



**VNiVERSiDAD
D SALAMANCA**

**Bioestratigrafía y Biocronología de
Nanofósiles Calcáreos del Mioceno
en el Norte de Colombia y Caribe**

Alejandra Eugenia Mejía Molina

**Tesis Doctoral
Salamanca, 2010**

Portada de la Tesis modificada de:
Red and Violet Sea. Digital Art por Michael Dykstra
<http://fineartamerica.com/featured/red-and-violet-sea-michael-dykstra.html>



**VNIVERSIDAD
D SALAMANCA**

Departamento de Geología

**Bioestratigrafía y Biocronología de Nanofósiles Calcáreos del
Mioceno en el Norte de Colombia y Caribe**

Alejandra Eugenia Mejía Molina

Tesis Doctoral

Salamanca, noviembre de 2010



**VNiVERSiDAD
D SALAMANCA**

**Bioestratigrafía y Biocronología de Nanofósiles Calcáreos del
Mioceno en el Norte de Colombia y Caribe**

Memoria presentada por **Alejandra Eugenia Mejía Molina** para optar al
grado de **Doctor en Ciencias Geológicas** por la **Universidad de Salamanca**.

Directores de la Tesis:

Dr. José Abel Flores Villarejo

Catedrático del Departamento de Geología. Área de Paleontología.

Facultad de Ciencias.

Universidad de Salamanca.

Dr. Francisco Javier Sierro Sánchez

Catedrático del Departamento de Geología. Área de Paleontología.

Facultad de Ciencias.

Universidad de Salamanca.

Salamanca, noviembre de 2010

Dr. D. José Abel Flores Villarejo y Dr. D. Francisco Javier Sierro Sánchez, profesores catedráticos del Área de Paleontología en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca

CERTIFICAN QUE:

Dña. **Alejandra Eugenia Mejía Molina** ha realizado, bajo nuestra dirección en el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, la investigación:

Bioestratigrafía y Biocronología de Nanofósiles Calcáreos del Mioceno en el Norte de Colombia y Caribe

Y para que conste, firmamos el presente certificado en Salamanca, en 26 de noviembre de 2010

Los directores:

José Abel Flores Villarejo

Francisco Javier Sierro Sánchez

La doctoranda:

Alejandra Eugenia Mejía Molina

La realización de esta tesis doctoral ha sido posible mediante la financiación obtenida del Convenio de Cooperación Tecnológica USAL-ECOPETROL (001 de 2007) y del proyecto GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067).

Resumen

Los nanofósiles calcáreos tienen un uso excepcional en bioestratigrafía de sedimentos pelágicos porque son abundantes, plantónicos, evolucionaron rápidamente y tienen una distribución cosmopolita. En este estudio se presentan los resultados derivados del análisis bioestratigráfico de este grupo fósil en la sección del Arroyo Alférez y del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4; además de la detallada revisión bioestratigráfica llevada a cabo para el intervalo seleccionado del testigo oceánico ODP 165, Site 999. Dichas secuencias fueron recuperadas en la Cuenca de Colombia (Mar Caribe) y en cercanías del Carmen de Bolívar (área continental de Colombia). La presencia de baja a mediana de múltiples taxones de nanofósiles calcáreos razonablemente bien preservados, caracterizan las secuencias continentales del Arroyo Alférez y del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. En tanto que el registro del ODP 999, presenta intervalos de baja preservación hasta excelente (mínima disolución). Para la biozonación propuesta en este estudio se han escogido los esquemas de Martini (1971), Bukry (1973, 1975) y Okada & Bukry (1980), entre otros. No obstante los diversos grados de preservación de los especímenes y las abundancias registradas, en las secuencias se proponen eventos estándar y alternativos que comprenden una resolución a nivel de especie de ~ 0.431 Ma y de ~ 0.257 Ma en el Arroyo Alférez y el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4; respectivamente. En lo que respecta al ODP 999 el grado de resolución se incrementa desde ~ 0.604 Ma (Kameo & Bralower, 2000) hasta ~ 0.316 Ma. Estos datos se constituyen en los más resolutivos que existen actualmente para la zona de estudio. No sólo están referidos a los eventos de nanofósiles calcáreos, sino que ninguna otra herramienta fósil marina o de continente, permite una resolución mayor. La identificación de horizontes de nanofósiles cronológicamente datados afines a las tres secciones enmarca un modelo bioestratigráfico más refinado y permite una aproximación a las condiciones paleoceanográficas que se presentaron en el complejo escenario del Caribe colombiano. El análisis de las secuencias deja al descubierto la compleja dinámica paleoceanográfica del Mar Caribe y pone de manifiesto la necesidad de profundizar en aspectos de la paleoecología de los nanofósiles calcáreos. Lo anterior se ve reflejado en la identificación de eventos alternativos a los clásicos, varios de los cuáles no presentan una distribución regional y que habrían estado profundamente influenciados por la posición de las masas continentales, la distribución de las corrientes oceánicas y la proximidad a la plataforma continental. El análisis detallado de la concurrencia o aparente "diacronismo" en ciertos horizontes sugiere que en los registros se presentan hiatos, los cuáles no representan un considerable rango de tiempo faltante tal que afecten la identificación de las zonas de nanofósiles calcáreos. O bien la ausencia o diacronismo de un horizonte en particular han sido debidas a restricciones ecológicas. Es así como los eventos referidos a los grupos *Triquetrorhabdulus* y *Helicosphaera* son fiables y de fácil identificación en la sección del Arroyo Alférez y del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4; las cuales habrían estado situadas en ambientes neríticos. En tanto que la asociación de nanofósiles calcáreos del testigo ODP 999 representada principalmente por *Discoaster* y *Sphenolithus* es más diversa y refleja condiciones de mar abierto. Niveles de máxima productividad de ciertas especies del género *Sphenolithus* relacionadas o no con importantes variaciones en las tasas de sedimentación y cambios acusados en la asociación, constituyen rasgos notables en el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 y el ODP 999. Estos aspectos destacados aportan información estratégica para aunar esfuerzos en el conocimiento de los cambios climáticos globales que se generaron en el pasado a bajas latitudes.

