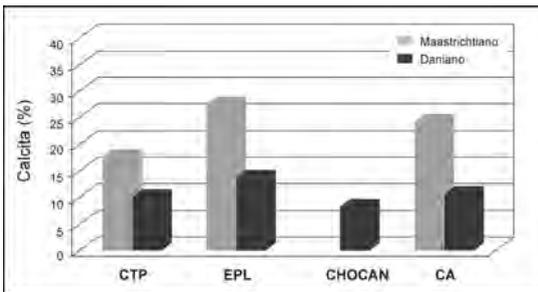


FIG. 11. Valores promedio del porcentaje de calcita de las sedimentitas que constituyen las litofacies de fangolitas maastrichtianas y danianas. CTP: perfil Cerro Tres Picos; EPL: perfil Este Puesto López; CHOCAN: Perfil Cañadón Cholino; CA: perfil Cerro Azul.

6.3. Litofacies de rocas carbonáticas danianas

El principal constituyente de esta facies es la calcita ($\geq 90\%$) (Figs. 8C, 9 y 10). Los minerales arcillosos junto con el cuarzo y las ceolitas son los accesorios más comunes. En relación con las facies siliciclásticas, no ha sido reconocida la cristobalita,

mientras que la plagioclasa se encuentra presente en muestras aisladas y en proporciones que no superan el 1,5%.

Los minerales arcillosos están presentes en las ‘mudstones’ bioclásticas y en la matriz de los ‘floatstones’ bioclásticos. La composición de los argilominerales coincide con lo observado en la litofacies de fangolitas danianas. Predomina el interestratificado illita/esmectita tipo R0 (entre 70 y 90% Sm) y en menor proporción se advierte la presencia de illita (entre 3 y 15%). No se ha encontrado caolinita en esta litofacies.

7. Microfábrica de las litofacies siliciclásticas

7.1. Litofacies de fangolitas calcáreas amarillas grisáceas maastrichtianas

En muestras de mano, estas fangolitas son macizas o levemente laminadas, aunque si son observadas con detalle, se encuentran bioturbadas.

Con baja magnificación (1.000 X, 3.000 X), la microfábrica de estas fangolitas muestra una textura

semiabierta de partículas de arcilla individuales orientadas al azar (I/S principalmente). Se observan numerosos nanofósiles calcáreos rodeados por láminas de arcilla con un arreglo borde-borde (Fig. 12A y B).

Con mayor magnificación (8.000 X), los argilominerales se disponen en un arreglo con contactos borde-cara o cara-cara, predominando estos últimos (Fig. 12C). Las láminas individuales forman dominios con espacios vacíos irregulares (Fig. 12D). La morfología observada del I/S es levemente crenulada a escamosa y debido al alto porcentaje de capas expansibles de este interestratificado, es similar a la de una esmectita pura. El tamaño de las partículas individuales alcanza los 4 μm .

Las partículas de illita poseen forma de bastones agregados (Fig. 12E) y con tamaños inferiores a 1 μm .

Las principales características de la caolinita son las formas planares con geometría pseudo-hexagonal, subhedrales y con dimensiones de 1 μm (Fig. 12F). Las partículas de caolinita se disponen en contactos cara-cara.

7.2. Litofacies de fangolitas calcáreas gris oliva claro macizas danianas

La textura es cerrada y está representada principalmente por partículas de I/S con un arreglo de contactos cara-cara, formando una fábrica del tipo de tablillas apiladas (Fig. 13A). En numerosas muestras de esta litofacies puede reconocerse una orientación preferencial de las partículas (Fig. 13B). Sin embargo, a mayor aumento, además de la laminación paralela, se destaca la presencia regular de agregados de arcilla con forma de 'rosetas' formados por hojas con una disposición cara-borde (Fig. 13B).

A mayor magnificación se observa que las láminas de arcilla conforman dominios con un arreglo del tipo de placas superpuestas (Fig. 13C). Son comunes las cadenas de placas de arcilla formadas por dominios de láminas escalonadas orientadas cara-cara (Fig. 13D).

La morfología del I/S es levemente crenulada, con bordes suavizados, ocasionalmente escamosa (Fig. 13E). Si bien se trata de un interestratificado, esta morfología resulta predominantemente esmectítica debido al alto porcentaje de capas expansivas (70-90%). En esta litofacies la caolinita posee formas subhedrales a anhedrales, con bordes redondeados y con evidencias de disolución, (corroída) (Fig. 13F). El tamaño de las partículas alcanza los 2 μm .

En muestras de esta litofacies se reconocieron cristales euhedrales de clinoptilolita de forma tabular (Fig. 14A). Es común encontrar también, esferas constituidas por microcristales con forma hexagonal (Fig. 14B). El microanálisis por EDX de las mismas revela un alto contenido de hierro y oxígeno por lo que, teniendo en cuenta su morfología, se las interpreta como concreciones de óxido de hierro.

8. Discusión de los resultados

8.1. Influencia de la diagénesis en la asociación de minerales arcillosos

Los cambios en la mineralogía de las arcillas durante la diagénesis tienen lugar debido al aumento de temperatura que ocurre por el soterramiento (Weaver, 1989; Deconinck y Bernoulli, 1991; Ruffell *et al.*, 2002). Bajo estas condiciones, la esmectita tiende a transformarse en illita a través de un estadio intermedio de mineral arcilloso interestratificado (Hower *et al.*, 1976; Weaver, 1989).

La Formación Carrizo (Paleoceno) y los sedimentos neógenos correspondientes a las formaciones Chichinales, Bayo Mesa y Rodados Patagónicos suprayacen a las formaciones Jagüel y Roca en el área de estudio. Secciones completas de estos depósitos suprayacentes han sido descritas por Uliana (1979) y Franchi *et al.* (1984), donde el espesor de las mismas no supera los 200 m para el área de estudio. Asimismo, las cuencas depositacionales terciarias habrían sido de carácter somero en el área del engolfamiento (Uliana, 1979; Uliana y Dellapé, 1981). En estas condiciones, los sedimentos de las formaciones Jagüel y Roca no habrían sido modificados por una diagénesis tardía (mesodiagénesis), la cual ocurre a profundidades mayores a 2 km (Chamley, 1997). Los datos de campo y de laboratorio indican que estas sedimentitas atravesaron un estado de diagénesis temprana o eogénesis. Las evidencias que lo sustentan son: **1.** la presencia de bioturbación en las fangolitas de ambas formaciones; **2.** la orientación preferencial de los argilominerales en las fangolitas de la Formación Roca, que indicaría procesos de compactación, y **3.** la presencia de ostras y valvas incrustantes con trazas de bioerosión en las rocas carbonáticas de la Formación Roca (Velde, 1996; Potter *et al.*, 2005). Por otra parte, las concreciones de óxidos de hierro identificadas en la litofacies de fangolitas danianas