Palabras clave: Nanofósiles calcáreos, Cocolitóforos, Cenozoico, Bioestratigrafía, Mar Caribe, Colombia.

Abstract

Very few stratigraphic and biostratigraphic studies have been done in the land areas of NE South America based on marine fossil faunas and there are few modern paleoceanographic and biostratigraphic calcareous nannofossil reconstructions. A better approximation to paleoceanographic conditions for offshore Colombian Caribbean are compiled in several publications referred to the ODP 165 expedition, concretely for site 999 (Kameo & Bralower, 2000 and references therein). Calcareous nannofossils are one the best micropaleontological group used in many disciplines because of their importance in paleoenvironmental reconstruction and stratigraphy. The biostratigraphic zonation proposed constitutes the first calcareous nannoplankton research to construct a biochronologic scheme for the Cenozoic of northern Colombia, which has direct applications for oil exploration in the offshore areas of the Colombian Caribbean basin. Its correlation with the well-calibrated ODP Site 999 offshore record provides a robust biostratigraphic framework. In this research, the classical biostratigraphic calcareous nannofossil-based schemes proposed by Martini (1971) and Bukry (1973, 1975) later codified by Okada & Bukry (1980) for the subdivision of Cenozoic have been chosen, because those were established in detailed sequences of the Caribbean Sea. In order to obtain insights into the changes in paleoceanographic conditions and establish biostratigraphic zonation a detailed sampling was carried out in three sequences. Two were recovered in onshore Colombian and the other corresponds to an offshore core drilled in Caribbean Sea. The onshore sequences, Arroyo Alférez and Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 are one of the best Neogene sequences known for the Lower Magdalena Valley. The offshore core ODP 165, Site 999 is located on a previously unnamed rise (Kogi Rise) in the Colombian basin (Western Caribbean). In general, the record is partially continuous and the preservation of nannoplankton assemblage is medium to good. Most of bioevents used are consistently recognizable in the record analyzed. Many other supplementary biohorizons improved the biostratigraphic resolution until ~0.431 Ma and ~0.257 Ma in the Arroyo Alférez and Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4; respectively. While in the ODP 999 it was increased from ~0.604 Ma (Kameo & Bralower, 2000) to ~0.316 Ma. However it is important to mention the evident lack of stratigraphic levels identified in the proximal sequences, the Arroyo Alférez and the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. The lost levels represent lack of sedimentation and constitute hiatuses but the events of calcareous nannofossils which are defined zone boundaries are not affected. On the other hand this investigation did not reveal the presence of hiatus at any level of ODP 999 record. The global and regional changes occurred in the Caribbean sequences considered in this study are well reflected in the nannofossil assemblage character and in their fluctuation pattern. Exceptional abundances in some species of *Sphenolithus* were registered in both, the ODP 999 and the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 sections. They are related or no with important changes in sedimentation rate, assemblage distribution and abundance pattern and represents a potential key for future paleoceanographic interpretations.

Keywords: Calcareous Nannofossils, Coccolithophores, Cenozoic, Biostratigraphy, Caribbean Sea, Colombian.

Presentación y Justificación de la Tesis

Los nanofósiles calcáreos son uno de los principales grupos fósiles usados en la industria del petróleo para determinar la edad relativa y la correlación de litofacies identificadas en pozos de gas y aceite. Fueron inicialmente utilizados en la industria de hidrocarburos en los años sesenta y durante los ochentas, rápidamente ganaron reconocimiento (Crux & Van Heck, 1989). En los últimos años con el desarrollo de técnicas de perforación horizontal, los nanofósiles calcáreos han sido muy usados en operaciones de extracción tipo *biosteer* en el sitio de pozo, además durante perforaciones de alta presión en varias cuencas alrededor del mundo (Ej. Mar del Norte, Yemen, Vietnam, Cuba o Rumania). Sin embargo, el enorme potencial de estos organismos en bioestratigrafía no había sido implementado con robustez en secciones continentales y de mar abierto en el Caribe colombiano.

Con el objeto de establecer un marco bioestratigráfico de resolución media se proyectó un exhaustivo análisis bioestratigráfico más o menos convencional de la sección de superficie del Arroyo Alférez y del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. Además, de una detallada revisión bioestratigráfica del testigo oceánico ODP 999 realizado con el objetivo de incrementar la resolución inicialmente propuesta por Kameo & Bralower (2000). Dicho estudio es el más resolutivo para el Caribe colombiano con nanofósiles calcáreos hasta el día de hoy. La razón fundamental de la carencia de estudios resolutivos basados en nanofósiles calcáreos en el Norte de Colombia no sólo estaba referida al escaso uso de la herramienta paleontológica sino a que los datos disponibles corresponden a escuetos informes de compañías petroleras que por su carácter confidencial no han sido publicados.

El reto asumido en esta investigación no sólo se relacionaba con revisar la posición estratigráfica de los eventos estándar, sino identificar y proponer eventos nuevos

comparables con todos los estándares propuestos y susceptibles de ser contrastados con eventos cronológicamente datados; mediante la utilización de métodos estadísticos, análisis de procesos tafonómicos, caracterización biométrica y precisión taxonómica a nivel de especie.

Como la mayoría de los productores primarios, la distribución de los cocolitóforos (y nanofósiles calcáreos asociados) está controlada por diversos parámetros (Winter *et al.*, 1994), como la disponibilidad de nutrientes, la disponibilidad de luz y la temperatura; ésta última relacionada a gran escala con la circulación oceánica (Bown & Young, 1998). De esta manera, los patrones de distribución de las asociaciones de cocolitóforos y nanofósiles calcáreos son usados para inferir la dinámica de las aguas superficiales, los patrones de condiciones de temperatura y circulación oceánica y los gradientes de productividad (e.g. McIntyre & Bé, 1967; Okada & McIntyre, 1977; Lohmann & Carlson, 1981; Chepstow-Lusty *et al.*, 1989; Molfino & McIntyre, 1990; Young, 1994; Beaufort *et al.*, 2001; Flores *et al.*, 2005; Flores *et al.*, 2010; entre otros); partiendo del supuesto teórico de que sus restos fósiles reflejan las características químicas de las masas de agua donde habrían vivido (Roth, 1994). Las secuencias seleccionadas para su estudio son óptimas para potenciales estudios paleoceanográficos de mayor resolución.