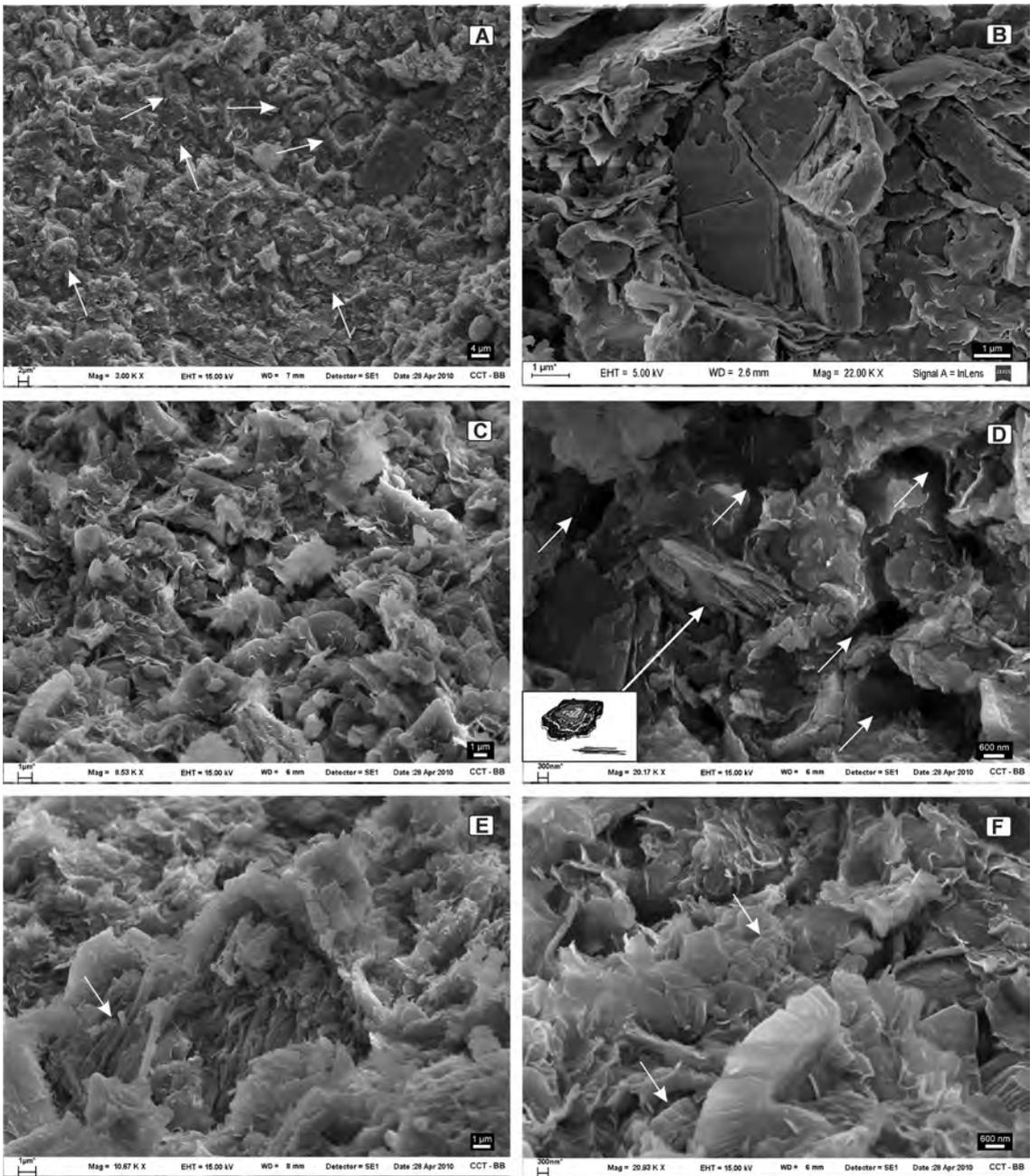


FIG. 12. Microfotografías de fangolitas calcáreas maastrichtianas. **A.** muestra CTP 3: la textura está dominada por la presencia de I/S y nanofósiles calcáreos; las flechas señalan los elementos constituyentes de los escudos de los nanofósiles calcáreos; **B.** muestra CA 14: hojas del I/S rodeando al nanofósil *Braarudosphaera bigelowii*; **C.** muestra EPL 25: orientación al azar de las partículas de I/S, predominio de contactos borde-cara; **D.** muestra CA 7: vista transversal de dominio formado por partículas de I/S (comparación con el modelo de Bennet *et al.*, (1991)); las flechas indican los espacios vacíos; **E.** muestra CTP 3: illita con forma de tablillas y **F.** muestra EPL 25: las flechas señalan pequeños cristales de caolinita dispuestos cara-cara en forma agrupada.

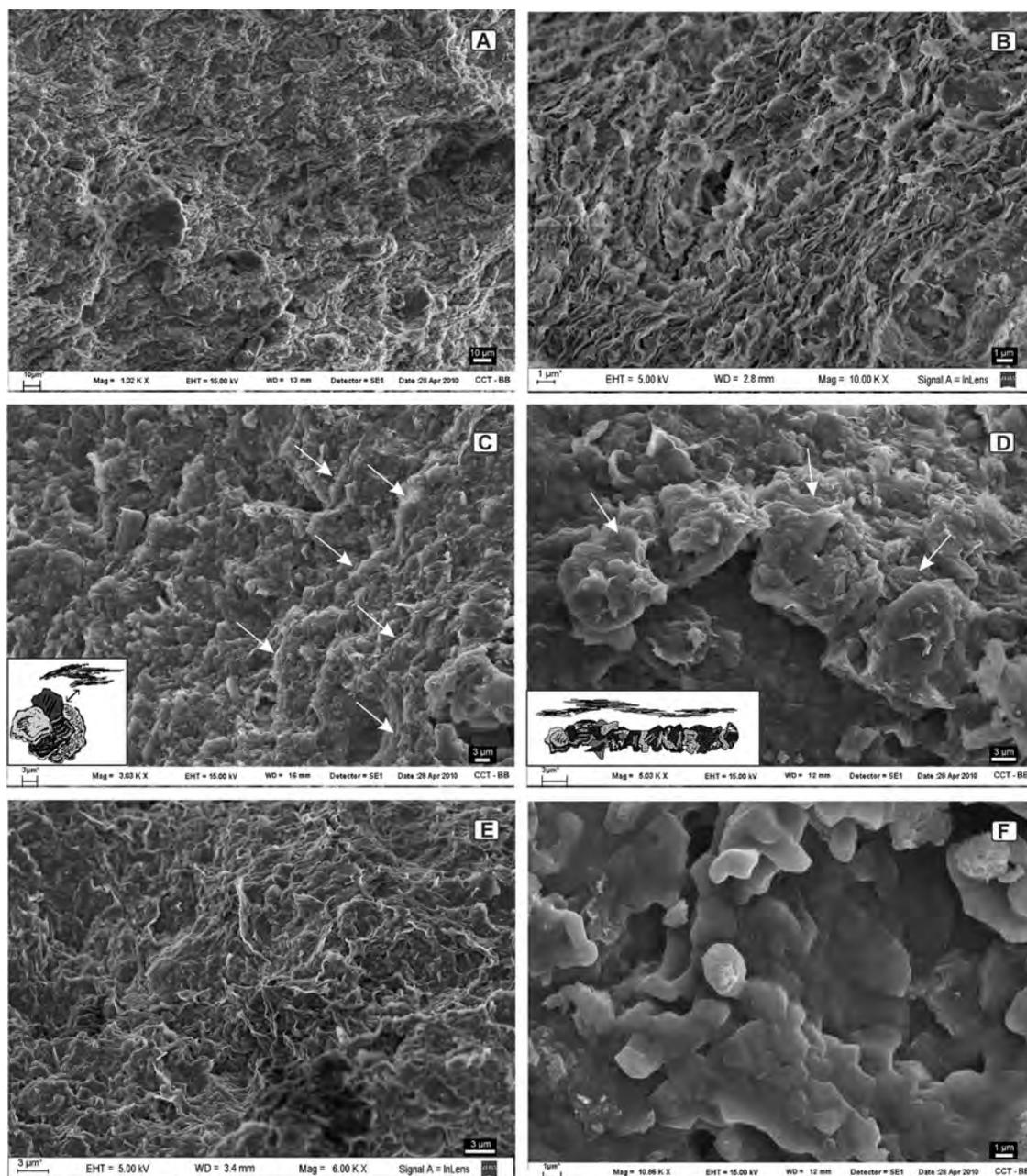


FIG. 13. Microfotografías de microscopía electrónica de barrido de fangolitas calcáreas danianas. **A.** muestra CA 43: textura cerrada; **B.** muestra CHN K: orientación preferencial de las partículas de I/S, predominio de contactos cara-cara; **C y D.** muestras CA 43 y CA 25: dominios de hojas escalonadas con contactos cara-cara y cadena de arcillas con representación esquemática de Bennet *et al.*, (1991), las flechas señalan los bordes de los dominios; **E.** muestra EPL 2: vista en detalle del I/S con morfología levemente crenulada; **F.** muestra CA 25: partículas pseudo-hexagonales de caolinita con evidencias de disolución y bordes redondeados.

han sido descritas por otros autores como productos de la diagénesis temprana (Salvarredy-Aranguren *et al.*, 2009). La existencia de este tipo de diagénesis

también queda reflejada por la mineralogía de las arcillas y su morfología observada en el MEB. El dominio del interestratificado I/S (80-90% Sm) y la

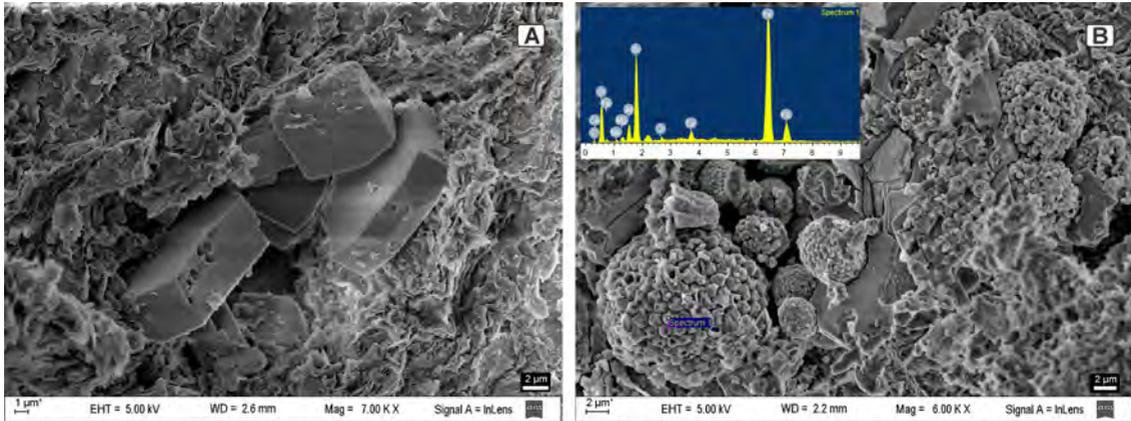


FIG. 14. Microfotografías de microscopía electrónica de barrido de fangolitas calcáreas danianas. **A.** muestra CHN K, cristales euclínicos de clinoptilolita; **B.** muestra CHN E, microanálisis EDX de partículas esféricas con alta proporción de hierro.

coexistencia de este I/S altamente esmectítico con caolinita en gran parte de las secciones sugerirían un estadio de diagénesis temprana (Ehrenberg *et al.*, 1993; Abramovich *et al.*, 2002). Por su parte, en el estudio de la morfología de los argilominerales no se observaron evidencias suficientes que indiquen que se haya producido una transformación de los mismos, la cual tiene lugar durante una diagénesis tardía.

El análisis petrográfico de las rocas carbonáticas de la Formación Roca confirma que estos sedimentos habrían atravesado un estadio de diagénesis temprana y de tipo vadoso, debido a la existencia de cemento de tipo menisco observado en litofacies de 'packstones' y 'grainstones' laminados, que son parte de esta formación (Musso *et al.*, 2009).

De esta manera, se podría considerar que los minerales arcillosos de las formaciones en estudio reflejarían la composición original del área de proveniencia y podrían ser utilizados en reconstrucciones paleoambientales y paleoclimáticas del área fuente.

8.2. Significado paleoambiental de las asociaciones de minerales de arcilla

En la mayoría de las regiones oceánicas del mundo, las asociaciones de minerales arcillosos detríticos actuales reflejan el efecto combinado de la influencia entre la litología observada en los afloramientos y el clima en el continente (Biscaye, 1965; Hallam, 1984; Ruffell *et al.*, 2002). La esmectita y los minerales interestratificados I/S se forman en una variedad de condiciones climáticas, pero la más importante sería aquella donde una estación seca alterna con una esta-

ción húmeda menos pronunciada, con temperaturas cálidas y escasa percolación (Singer, 1988; Thiry, 2000). En cambio, la caolinita se produce como resultado de una meteorización química intensa e indica formación de suelos en el área fuente, bajo un clima húmedo subtropical a tropical con períodos de precipitación uniformes (Hallam, 1984; Chamley, 1989; Ruffell *et al.*, 2002). De acuerdo con Hallam *et al.* (1991), la aparición de la illita discreta no tendría un significado climático particular, aunque cuando se advierte un alto grado de cristalinidad, esta podría estar asociada a condiciones climáticas frías y secas (Singer, 1988) que favorecieron la erosión mecánica en el área fuente (Gibson *et al.*, 2000).

Como se mencionara anteriormente, la diagénesis no habría sido suficiente como para generar modificaciones en la mineralogía debido al soterramiento. Por lo tanto, los argilominerales identificados en este estudio son considerados todos de origen detrítico.

En las formaciones Jagüel y Roca, el principal mineral arcilloso reconocido es un interestratificado I/S tipo R0 (80-90% Sm). Estudios globales sobre la mineralogía de arcillas del Cretácico Tardío de otras cuencas han demostrado que los minerales esmectíticos son las especies dominantes en rocas de este intervalo (Ortega Huertas *et al.*, 1995; Deconinck *et al.*, 2000; Dingle y Lavelle, 2000; Keller *et al.*, 2007; Schulte y Speijer, 2009). La presencia de abundante esmectita generalmente está asociada a mares transgresivos y a la erosión de suelos pobremente drenados, pero también puede reflejar actividad volcánica (Chamley, 1989,

1997; Deconinck y Chamley, 1992). En la Cuenca Neuquina, en el Cretácico Tardío-Paleógeno se produjo un desplazamiento del arco magmático, desde el oeste de la cuenca en dirección hacia el antepaís, que tuvo un pico de actividad volcánica en esos tiempos (Tunik *et al.*, 2010). La influencia volcánica también sería puesta en evidencia con la presencia de ceolitas en estas sedimentitas, con un notable incremento en la base de la F. Roca (Daniano tardío) donde se identificaron ceolitas autigénicas.

El incremento global en el vulcanismo en coincidencia con un alto nivel del mar y la consecuente inundación de las áreas expuestas podría ser la principal causa del enriquecimiento de esmectita en ambientes marinos, tal como lo expresara Thiry (2000).

La sedimentación constante, pero en proporciones variables, del I/S altamente esmectítico fue acompañada por el ingreso de illita y caolinita detrítica, en forma subordinada, provenientes de tipos de suelos más maduros (caolinita) y menos evolucionados (illita) desarrollados en el área de aporte.

El vulcanismo y el ingreso de sedimentos terrígenos pudieron ser, por lo tanto, los responsables de las asociaciones de minerales arcillosos identificadas en los sedimentos marinos de las formaciones Jagüel y Roca. Si bien los depósitos estudiados se sitúan en cercanías del sector cratónico de la Cuenca Neuquina, estudios paleogeográficos y de procedencia indican que, para el período analizado, el aporte terrígeno provendría principalmente del sector Oeste (Barrio, 1990; Tunik *et al.*, 2010).