La futura integración de los resultados derivados de esta investigación con otras secuencias continentales y de mar abierto permitirá refinar el modelo paleoceanográfico regional, con información estratégica en aras de develar el complejo comportamiento ecológico de la nanoflora y su relación con la dinámica de las masas de agua superficial a bajas latitudes.

Agradecimientos

Todo comenzó cuando el ser más dulce que me ama, mi abuelita -ahora residente del cielo desde hace tres años- me dijo que tuviera cuidado con lo que soñaba porque se cumplía y mi alma tenía que estar preparada. Y fue mi hermosa impulsora, mi mamá preciosa, quién fervientemente apoyó a su “princesa” para que hoy pueda tener el honor de escribir unos agradecimientos que sin duda no serán suficientes. Las amo, las amo, las amo, las amo...

Mi Profe, el Dr. José Abel Flores es el gestor de esta investigación, es quién ha creído en mi capacidad de trabajo, en la seriedad de mi compromiso cuando no tenía beca y quién me ha embarcado en esta aventura cocolitoforal. Además ha permitido -hasta donde la cordura lo indica- que mi natural lirismo imprima su huella en cada cosa que hago. Muchas gracias Profe además por las lecturas maravillosas que ha puesto a mi alcance. También agradezco con especial afecto al Dr. Francisco Javier Sierro y Dra. María Ángeles Bárcena. Paco, Lines gracias por sus consejos durante mi adaptación a la vida salmantina, por estar siempre dispuestos a corregirme o a indicarme nuevos caminos para resolver dudas dentro del complejo mundo de la Paleocianografía.

El Dr. Vladimir Torres Torres cuando hacía parte de Ecopetrol, es quién abrió las puertas de la financiación de este proyecto y quién le ha dado alas al campo de los nanofósiles calcáreos para su incorporación exitosa en la industria del petróleo en Colombia. Ahora desde su posición en Exxonmobil sigue apoyando mi camino con su amistad y consejo. Mi reconocimiento y gratitud a la Empresa Colombiana de Petróleo, Ecopetrol por haber destinando recursos para que esta tesis sea una muestra más de su importante compromiso con la investigación en Colombia. Las directivas y el personal de la empresa son garantía del buen manejo de los recursos de Colombia y constituyen un baluarte profesional y ético destacado.

También las actividades formativas y de divulgación de los resultados de este trabajo han sido posibles al soporte financiero y científico del proyecto GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO). Agradecer al personal PDI y PDA de la Universidad de Salamanca y en particular a los profesores del área de Paleontología, Geodinámica y Estratigrafía que han sido testigos de mi camino. Su amabilidad ha hecho que el día a día de transitar por los corredores y cumplir con mis trámites administrativos sea más agradable.

Many thanks to Dr. Hanno Kinkel and Dr. Sebastian Meier who kindly hosted me during my research stay in the Universität zu Kiel, Germany. Thank them for give me helpful suggestions, nice multicultural lunches, training in the SEM laboratory and the short marine adventure. I am really grateful with the rest of people that I met in Kiel, especially Dr. Jenny Lezius and Dr. Sven Nielsen.

De antemano me disculpo con los cómplices de mi particular esencia, amigos, compañeros y conocidos que no he de nombrar aquí. Serían unas páginas interminables...pero cada uno de ellos es artífice de este manuscrito. Sobre todo quiénes han y siguen siendo parte de mi vida afectiva, ellos saben lo mucho que les agradezco la hermosa energía con que me han obsequiado durante muchos años algunos, y otros durante menos tiempo; pero todos infatigables.

Mis compañeros de investigación actuales y los que ya se han ido del área de Paleontología han participado activamente en mi formación con su ayuda, colaboración y tolerancia. Su paciencia y respeto son un ejemplo de cómo se debe saber estar en un grupo donde las tareas pendientes son de nunca acabar. Mis días en el laboratorio no habrían sido divertidos sin los técnicos que lo “habitan” con su irresistible buen humor. A todos mis mejores deseos y afecto.

Mi gente bella multiétnica, mis amigos en Colombia y qué alegría poder decir, mis amigos en España, Estados Unidos, Alemania...quiénes lanzan por la borda todo mi mal humor y le ponen color y ternura a muchos de mis sueños. Quiénes pacifican también los oscuros pasajes de la insoportable Alejandra de muchos días. Los que sabían mis anhelos cuando apenas sí sabía leer. Los que me mostraron las maravillas de la geología. Abrazos a millares y mi comunión intensa con quiénes me han precedido en el camino a la eternidad.

Mi hermosa y pequeña familia que es el milagro de amor más maravilloso que me ha otorgado el destino. Soy lo que soy por ustedes, por su dulzura, por sus regaños, por sus valores...Mi felicidad de hoy es la de ustedes y para ustedes. Para mis "hermanitos", mis pequeños diablitos, mis mascotas felices con quienes por fin me siento una con el universo.

Porque amar y ser amado es la salvación, es la redención, es la plenitud, es el camino...

"Es eso que has dejado lo que persigues, si quieres saber lo que eres, tendrás que preguntárselo a las piedras y al agua, si quieres descifrar el idioma en que hablan los brujos de tus sueños, interroga las fábulas que te contaron la primera noche ante el fuego. Porque no hay río que no sea tu sangre, no hay selva que no esté en tus entrañas, no hay viento que no sea secretamente tu voz y no hay estrellas que no sean misteriosamente tus ojos. Dondequiera que vayas llevarás esas viejas preguntas, nada encontrarás en tus viajes que no estuviera desde siempre contigo, y cuando te enfrentes con las cosas más desconocidas, descubrirás que fueron ellas quienes arrullaron tu infancia".