El ingreso detrítico de caolinita en el Maastrichtiano y Daniano temprano, interrumpido en el Daniano tardío, es un elemento llamativo en la evolución de los minerales arcillosos. Numerosos datos de mineralogía de arcillas en otras regiones del mundo también indican un incremento de caolinita (>10%) en posiciones cercanas al límite K/P (Deconinck *et al.*, 2000; Dingle y Lavelle, 2000; Abramovich *et al.*, 2002, entre otros). En términos de la mineralogía de arcillas, el intervalo estudiado se caracteriza por un incremento sostenido del I/S en paralelo a un decrecimiento de caolinita con la posterior desaparición de la misma ya en la Biozona NP2, donde es evidente también un aumento en el contenido de illita (Figs. 9 y 10). Esta modificación en la asociación de minerales arcillosos podría sugerir un cambio desde condiciones climáticas relativamente cálidas y más húmedas durante el Maastrichtiano tardío (asociación de I/S

con caolinita e illita) hacia un clima que continúa siendo cálido, pero relativamente más seco con períodos alternantes de humedad y sequía en el Daniano tardío (asociación de I/S con illita). La prevalencia de condiciones más secas durante la depositación de la Formación Roca, también sería puesta en evidencia por la existencia de minerales evaporíticos (anhidrita) y de illita con un alto grado de cristalinidad. A su vez, el cambio de facies exclusivamente siliciclásticas para el Maastrichtiano tardío a mixtas (facies siliciclástica alternando con carbonática) para el Daniano tardío, refleja para este último período, un ingreso esporádico de material terrígeno a la cuenca que permitió el desarrollo de sedimentación carbonática durante largos períodos bajo condiciones climáticas de mayor sequía y lluvias estacionales (Barrio, 1990).

Es de destacar que otros autores consideran que los porcentajes de caolinita identificados (<30%) no serían suficientes para reflejar cambios paleoclimáticos (Keller *et al.*, 2007). Por lo tanto, la desaparición de caolinita hacia el Daniano más alto, podría estar vinculada con una actividad volcánica creciente que favorecería la sedimentación del I/S altamente esmectítico y su consecuente predominio en las sedimentitas de esta edad.

Sólo en el perfil Cerro Azul, localizado más hacia el oeste, se identificó un nivel con mayor contenido de caolinita en la Biozona NP2/NP3 (muestra CA 25) que coincide con una disminución del I/S a menos del 60% y con la presencia de una nanoflora retrabajada de edad hauteriviana, probablemente originaria de los flancos occidentales de la cuenca y característica de la Formación Agrio (Concheyro, 2004). Este retrabajo podría ser explicado en parte como consecuencia de una caída importante del nivel del mar ocurrido en la Cuenca Neuquina durante el Daniano (Casadío, 1994), relacionado con cambios en la subsidencia regional y oscilaciones eustáticas, que pudo haber inducido a la erosión de sedimentos más antiguos. También podría explicarse como resultado de un levantamiento tectónico (fase Larámica, primeros movimientos de la fase Andina) durante el Maastrichtiano tardío-Daniano temprano, o como la combinación de los factores eustáticos, actuando en conjunto con los tectónicos (Gibsson *et al.*, 2000; Egger *et al.*, 2002). Este retrabajo de los nanofósiles también ha sido observado en otros sectores de la cuenca, entre ellos en el sur de la provincia de Mendoza (Concheyro y Villa, 1996; Concheyro, 2004).

8.3. Significado paleoambiental de las asociaciones de nanofósiles hallados

Desde el punto de vista paleoecológico, la distribución de los coccolitofóridos actuales se encuentra controlada por la temperatura, la disponibilidad de los nutrientes, la estratificación de las aguas y se la puede considerar como un factor sensible a cambios oceanográficos y/o climáticos. Es decir que los cambios observados en las asociaciones de nanofósiles recuperadas de diferentes perfiles, pueden sugerir condiciones ambientales particulares (Wind, 1979; Mutterlose, 1996; Baumann *et al.*, 1999; Street y Bown, 2000).

Existe un acuerdo entre la mayoría de los autores que la baja producción primaria favorecería una mayor diversidad en las asociaciones de nanofósiles (Watkins, 1989; Eshet y Almogi-Labin, 1996; Gardin y Monechi, 1998; Lees, 2002), dado que estos organismos se adaptan a una muy baja disponibilidad de nutrientes y registran picos de diversidad coincidentes con ambientes oligotróficos y buena estratificación de la capa fótica (Kilham y Soltan Kilham, 1980).

Para el Maastrichtiano tardío se ha señalado que en el ámbito del Océano Atlántico Sur (Sitio 1262; dorsal de Walvis; Bernaola y Monechi, 2007) la elevada diversidad registrada coincidiría con condiciones oligotróficas y una estratificación de la capa fótica efectiva. Comparando los taxones hallados en el Sitio 1262 y los registrados en el Maastrichtiano de la Cuenca Neuquina para el mismo intervalo, se reconocen asociaciones muy similares en cuanto a taxones recuperados y riqueza específica, situación que sugeriría la existencia de ambientes oligotróficos con buena estratificación de la capa fótica. Sin embargo, algunos niveles muestreados resultarían ser la excepción, debido al hallazgo de abundantes ejemplares de *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula decussata* y *Prediscosphaera stoveri* que coincidirían con condiciones más restringidas desarrolladas en un ambiente marino similar al actual Mar Rojo, tal como fuese sugerido previamente para la región del engolfamiento neuquino (Barrio, 1990).

La transición del Cretácico terminal al Daniano queda definida por una caída en la abundancia total de los nanofósiles, con un importante reemplazo de aquellas especies típicamente cretácicas por aquellas consideradas como cretácicas persistentes hasta que se produce la aparición de nuevos taxones paleocenos.

Entre las especies cretácicas persistentes se encuentran *Markalius inversus*, *Cyclagelosphaera reinhardtii*, *Thoracosphaera operculata*, *Thoracosphaera saxea*, *Zeughrabdotus sigmoides* y *Markalius apertus*. Estos nanofósiles recuperados en esta área de estudio de la Cuenca Neuquina, coinciden con los registrados también en el Sitio 1262 de la dorsal de Walvis, Océano Atlántico Sur (Bernaola y Monechi, 2007). Progresivamente estos nanofósiles son reemplazados por especies danianas tales como *Cruciplacolithus primus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Hornibrookina edwardsii* y ejemplares del género *Neocrepidolithus*, que ocupan los nichos vacantes dejados por aquellas especies cretácicas extinguidas.

La disminución en abundancia y biodiversidad de nanofósiles calcáreos en las sedimentitas danianas coincide con una disminución en el porcentaje de calcita en las fangolitas de esta edad (Fig. 12). Es ampliamente conocido que la crisis biológica ocurrida en la transición K/P afectó la producción de carbonatos pelágicos (Minoletti *et al.*, 2005). Si bien en este estudio no se realizó un análisis cuantitativo de la contribución de cada componente de la fracción carbonática (foraminíferos, nanofósiles calcáreos y carbonatos no biogénicos), teniendo en cuenta las observaciones a través de microscopía óptica y electrónica de barrido, es posible sustentar que el carbonato de calcio presente en estas rocas, identificado en el DRX como calcita, tendría un origen principalmente biogénico con muy pequeña participación de carbonato inorgánico.

8.4. Interpretación paleoclimática para el Maastrichtiano tardío-Daniano en el área de estudio

En este estudio, se observaron las siguientes variaciones sedimentológicas, mineralógicas y micropaleontológicas desde las sedimentitas marinas maastrichtianas a las danianas: **1.** litofacies exclusivamente siliciclásticas en el Maastrichtiano tardío-Daniano temprano, a mixtas (siliciclásticas y carbonáticas) en el Daniano tardío; **2.** asociación de minerales arcillosos constituida por un predominio de un I/S tipo R0 (70-90% Sm) acompañado por illita y caolinita en el Maastrichtiano tardío-Daniano temprano, a una asociación conformada por un predominio de un I/S tipo R0 (70-90% Sm) e illita en el Daniano tardío; **3.** cambios en las asociaciones de nanofósiles calcáreos localizadas en la transición K/P.

En forma coincidente a lo observado en otras cuencas del mundo, la mineralogía de las fangolitas maastrichtianas y danianas está dominada por la presencia de minerales esmectíticos, cuya sedimentación se vio favorecida durante este período por la existencia de una elevada actividad volcánica y temperaturas cálidas (Deconick y Chamley, 1995; Ortega Huertas *et al.*, 1995; Schulte *et al.*, 2006). La presencia de caolinita (>10%) en posiciones cercanas al límite K/P también fue registrado en diversas localidades del globo al igual que en este estudio (Robert y Chamley, 1990; Ortega *et al.*, 1998; Deconick *et al.*, 2000; Tantawy *et al.*, 2001). No obstante, su desaparición hacia el Daniano tardío no se condice con los registros de paleotemperaturas regionales del agua de mar que indican un aumento de la misma en el Cretácico Tardío (65,5 Ma), que se hace más evidente hacia el tope de la Formación Roca (Casadío *et al.*, 2004), durante el Daniano tardío, situación que conduciría a un aumento de caolinita si existiera disponibilidad de agua en el ambiente. Por lo tanto, la ausencia de caolinita en estratos más jóvenes del Daniano podría estar relacionada con un clima que continúa siendo cálido, pero menos húmedo. Esta interpretación paleoclimática se apoya en la presencia de litofacies carbonáticas y minerales evaporíticos en el tope de la Formación Roca. Estudios paleoclimáticos realizados en sedimentos continentales del Cretácico Tardío-Paleógeno, ubicados al sur de la cuenca del Paraná (Uruguay), revelan condiciones similares a las indicadas en este estudio, ya que definen un clima estacional y húmedo para el final del Cretácico que cambia a un clima estacional y semiárido durante el Paleoceno (Tófolo y Pazos, 2010).

Es importante destacar que el predominio del I/S esmectítico hacia el Daniano tardío podría también estar asociado a un incremento en la actividad volcánica, evidenciado por un aumento en el contenido de ceolitas en sedimentitas de esa edad, enmascarando la posible presencia de caolinita.

9. Conclusiones

- Se definieron dos litofacies siliciclásticas y una litofacies carbonática para las formaciones Jagüel (Maastrichtiano tardío-Daniano temprano) y Roca (Daniano), son ellas: litofacies de fangolitas calcáreas amarillas grisáceas maastrichtianas, litofacies de fangolitas calcáreas gris oliva claro danianas, y litofacies de rocas carbonáticas danianas.
- El análisis granulométrico y mineralógico de las rocas siliciclásticas ha permitido clasificarlas como fangolitas aloquímicas (Mount, 1985) y, en menor proporción, como fangolitas.
- Los argilominerales son los principales componentes mineralógicos de estas rocas y en este caso se trata principalmente de interestratificados illita/esmectita tipo R0 (70-90% Sm) acompañados por proporciones menores de illita y caolinita.
- La mineralogía y microfábrica de las fangolitas, reflejan que los sedimentos habrían atravesado un estadio de diagénesis temprana.
- Los minerales arcillosos se consideran todos de origen detrítico y el predominio del I/S altamente esmectítico a lo largo de todas las secciones estaría asociado al vulcanismo activo existente en el arco magmático situado al oeste de la Cuenca Neuquina, durante el Cretácico Tardío y Paleoceno.
- El análisis micropaleontológico ha permitido datar estas formaciones. En las fangolitas de la Formación Jagüel, se han definido dos asociaciones de nanofósiles calcáreos, una de edad maastrichtiana y la segunda de edad daniana, confirmando la presencia del límite Cretácico-Paleógeno en estas sedimentitas. Los estratos de la Formación Roca, son asignados a las Biozonas NP1/2-NP4 del Paleoceno (Daniano).
- Los nanofósiles calcáreos han permitido establecer una correspondencia entre edades y tipos de asociaciones mineralógicas. De esta manera, ha sido posible detectar que, en posiciones estratigráficas próximas al límite K/P se advierte un incremento de caolinita (>10%) y que un I/S altamente esmectítico es la especie mineral que domina en las fangolitas del Cretácico Tardío y Paleógeno basal.
- La presencia de caolinita en el Maastrichtiano tardío y Daniano temprano indicaría un clima cálido y más húmedo en este intervalo, que tendería a condiciones menos húmedas y estacionales hacia el Daniano tardío. Su desaparición en este intervalo también podría estar vinculada a un incremento en la actividad volcánica, situación que enmascararía su verdadera presencia. Cabe resaltar que únicamente en el perfil ubicado en el sector más occidental del área de estudio se advierte un aumento de caolinita (30%) en posiciones del Daniano tardío que estaría asociado a un aumento en la tasa de erosión.

- La asociación de nanofósiles calcáreos maastri-chtianos muy diversos y abundantes sugerirían la existencia de ambientes oligotróficos con buena estratificación de la capa fótica; sin embargo, la existencia de algunos niveles con abundantes ejemplares de *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula decussata* y *Prediscosphaera stoveri*, coincidirían con condiciones más restringidas desarrolladas en un ambiente marino similar al actual Mar Rojo.
- El decrecimiento del contenido de calcita en las sedimentitas danianas podría ser consecuencia de una importante caída en la productividad biológica.

Agradecimientos

A C. del Rfo, S. Martínez y M. Chiappero por la colaboración en las tareas de campo. A P. Álvarez por el procesamiento de las muestras de nanofósiles calcáreos. Al Servicio de Microscopías Avanzadas de la FCEN-UBA por las microfotografías realizadas. Las autoras (T.M. y A.C.) agradecen a las universidades Nacional del Comahue y de Buenos Aires el haber participado del proyecto InterU-2010, que facilitó el desplazamiento y cooperación entre ambas Universidades. A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de la República Argentina (PICT 2002-07-12633). A la Dra. M. Raigemborn y al Dr. N. Malumián por sus valiosas correcciones y sugerencias que contribuyeron a mejorar el trabajo. Esta es la contribución R-41 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber.