El País de la Canela

William Ospina (Colombia, 1954 - y quieran los hados que por muchos años más)

*Dedicado a mi abuelita en el cielo, a mi mamá en la tierra,
al inefable lugar que decidió darme la vida: Colombia,
a España a quién ya siento como parte mía, a mi esponjoso
y a mi obstinada condición de ciudadana del mundo.*

Tabla de Contenido

1. Introducción	3
1.1 Objetivos Generales.....	6
1.1.1 Objetivos Particulares	7
1.2 Artículos que hacen parte de esta Tesis	7
2. Escenario Geológico	11
2.1 Entorno geológico de las secuencias del Arroyo Alférez y del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4	11
2.1.1 Escenario geológico regional para el Oligoceno-Mioceno medio en el Norte de Colombia	13
2.1.2 Evolución tectónica durante el Oligoceno-Mioceno Temprano	14
2.1.3 Evolución tectónica durante el Mioceno Temprano-Mioceno Tardío	14
2.2 Entorno geológico del ODP, Site 999	15
2.2.1 Evolución geológica en la Cuenca de Colombia, escenario del ODP 999	16
2.2.2 Principales eventos geológicos para el Mioceno medio/Mioceno tardío: levantamiento de los Andes y sedimentación del abanico del Magdalena	18
2.3 Descripción litoestratigráfica de las secuencias analizadas	18
2.3.1 Arroyo Alférez	20
2.3.2 Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4	24
2.3.3 ODP 165, Site 999	25
3. Cocolitóforos y Nanofósiles Calcáreos	31
3.1 Introducción	31
3.1.1 Cocolitóforos y nanofósiles calcáreos en el registro	35
3.1.2 Biología de los cocolitóforos	37

3.1.3 Evolución de los coccolitóforos durante los últimos 220 Ma	40
3.2 Ecología y biogeografía de los coccolitóforos	44
3.2.1 Estado del arte de algunos aspectos de la ecología y biogeografía de las asociaciones de coccolitóforos y nanofósiles calcáreos identificadas	47
4. Bioestratigrafía con Nanofósiles Calcáreos	57
4.1 Esquemas bioestratigráficos basados en nanofósiles calcáreos para el Paleógeno y Neógeno	57
4.2 Zonación bioestratigráfica	61
4.3 Sección del Arroyo Alférez	61
4.3.1 Eoceno	61
4.3.2 Eventos bioestratigráficos en el límite Eoceno/Oligoceno	66
4.3.3 Oligoceno	67
4.3.4 Eventos bioestratigráficos en el límite Oligoceno/Mioceno	75
4.3.5 Mioceno	77
4.4 Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4	85
4.4.1 Oligoceno	86
4.4.2 Eventos bioestratigráficos en el límite Oligoceno/Mioceno	88
4.4.3 Mioceno	90
4.5 ODP 165, Site 999	98
4.5.1 Eventos bioestratigráficos en el límite Oligoceno/Mioceno	100
4.5.2 Mioceno	101
5. Biocronología	121
5.1 Edades astronómicas estimadas de horizontes de nanofósiles calcáreos	122
5.2 Horizontes de nanofósiles calcáreos en el Arroyo Alférez	129

5.3 Horizontes de nanofósiles calcáreos en el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4	136
5.4 Horizontes de nanofósiles calcáreos en el ODP 999	141
6. Evolución Paleocyanográfica del Mioceno temprano a tardío	151
6.1 Indicadores de productividad	153
6.2 Variaciones en la abundancia en las secciones proximales: sección del Arroyo Alférez y del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4	157
6.3 Variaciones en la abundancia en la sección de mar abierto: testigo ODP 999	162
6.4 Evolución paleocyanográfica para el Norte de Colombia y Mar Caribe	165
7. Conclusiones	173
7.1 Sección del Arroyo Alférez	175
7.2 Sección del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4	177
7.3 Sección del ODP 999	179
8. Summary of PhD Project	183
Abstract	185
1. Techniques	187
2. Geological Setting	189
2.1 The Carmen de Bolivar, Estratigráfico 4 and the Arroyo Alférez Sections	190
1.3 The ODP 999 Section	192
3. Coccolithophores and Calcareous Nannofossils	193
4. Calcareous Nannofossils Biostratigraphy	195
5. Biochronology	198
6. Paleocyanographical Evolution since early Miocene to late Miocene	200

7. Conclusions	205
7.1 The Arroyo Alférez Section	205
7.2 The Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 Section	207
7.3 The ODP 999 Section	208
Referencias	213
Anexos	



Introducción

1. Introducción

Los nanofósiles calcáreos –aún si fueron descritos originalmente como granos minerales inorgánicos- fueron inicialmente descubiertos a mediados del siglo XIX por el alemán Ehrenberg (Ehrenberg, 1836), considerado el padre de la micropaleontología (Bellas, 1997). Desde su primera referencia “como componente inorgánico” hasta su utilización por primera vez como herramienta bioestratigráfica (Bramlette & Riedel, 1954), innumerables investigaciones han sido publicadas. No obstante, la mayoría de ellas están referidas a la descripción y sistemática de las nuevas especies. Ver la infinidad de referencias al respecto en Jordan & Kleijne (1994) y la compilada por Bown (1998).

No fue hasta los años 60's cuando la aplicación de los nanofósiles calcáreos en bioestratigrafía comenzó a ser habitual para datar sedimentos pelágicos recuperados durante las primeras perforaciones en el océano. Estas dataciones fueron llevadas a cabo en los proyectos pioneros MOHOLE y JOIDES Projects (Martini & Bramlette, 1963; Bramlette & Wilcoxon, 1967; Roth & Hay; en: Hay *et al.*, 1967; Roth, 1968; en: Bellas, 1997). El límite superior de *Coccolithus formosus* fue el primer datum informal de nanofósiles calcáreos propuesto como susceptible de ser correlacionado a nivel mundial por Martini (1969); en: Bellas (1997).