Referencias

- Abramovich, S.; Keller, G.; Adatte, T.; Stinnesbeck, W.; Hottinger, L.; Stüben, D.; Berner, Z.; Ramanivosoa, B.; Randriamanantenasoa, A. 2002. Age and paleoenvironment of the Maastrichtian-Paleocene of the Mahajanga Basin, Madagascar: A Multidisciplinary Approach. *Marine Micropaleontology* 47: 17-70.
- Andreis, R.; Iñíguez Rodríguez, A.; Lluch, J.; Sabio, D. 1974. Estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico superior del área del lago Pellegrini (provincia de Río Negro, República Argentina). *Revista Asociación Geológica Argentina* 29 (1): 85-104.
- Ballent, S.; Concheyro, A.; Nánuez, C.; Pujana, I.; Lescano, M.; Carignano, A.P.; Caramés, A.; Angelozzi, G.; Ronchi, D. 2011. Microfósiles mesozoicos y cenozoicos. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 17, Relatorio: 489-528. Neuquén.
- Barrio, C. A. 1990. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén basin, western Argentina). *Sedimentary Geology* 66: 255-275.
- Baumann, K.H.; Cepek, M.; Kinkel, H. 1999. Coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface-water temperature, and paleoproductivity examples from the South Atlantic. *In Use of Proxies in Paleoclimatology: Examples from the South Atlantic* (Fischer, G.; Wefer, G.; editors). Springer: 117-144. Berlin, Heidelberg.
- Bennet, R.H.; O'Brien, N.R.; Hulbert, M.H. 1991. Determinants of Clay and Shale Microfabric Signatures: Processes and Mechanisms. *In Microstructure of Fine-Grained Sediments* (Bennet, R.H.; Bryant, W.R.; Hulbert, M.H.; editors). Springer-Verlag: 5-33. New York.
- Bernaola, G.; Monechi, S. 2007. Calcareous nannofossil extinction and survivorship across the Cretaceous-Paleogene boundary at Walvis Ridge (ODP Hole 1262C, South Atlantic Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 255: 132-156.
- Bertels, A. 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en la Patagonia septentrional. *Revista Asociación Geológica Argentina* 24: 41-54.
- Bertels, A. 1980. Estratigrafía y Foraminíferos (Protozoa) bentónicos del límite Cretácico-Terciario en el área tipo de la Formación Jagüel, Provincia de Neuquén, República Argentina. *In Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, No. 2 y Congreso Latinoamericano de Paleontología, No. 1, Actas 2: 47-91.
- Biscaye, P.E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin* 76: 803-831.
- Bown, P.R. 1998. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. *British Micropalaeontological Society Publication Series*, Chapman and Hall Ltd. Kluwer Academic Publisher: 315 p. London.
- Bown, P.R.; Young, J.R. 1998. Techniques. *In Calcareous Nannofossil Biostratigraphy* (Bown, P.R.; editor). Kluwer Academic Press: 16-28. Dordrecht.
- Braccacini, I. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (2): 275-282. Buenos Aires.
- Brindley, G.W.; Brown, G. 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Society Monograph* 5: 495 p. London.
- Casadó, S. 1994. Estratigrafía y paleontología del intervalo Maastrichtiano-Daniano en el occidente de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad

- Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales: 354 p.
- Casadío, S.; Concheyro, A. 1992. Facies y ambiente de sedimentación en el límite Cretácico-Terciario de la Pampa, Argentina. *In* Congreso Geológico de España, No. 3 y Congreso Latinoamericano de Geología, No. 8, Actas 4: 30-34. Salamanca, España.
- Casadío, S.; Griffin, M.; Parras, A.; Concheyro, A.; Feldmann, R.; Gasparini, Z.; Parma, Z. 2004. Biotic and environmental changes across the Cretaceous/Paleogene boundary in Patagonia. *In* Reunión Argentina de Sedimentología, No. 10: 187-188. San Luis.
- Chamley, H. 1989. Clay sedimentology. Springer Verlag: 623 p. Berlin.
- Chamley, H. 1997. Clay mineral sedimentation in the ocean. *In* Soils and Sediments. Mineralogy and Geochemistry (Paquet, H.; Clauer, N.; editors). Springer Verlag: 269-302. Berlin.
- Concheyro, G.A.; Nández, C. 1994. Microfossils and biostratigraphy of the Jagüel and Roca formations (Maestrichtian-Danian), Province of Neuquén. *Ameghiniana* 31 (4): 397-398.
- Concheyro, A. 1995. Nanofósiles calcáreos del Cretácico Superior y Paleógeno de Patagonia, Argentina. Tesis doctoral (Inédito), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 416 p.
- Concheyro, A.; Villa, G. 1996. Maestrichtian-Danian (K/P) calcareous nannofossils in the Liu Malal section. *Northern Patagonia, Argentina. Palaeopelagos* 6: 281-297.
- Concheyro, A. 2004. High resolution biostratigraphy. K/P boundary from the northern Patagonia, Argentina. *In* Reunión Argentina de Sedimentología, No. 10: 189. San Luis.
- Deconinck, J.F.; Bernoulli, D. 1991. Clay mineral assemblages of Mesozoic pelagic and flysch sediments of the Lombardian Basin (Southern Alps): implications for palaeotectonics, palaeoclimate and diagenesis. *Geologische Rundschau* 80: 1-17.
- Deconinck, J.F.; Chamley, H. 1992. Diversity of smectite origins in the late Cretaceous sediments: example of chalks from northern France. *Clay Minerals* 30: 365-379.
- Deconinck, J.F.; Blanc-Valleron, M.M.; Rouchy, J.M.; Camoinc, G.; Badaut-Trauth, D. 2000. Palaeoenvironmental and diagenetic control of the mineralogy of Upper Cretaceous-Lower Tertiary deposits of the Central Palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosi area). *Sedimentary Geology* 132: 263-278.
- del Río, C.; Concheyro, A.; Martínez, S.A. 2011. The Maastrichtian-Danian at General Roca: A reappraisal of the chronostratigraphy of a key locality (Patagonia, Argentina). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*: 129-156.
- Dingle, R.V.; Lavelle, M. 2000. Antarctic Peninsula Late Cretaceous-Early Cenozoic palaeoenvironments and Gondwana palaeogeographies. *Journal of African Earth Sciences* 31 (1): 91-105.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In* Classification of carbonate rocks (Ham, W.E.; editor). American Association of Petroleum Geologists Memoir: 108-121.
- Eberl, D.D.; Velde, B. 1989. Beyond the Kubler index. *Clay Minerals* 24: 571-577.
- Edwards, A. 1963. A preparation technique for calcareous nannoplankton. *Micropaleontology* 9 (1): 103-104.
- Egger, H.; Homayoun, M.; Schnabel, W. 2002. Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch basin (Eastern Alps, Austria). *Sedimentary Geology* 152: 247-262.
- Ehrenberg, S.N.; Aagaard, P.; Wilson, M.J.; Fraser, A.R.; Duthie, D.M.L. 1993. Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Minerals* 28: 325-352.
- Eshet, Y.; Almogi-Labin, A. 1996. Calcareous nannofossil as paleoproductivity indicators in Upper Cretaceous organic-rich sequences in Israel. *Marine Micropaleontology* 29: 37-61.
- Espejo, P.M.; Nieto, D.G. 1999. Geología y Recursos Minerales del sector Rionegrino de las Hojas 3769-IV, Catriel; 3969-II, Neuquén; 3966-I, Gobernador Duval; 3966-II, Puelches y 3963-I, Río Colorado. Dirección de Minería de Río Negro-SEGEMAR: 49 p. Viedma.
- Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. 3 tomos, T1: 1-323; T2: 1-349; T3: 1-331.
- Franchi, M.; Nullo, F.; Sepúlveda, E.; Uliana, M. 1984. Las Sedimentitas Terciarias. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas, Relatorio 1 (9): 215-266. San Carlos de Bariloche.
- Gardin, S. 2002. Late Maastrichtian to Early Danian calcareous nannofossils at Elles (Northwest Tunisia). A tale of one million years across the K-T boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 178: 211-231.
- Gardin, S.; Monechi, S. 1998. Palaeoecological change in middle to low latitude calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Bulletin de la Société Géologique de France* 169: 709-723.
- Gibsson, T.G.; Bybell, L.M.; Mason, D.B. 2000. Stratigraphic and climatic implications of clay mineral changes around the Paleocene/Eocene boundary of

- the northeastern US margin. *Sedimentary Geology* 134: 65-92.
- Groeber, P. 1953. Mesozoico. *In* Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. GAEA 2 (1): 1-541. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1959. Supracretácico y Terciario. *In* Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. GAEA 2 (2): 1-165. Buenos Aires.
- Hallam, A. 1984. Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 47: 195-223.
- Hallam, A.; Grose, J.A.; Ruffell, A.H. 1991. Paleoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleocology* 81: 173-187.
- Howell, J.A.; Schwarz, E.; Spalletti, L.A.; Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. *In* The Neuquen Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). Geological Society, London, Special Publications 252: 1-14. Londres.
- Hower, J.; Eslinger, E.V.; Hower, M.E.; Perry, E.A. 1976. The mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin* 87: 725-737.
- Hugo, C.A.; Leanza, H.A. 2001. Hoja Geológica 3969-IV, General Roca. Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 308: 64 p. Buenos Aires.
- Jackson, M.L. 1976. Análisis químico de Suelos. Omega: 662 p. Barcelona.
- Keller, G.; Adatte, T.; Tantawy, A.A.; Berner, Z.; Stinnesbeck, W.; Stueben, D.; Leanza, H.A. 2007. High stress late Maastrichtian-early Danian palaeoenvironment in the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 28: 939-960.
- Kilham, P.; Soltau Kilham, S. 1980. The evolutionary ecology of phytoplankton. *In* The Physiological Ecology of Phytoplankton (Morris, I.; editor). *Studies in Ecology* 7: 493-570. Oxford.
- Lees, J. 2002. Calcareous nannofossil biogeography illustrate paleoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean. *Cretaceous Research* 23: 537-634.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *In* Cuencas Sedimentarias Argentinas. (Chebli, G.; Spalletti, L.; editors). Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.
- Malumián, N. 1969. First Report about Fossil Nannoplankton from Neuquen, Argentina. *Sonderd. aus den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*: 3-93.
- Malumián, N.; Echevarría, A.; Martínez Macchiavello, J.C.; Náñez, C. 1984. Los microfósiles. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas: 485-526. Bariloche.
- Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In* Proceedings of the Planktonic Conference, No. 2 (Farinacci, A.; editor). Tecnoscienza: 739-785. Roma.
- Minoletti, F.; de Rafelis, M.; Renard, M.; Gardin, S.; Young, J. 2005. Changes in the pelagic fine fraction carbonate sedimentation during the Cretaceous-Paleocene transition: contribution of the separation technique to the study of Bidart section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216: 119-137.
- Moore, D.M.; Reynolds, R.C. 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, 2 Edition, Oxford University Press: 378 p. New York.
- Mount, J. 1985. Mixed siliclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology* 32: 435-442.
- Musso, T.B.; Tunik, M.; Pettinari, G. 2009. Caracterización mineralógica y litofacial de la Formación Roca al norte del Alto Valle del río Negro, Argentina. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 12, Actas: 1-4. Santiago.
- Mutterlose, J. 1996. Calcareous nannofossil palaeoceanography of the Early Cretaceous of NW Europe. *Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg* 77: 291-313.
- Náñez, C.; Concheyro, A. 1997. Límite Cretácico-Paleógeno. *In* Geología y recursos minerales del departamento Añelo, provincia del Neuquén (Ardolino, A.; Franchi, M.; editores). Anales Dirección Nacional del Servicio Geológico 25: 129-150. Buenos Aires.
- Náñez, C.; Malumián, N. 2008. Paleobiogeografía y paleogeografía del Maastrichtiense marino de la Patagonia, Tierra del Fuego y la Plataforma continental argentina, según sus foraminíferos bentónicos. *Revista Española de Paleontología* 23: 273-300.
- Ortega Huertas, M.; Martínez Ruiz, F.; Palomo, I.; Charnley, H. 1995. Comparative mineralogical and geochemical clay sedimentation in the Betic Cordilleras and Basque-Cantabrian Basin areas at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Sedimentary Geology* 94: 209-227.

- Ortega, M.; Palomo, I.; Martínez, F.; González, I. 1998. Geological factors controlling clay mineral patterns across the Cretaceous-Tertiary boundary in Mediterranean and Atlantic sections. *Clay Minerals* 33: 483-500.
- Papu, O.H.; Prámparo, M.B.; Nández, C.; Concheyro, A. 1999. Palinología y micropaleontología de la Formación Jagüel (Maastrichtiano-Daniano), perfil Opasso, Cuenca Neuquina, Argentina. Simposio Paleógeno de América del Sur. *Anales del Servicio Geológico y Minero* 33: 17-31. Buenos Aires.
- Passega, R. 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 41 (9): 1952-1984.
- Perch-Nielsen, K. 1985a. Mesozoic calcareous nannofossils. *In* *Plankton Stratigraphy* (Bolli, H.H.; Saunders, J.B.; Perch-Nielsen, K.; editors). Cambridge University Press: 329-426. Cambridge.
- Perch-Nielsen, K. 1985b. Cenozoic Calcareous nannofossils. *In* *Plankton Stratigraphy* (Bolli, H.H.; Saunders, J.B.; Perch-Nielsen, K.; editors). Cambridge University Press: 427-554. Cambridge.
- Potter, P.E.; Maynard, J.B.; Depetris, P.J. 2005. *Burial. In* *Mud and Mudstones* (Potter, P.E.; Maynard, J.B.; Depetris, P.J.; editors). Springer: 127-155. Heidelberg.
- Reading, H.G. 1996. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications: 168 p. Oxford.
- Robert C.; Chamley H. 1990. Paleoenvironmental significance of clay mineral associations at the Cretaceous-Tertiary passage. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 79: 205-219.
- Ruffell, A.; McKinley, J.M.; Worden, R.H. 2002. Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. *Philosophical Transactions of Royal Society London A* 360: 675-693.
- Salvarredy-Aranguren, M.; Probst, A.; Roulet, M. 2009. Evidencias sedimentarias y geoquímicas de la pequeña edad de hielo en el lago Milluni Grande del Altiplano boliviano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (4): 660-673. Buenos Aires.
- Scasso, R.; Concheyro, A.; Kiessling, W.; Aberhan, M.; Hecht, L.; Medina, F.; Tagle, R. 2005. A tsunami deposit at the Cretaceous/Paleogene boundary in the Neuquén Basin of Argentina. *Cretaceous Research* 26: 283-297.
- Schulte, P.; Speijer, R.P. 2009. Late Maastrichtian-Early Paleocene sea level and climate changes in the Antioch Church Core (Alabama, Gulf of Mexico margin, U.S.A.): A multi-proxy approach. *Geologica Acta* 7 (1-2): 11-34.
- Schulte, P.; Speijer, R.; Mai, H.; Kontny, A. 2006. The Cretaceous-Paleogene (K-P) boundary at Brazos, Texas: Sequence stratigraphy, depositional events and the Chicxulub impact. *Sedimentary Geology* 184: 77-109.
- Schultz, L.G. 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. U.S. Geological Survey Professional Paper 391: 1-31.
- Singer, A. 1988. Illite in aridic soils, desert dusts and desert loess. *Sedimentary Geology* 59: 251-259.
- Street, C.; Bown, P. 2000. Palaeobiogeography of Early Cretaceous (Berriasian-Barremian) calcareous nannoplankton. *Marine Micropalaeontology* 39: 265-291.
- Tantawy, A.A.; Keller, G.; Adatte, T.; Stinnesbeck, W.; Kassab, A.; Schulte, P. 2001. Maastrichtian to Paleocene (Dakhla Formation) depositional environment of the Western Desert in Egypt: Sedimentology, mineralogy and integrated micro- and macrofossil biostratigraphies. *Cretaceous Research* 22: 795-827.
- Thiry, M. 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews* 49: 201-221.
- Tófaló, O.R.; Pazos, P.J. 2010. Paleoclimatic implications (Late Cretaceous-Paleogene) from micromorphology of calcretes, palustrine limestones and silcretes, southern Paraná Basin, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 665-675.
- Tunik, M.; Folguera, A.; Naipauer, M.; Pimentel, M.; Ramos, V. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.
- Uliana, M.A. 1979. *Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias del Neuquén y Río Negro*. Tesis Doctoral (Inédito), Universidad Nacional de La Plata: 117 p. La Plata.
- Uliana, M.A.; Biddle, K.T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 46: 599-614.
- Uliana, M.; Dellapé, D. 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiano-Eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). *In* *Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas* 3: 673-711. Buenos Aires.
- Vallés, J.M.; Impiccini, A. 1998. Improvements in the Argentine bentonites knowledge. *In* *Annual Meeting Clay Mineral Society, No. 35, Book of Abstracts*: 205. Cleveland, Ohio.
- Varol, O. 1998. Paleogene. *In* *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy* (Bown, P.R.; editor). Kluwer Academic Press: 200-224. Dordrecht.