La utilidad de los nanofósiles calcáreos como datum bioestratigráfico fue inicialmente mostrada por Roth (1970). El mencionado autor propuso diez eventos de nanofósiles para el intervalo Eoceno a Mioceno. Muchos de los cuáles han sido considerados en múltiples investigaciones y siguen siendo tenidos en cuenta, actualmente, con algunas modificaciones. Sin embargo, el enorme potencial de estos organismos en bioestratigrafía, no fue evidente hasta el inicio del Deep Sea Drilling Project (DSDP) y posteriores, el Ocean Drilling Program (ODP) y el vigente Integrated Ocean Drilling Program (IODP). Durante el desarrollo de estos proyectos, cientos de miles de metros de registro han sido recuperados y han sido objeto de la aplicación de diversos esquemas bioestratigráficos basados en nanofósiles calcáreos como los clásicos de Martini & Worsley (1970), Martini (1971) y Okada & Bukry (1980); entre otros.

La región Caribe presenta un gran variedad de problemas geológicos relacionados con

la evolución de las placas tectónicas, la naturaleza de su corteza oceánica o basamento, la historia de la dinámica climática y oceánica, además de la apertura y cierre del pasaje oceánico de Panamá. Pocas campañas oceanográficas han sido llevadas a cabo en la región. Con la excepción del DSDP 502, la región Caribe no había sido perforada por el Ocean Drilling Program o el Deep Sea Drilling Project en las últimas dos décadas. La campaña más reciente, la del ODP Leg 165 (Caribbean Ocean History and the Cretaceous/Tertiary Boundary Event), se planeó con dos objetivos principales: identificar la naturaleza del límite Cretácico/Terciario; y la influencia de los mares tropicales en la historia oceánica global y la evolución climática. Esta campaña oceanográfica se llevó a cabo a bordo del Drilling Vessel JOIDES Resolution, desde diciembre de 1995 a febrero de 1996. En la cual fueron perforados los Sites 998-1002.

El Site 999 A, correspondiente a la Cuenca de Colombia (2839 msm) se presenta como una herramienta estratégica para entender la complejidad geológica y paleoclimática de las secuencias de mar abierto del norte de Colombia. Toda vez que existen pocos estudios realizados en la zona del mar Caribe y que además de ser de baja resolución, no han aportado muchos datos acerca de la bioestratigrafía basada en nanofósiles calcáreos. Una herramienta bioestratigráfica de fácil preparación en el laboratorio (Anexo 1), que en la última década se ha mostrado como estratégica y de gran utilidad para la datación de secuencias oceánicas; y que es ahora mismo indispensable en cualquier campaña bioestratigráfica de secuencias marinas.

En Colombia -y por ende en el Caribe Colombiano- no existían estudios recientes basados en nanofósiles calcáreos, ni en cuanto a los eventos bioestratigráficos presentes ni en cuanto a su aplicación paleoceanográfica hasta los que se han generado a través del convenio USAL/ICP-Ecopetrol que ha concebido esta investigación y que se presentan compilados en este trabajo. Los datos anteriores corresponden a escuetos informes de bioestratígrafos de compañías petroleras que se han quedado a la saga de la tecnología de punta que ahora se está desarrollando para dar más peso a la herramienta micropaleontológica basada en estos organismos y que además, por su carácter confidencial no han sido publicados.

Diversos esquemas de biozonaciones bioestratigráficas basadas en nanofósiles calcáreos han sido propuestos para el Cenozoico (e.g. Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980).

Para la biozonación clásica propuesta en este estudio, se han escogido los esquemas de Martini (1971) y Bukry (1973, 1975) para subdividir el Eoceno, Oligoceno y Mioceno porque estas zonaciones se establecieron con base en secuencias muy detalladas del Caribe. Para la biozonación propuesta en este estudio, se han escogido los esquemas de Martini (1971) y Bukry (1971b, 1973, 1975) para subdividir el Eoceno, Oligoceno y Mioceno. Además, se tienen en cuenta eventos adicionales propuestos por varios autores (e.g. Gartner, 1992; Okada & Bukry, 1980, Raffi & Flores, 1995, Theodoridis, 1984, Varol, 1989, Bown, 1998). Así mismo, los horizontes de nanofósiles identificados en esta investigación se calibraron con las edades sugeridas por Bergreen *et al.* (1995), Raffi & Flores (1995) y Raffi *et al.* (2006); entre otros. Las secuencias estudiadas, la sección de superficie del Arroyo Alférez, el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 y el testigo oceánico ODP 999 (Figura 1), abarcan un intervalo de tiempo desde el Eoceno tardío hasta el Mioceno medio; correspondiente a las zonas NP18 (CP15a) hasta la NN10 (CN8) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980), respectivamente.

Estas investigaciones pasadas y las que hoy día se están continuamente desarrollando, han demostrado la utilidad de estos microfósiles en la determinación de edades relativas y su aplicación en la correlación de secuencias a escala global. Además, dentro de la columna de agua hay diversos parámetros que afectan las comunidades planctónicas en general, tanto a escala espacial como temporal. Debido a su carácter fotosintético, los cocolitóforos están restringidos a la zona fótica de los océanos. No se considera que sean indicadores de fenómenos de alta productividad o de condiciones de surgencia de las aguas (como se le atribuye a las diatomeas), pero su eclosión está relacionada con condiciones de turbulencia y disponibilidad de nutrientes intermedias y cuando el rango de temperatura y luminosidad son adecuados (e.g. Brand, 1994; Henrikson, 1996; Kinkel *et al.*, 2000). De esta manera se constituyen en indicadores invalorable de cambios paleoceanográficos.

Algunas de estas inquietudes son retomadas mediante el análisis bioestratigráfico disponible, patrones de abundancia y caracterización morfológica de las especies de las asociaciones identificados. Y en esa medida se realizaron análisis para clarificar aspectos relacionados con los patrones de distribución, abundancia y morfología de algunos taxones en particular.

Este estudio resalta algunas dificultades en cuanto a la taxonomía de las asociaciones del Caribe colombiano y hace énfasis en la ausencia de reconstrucciones paleoecológicas detalladas.

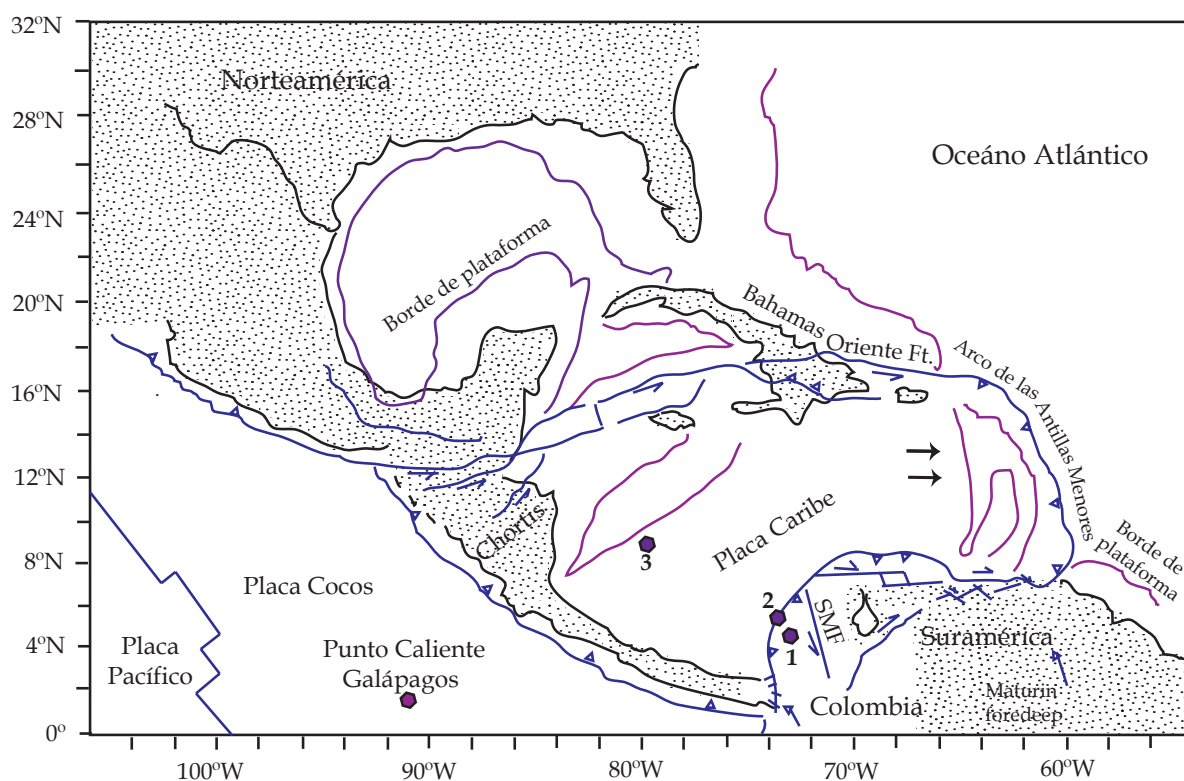


Figura 1. Localización geográfica de las secuencias estudiadas en el Mioceno temprano.

1, Sección del Arroyo Alférez, 2, Estratigráfico 4; 3, ODP 165, Site 999, Hole A.

Esquema modificado de Acton *et al.* (2000).

1. 1 Objetivos Generales

* Analizar las secuencias del Arroyo Alférez, el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 y del ODP 999 en los intervalos seleccionados.

* Proponer una escala bioestratigráfica integrada para cada sección con la identificación de los eventos bioestratigráficos clásicos y/o otros eventos de nueva definición.

- * Contrastar la posición relativa de los marcadores bioestratigráficos identificados en las secciones del Arroyo Alférez, el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 y del ODP 999 con respecto a las edades astronómicamente calibradas disponibles; su probable diacronismo y relación con faltantes estratigráficos regionales y/o locales.
- * Analizar las asociaciones fósiles de nanopláncton calcáreo y revisar aspectos preliminares de su significado paleoecológico y paleoambiental.

1.1.1 Objetivos particulares

- * Analizar taxonómicamente y morfológicamente la asociación de nanofósiles calcáreos presentes en las secuencias del Arroyo Alférez, Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 y ODP 999.
- * Realizar análisis semi-cuantitativos de los nanofósiles calcáreos presentes en las secuencias del Arroyo Alférez, Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 y ODP 999.
- * Llevar a cabo análisis cuantitativos de abundancia relativa y absoluta (nanofósiles/g) de los taxones indicadores más característicos (estándar o reconocidos frecuentemente) presentes en el Arroyo Alférez y el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 para aclarar aspectos relacionados con el límite Oligoceno/Mioceno en las secuencias.
- * Realizar análisis cuantitativos de abundancia relativa de taxones presumiblemente indicadores de cambios paleoceanográficos presentes en el Arroyo Alférez, el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 y el ODP 999 para aproximarse a su significado paleoecológico y paleoambiental.

1.2 Artículos que hacen parte de esta Tesis

- * Mejía, A. E., Flores, J. A., Torres, V. 2006. Nanofósiles Calcáreos de la Sección Arroyo Alférez (Carmen de Bolívar): una biozonificación preliminar para el Oligoceno-Mioceno medio del Norte de Colombia. *Boletín de Geología* 29, 21-28.

* Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres Torres, V., Sierro, F.J., 2008. Análisis bioestratigráfico mediante Nanofósiles Calcáreos para el Oligoceno-Mioceno medio del norte de Colombia. Sección de superficie del Arroyo Alférez, Colombia. *Revista Española de Micropaleontología* 40, 135-149. Anexo IX.

* Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres Torres, V., Sierro, F.J., 2010. Significance of the stratigraphic distribution of the Genus *Sphenolithus* in Upper Eocene to Upper Miocene deposits from Northern Colombia and the Caribbean Sea (*En Prensa, Revista Española de Micropaleontología*). Anexo IX.



Escenario Geológico

2. Escenario Geológico

Aunque una de las tres secciones analizadas –la del Arroyo Alférez– abarca un espacio temporal muy amplio, desde el Eoceno tardío hasta el Mioceno medio, el lapso temporal común a las tres se refiere al límite Oligoceno/Mioceno hasta el Mioceno medio/tardío. Es por esta razón que la evolución geológica y los aspectos relacionados con la oceanografía del área de estudio profundizarán únicamente en este periodo.