- Velde, B. 1996. Compaction trends of clay-rich deep sediments. *Marine Geology* 133: 193-201.
- Watkins, D.K. 1989. Nannoplankton productivity fluctuations and rhythmically-bedded pelagic carbonates of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 74: 75-86.
- Weaver, C. 1927. The Roca Formation in Argentina. *American Journal of Science* 13 (5): 417-434.
- Weaver, C.E. 1989. *Clays, Muds, and Shales*. Elsevier: 890 p. Amsterdam.
- Wichmann, R. 1927. Los estratos con Dinosaurios y su techo en el Este del Territorio del Neuquén. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Publicación 32: 3-25. Neuquén.
- Wind, F.H. 1979. Maastrichtian-Campanian nannofloral provinces of the southern Atlantic and Indian Oceans. *In Results of Deep Drilling in the Atlantic Oceans: Continental margins and paleoenvironments* (Talwani, M.; Hay, W.W.; Ryan, W.B.F.; editors). American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 3: 123-137. Washington.
- Wind, F.H.; Wise, S. 1976. Jurassic to Holocene calcareous nannofossils from the Falkland (Malvinas) Plateau. *Antarctic Journal of United States* 11 (3): 169-171.
- Windhausen, A. 1919. Rasgos de la historia geológica de la planicie costanera en la Patagonia septentrional. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 23: 319-364. Córdoba.
- Yrigoyen, M. 1979. Cordillera Principal. *In Geología Regional Argentina* (Turner, J.C.M.; editor). Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Segundo Simposio I: 651-694.

Addenda

Listado correspondiente a los géneros y especies de nanofósiles calcáreos reconocidos en los perfiles estudiados, ordenados alfabéticamente. La mayoría de las referencias citadas pueden hallarse en Perch-Nielsen (1985a, b) y Bown (1998).

- Acanthoica* sp.
Acuturris scotus (Risatti, 1973) Wind y Wise, 1977
Ahmuellerella regularis (Górka, 1957) Reinhardt, 1966
Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, 1959
Arkhangelskiella maastrichtiana Burnett, 1997
Biantholithus sparsus Bramlette y Martini, 1964
Biantholithus sp.
Biscutum constans (Górka, 1957) Black in Black y Barnes, 1959
Biscutum melaniae (Górka, 1957) Burnett, 1997
Biscutum notaculum Wind y Wise in Wise y Wind, 1977
Biscutum sp.
Braarudosphaera bigelowii (Gran y Braarud, 1935) Deflandre, 1947
Braarudsphaera alta Romein 1979
Chiastolithus danicus (Brotzen, 1959) Hay y Mohler, 1967
Chiastozygus garrissonii Bukry, 1969
Chiastozygus ultimus Perch-Nielsen, 1981
Coccolithus cf. *C. pelagicus* (Wallich, 1871) Schiller, 1930
Coccolithus cf. *C. subpertusus*
Cretarhabdus conicus Bramlette y Martini, 1964
Cribrosphaerella daniae Perch-Nielsen, 1973
Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952
Cruciplacolithus primus Perch-Nielsen, 1977
Cruciplacolithus tenuis (Stradner, 1961) Hay y Mohler, 1967
Cruciplacolithus sp.
Cyclagelosphaera margerelii Noël 1965
Cyclagelosphaera reinhardtii (Perch-Nielsen, 1968) Romein, 1977
Eiffellithus gorkae Reinhardt, 1965
Eiffellithus parallelus Perch-Nielsen, 1973
Eiffellithus turriseiffelii (Deflandre in Deflandre y Fert, 1954) Reinhardt, 1965
Eiffellithus striatus (Black, 1971) Applegate y Bergen, 1988
Gartnerago diversum Thierstein, 1972
Gartnerago segmentatum (Stover, 1966) Thierstein, 1974
Goniolithus fluckigeri Deflandre, 1957
Hornibrookina edwardsii Perch-Nielsen, 1977
Hornibrookina teuriensis Edwards, 1973
Kamptnerius magnificus Deflandre, 1959
Lanternithus duocavus Locker, 1967
Lithraphidites carniolensis Deflandre, 1963
Lithraphidites quadratus Bramlette y Martini, 1964
Lucianorhabdus cayeuxii Deflandre, 1959
Manivitella pemmatoidea (Deflandre in Manivit, 1965) Thierstein, 1971
Markalius apertus Perch-Nielsen, 1979
Markalius inversus (Deflandre in Deflandre y Fert, 1954) Bramlette y Martini, 1964

- Micrantholithus entaster* Bramlette y Sullivan, 1961
Micrantholithus pinguis Bramlette y Sullivan, 1961
Micrantholithus hoschulzi (Reinhardt, 1966) Thierstein, 1971
Micrantholithus vesper Deflandre in Deflandre y Fert, 1954
Microrhabdulus decoratus Deflandre, 1959
Micula concava (Stradner in Martini y Stradner, 1960) Verbeek, 1976
Micula decussata Vekshina, 1959
Micula murus (Martini, 1961) Bukry, 1973
Micula swastica Stradner y Steinmetz, 1984
Nannoconus circularis Déres y Achéritéguy, 1980
Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955
Neochiastozygus modestus Perch-Nielsen, 1971
Neochiastozygus perfectus Perch-Nielsen, 1971
Neochiastozygus primitivus Perch-Nielsen, 1981
Neochiastozygus sp.
Neocrepidolithus cruciatus (Perch-Nielsen, 1979) Perch-Nielsen, 1981
Neocrepidolithus neocrassus (Perch-Nielsen, 1968) Romein, 1979
Neocrepidolithus dirimosus (Perch-Nielsen, 1979) Perch-Nielsen, 1981
Neocrepidolithus sp.
Nephrolithus frequens Górká, 1957
Nodosella elegans Perch-Nielsen, 1981
Octolithus multiplus (Perch-Nielsen, 1973) Romein, 1979
Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968
Prediscosphaera spinosa (Bramlette y Martini, 1964) Gartner, 1968
Prediscosphaera stoveri (Perch-Nielsen, 1968) Shafik y Stradner, 1971
Retecapsa crenulata (Bramlette y Martini, 1964) Grün in Grün y Allemann, 1975
Retecapsa surirella (Deflandre y Fert, 1954) Grün in Grün y Allemann, 1975
Rhagodiscus angustus (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971
Rhagodiscus reniformis Perch-Nielsen, 1973
Rhagodiscus splendens (Deflandre, 1953) Verbeek, 1977
Rotelapillus laffittei (Nöel, 1956) Nöel, 1973
Staurolithites mielnicensis (Górká, 1957) Perch-Nielsen, 1968
Staurolithites sp.
Thoracosphaera operculata Bramlette y Martini, 1964
Thoracosphaera saxea Stradner, 1961
Toweius africanus (Perch-Nielsen, 1981) Perch-Nielsen, 1984
Watznaueria barnesiae (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968
Watznaueria biporta Bukry, 1969
Watznaueria britannica (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964
Watznaueria fossacincta (Black, 1971) Bown in Bown y Cooper, 1989
Watznaueria ovata Bukry, 1969
Zeughrabdotus diplogrammus (Deflandre in Deflandre y Fert, 1954) Burnett in Gale et al., 1996
Zeughrabdotus embergeri (Nöel, 1958), Perch-Nielsen, 1984
Zeughrabdotus sigmoides (Bramlette y Sullivan, 1961) Bown y Young, 1997
Zeughrabdotus spiralis (Bramlette y Martini, 1964) Burnett, 1998