2.1 Entorno geológico de las secuencias del Arroyo Alférez y del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4

El sector noroccidental de Suramérica fue influenciada por los sistemas de placas tectónicas de Farallones-Nazca-Suramérica y Caribe-Suramérica (Wadge & Burke, 1983). Hoy en día, un desplazamiento relativo dextral en sentido E-W, entre las placas Caribe y Suramérica, ocurre a lo largo del continente (Robertson & Burke, 1989). En el oeste la convergencia oblicua entre las placas Nazca y Suramérica están desplazándose hacia el noroeste. Estos movimientos relativos entre las placas han sido activados desde el Eoceno tardío. La evolución de estas placas ha condicionado en gran medida, la paleogeografía del borde occidental de Colombia.

La historia en continente post-Eoceno está en gran parte registrada en sedimentos turbidíticos y sedimentos continentales que se depositaron cerca al levantamiento transpresional de las montañas (Guzmán, 2006). La provincia geológica sedimentaria del noroeste de Colombia (Figura 2) está dividida en dos provincias: oceánica (cinturones del Sinú y San Jacinto) y continental (cuencas del Plató y San Jorge). La provincia oceánica se extiende desde la sutura oeste de Romeral y está formada por dos principales características geológicas: los Cinturones Sinú y San Jacinto, limitados por los lineamientos estructurales de Colombia, Sinú y Romeral (Duque-Caro, 1979).

El registro estratigráfico del Cinturón de San Jacinto está marcado por cuatro inconformidades regionales, las del Cretácico tardío, Eoceno medio, Mioceno temprano y Plioceno tardío.

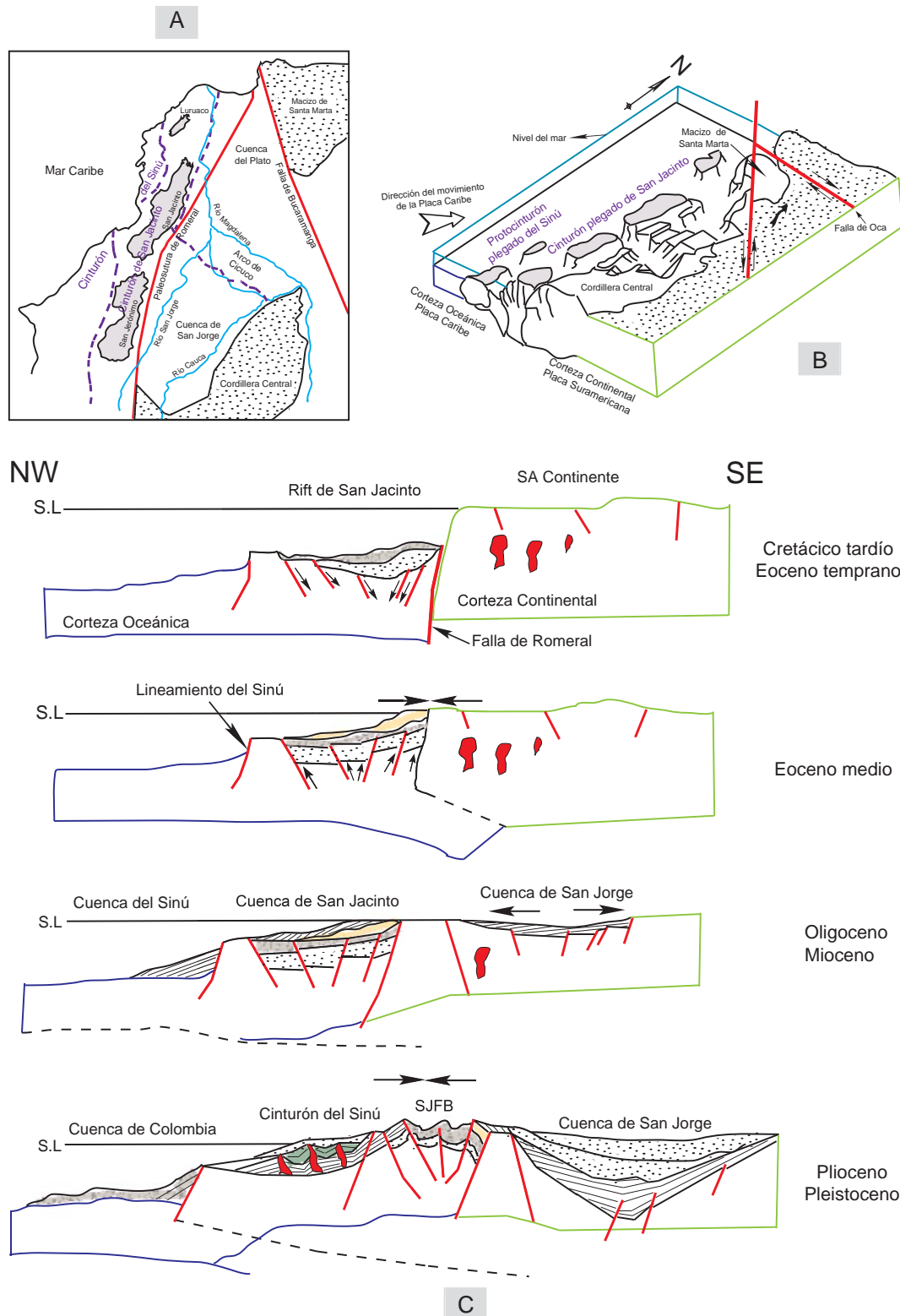


Figura 2. A, Cuencas sedimentarias y principales unidades estructurales en la región septentrional de Colombia; B, esquema de evolución tectónica del Noroeste de Colombia; C, bloque diagrama del Valle Inferior del Magdalena para el Oligoceno. Esquemas modificados de Ecopetrol-ICP (2000), De Porta (2003) y Caro & Spratt (2003).

Todas las inconformidades principales están relacionadas con procesos tectónicos que caracterizaron los diferentes sistemas sedimentarios y cuencas del Caribe colombiano y algunos de ellos han sido reconocidos en secuencias marinas y continentales (Duque-Caro, 1979; Kellogg *et al.*, 2005; Guzmán, 2006). A continuación se presenta una breve exposición de la evolución geológica regional que involucran a las secciones recuperadas en continente objeto de este estudio.

2.1.1 Escenario geológico regional para el Oligoceno-Mioceno medio en el Norte de Colombia

La estratigrafía regional de la cuenca está controlada por una intensa actividad tectónica, de la cual hacen parte diversos bloques independientes fallados. Por esta razón, la definición de unidades estratigráficas en el área del Cinturón Plegado del San Jacinto y la Cuenca del Sinú es compleja, resultando hoy en día en cerca de un centenar de denominaciones estratigráficas para las principales unidades tectonoestratigráficas del Valle Inferior del Magdalena.

En este estudio se mencionan en forma general las características de las unidades objeto de interés, así como un breve esbozo de las unidades contacto. El modelo generalizado en el cual el basamento infrayacente a la sucesión sedimentaria en el Valle Inferior del Magdalena es marino, es ampliamente aceptado y estaría relacionado con la subducción de la placa del Caribe bajo el margen NW de la placa Suramericana (Toto & Kellogg, 1992), caracterizada por la interrupción en el registro sedimentario (resultantes del no depósito y/o erosión en altos estructurales) y la deformación compresiva en el prisma de acreción resultante de dicho evento. Fenómeno que se habría presentado desde el Cretácico tardío.

Por otro lado, Caro & Spratt (2003) ha propuesto, con base en análisis sísmicos que para el área del Cinturón de San Jacinto, durante el Cretácico tardío se formó un pequeño graben o rift con una extensión moderada, generado por la apertura del Atlántico y que fue invertido debido a esfuerzos laterales durante el Eoceno medio.

Su evolución habría culminado con un evento de levantamiento ocurrido durante el Plioceno-Pleistoceno.

Hacia el sector del Golfo de Morrosquillo (sector más NW de la Sección del Arroyo Alférez) se ha localizado una arenisca glauconítica, que representa el ahogamiento de la plataforma calcárea, y el influjo de material continental a esta parte de la cuenca. Esta unidad ha sido datado como Oligoceno temprano (Duque-Caro, 2001) y es considerada como la primera unidad de la Formación El Carmen (o Ciénaga de Oro).

2.1.2 Evolución tectónica durante el Oligoceno-Mioceno temprano

A partir del Oligoceno la actividad tectónica comienza a darse inicio en el Valle Inferior del Magdalena, siendo destacados los movimientos de los Sistemas de Fallas de Romeral, Palestina y Bucaramanga. Uno de los mayores rasgos geológicos del Norte colombiano lo constituiría el Sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta. Este sistema separa dos provincias geológicas (Ecopetrol-ICP, 2000): la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena, al Occidente (incluye las depresiones del Plato y San Jorge) y las rocas cristalinas del Macizo de Santa Marta, al Oriente.

El registro litológico comienza al Oeste de la Subcuenca del Plato con sedimentos marinos de edad Oligoceno, definidos por paquetes de arcillolitas y areniscas calcáreas (Areniscas del Oso). La etapa transgresiva habría continuado en el Mioceno temprano con el desarrollo de calizas de plataforma y arrecifales sobre los altos estructurales (Formación Ciénaga de Oro). Al final de esta secuencia se depositaría una serie de shales de ambientes nerítico externo-batial.

2.1.3 Evolución tectónica durante el Mioceno temprano-Mioceno tardío

Un evento erosivo de carácter regional marcaría el inicio de un nuevo ciclo tectónico-estratigráfico, fosilizando muchas de las fallas que actuaron en la anterior secuencia, informalmente denominado Discordancia del Mioceno temprano. Se habría presentado una actividad tectónica menor comparada con la del Oligoceno-Mioceno temprano, con una subsidencia continua pero con la sedimentación menos controlada por el fallamiento y más definida por los procesos isostáticos asociados al levantamiento de las Sierras Nevada de Santa Marta, de Perijá y a las Cordillera Central y Occidental

(Kellogg, 1984). El contacto entre los sedimentos de plataforma de la Formación Ciénaga de Oro y los de la Formación Porquero es concordante, dificultándose su diferenciación. Hacia el Mioceno medio se observa una discordancia regional que marcaría el paso de facies profundas a someras en la cuenca, coincidiendo con los primeros pulsos de la Orogenia Andina e involucrando episodios de levantamiento sobre el cinturón plegado de San Jacinto. El final de esta secuencia estaría representado por los depósitos de la Unidad Tubará, correspondientes a ambientes de abanicos submarinos, sedimentos de plataforma y borde de talud y secuencias deltaicas (Ecopetrol-ICP, 2000).

2.2 Entorno geológico del ODP, Site 999

La placa Caribe actualmente yace entre las placas de Norte y Sur América entre los 10°N y 18°N. La posición y el movimiento de la placa Caribe adolecen de muchos interrogantes debido a que las zonas de límite de placa son muy complejas y principalmente de carácter destructivo. Tomando en consideración los datos recientes acerca del movimiento de la placa y los escasos datos paleomagnéticos disponibles, parece ser que la placa Caribe habría tomado una posición más hacia el sur desde el Cretácico tardío (Acton *et al.*, 2002).

Se han propuesto varios tipos de modelos para explicar la formación y evolución de la placa Caribe, tres de ellos se consideran fundamentales: 1, el modelo "Pacífico" sugiere que la placa Caribe se habría originado en el Mesozoico como una parte de una de las placas de la cuenca del Pacífico (Pindell *et al.*, 1988; Burke, 1988; Pindell, 1994); 2, el modelo "intra-Americano" indica que la placa Caribe se habría originado entre Norte y Sur América, hacia el oeste de su posición actual (e.g. Klitgord & Schouten, 1986; Meschede & Frisch, 1998: en Acton *et al.*, 2002) y 3, el modelo "fixits" indica que la Placa Caribe se formó y se ha mantenido aproximadamente en su posición actual Morris *et al.* (1990).

El último modelo ha sido mencionado como incompatible con la historia de la apertura del Océano Atlántico (Pindell, 1994) y con datos paleomagnéticos actuales (Acton *et al.*, 2000).

2.2.1 Evolución geológica en la Cuenca de Colombia, escenario del ODP 999

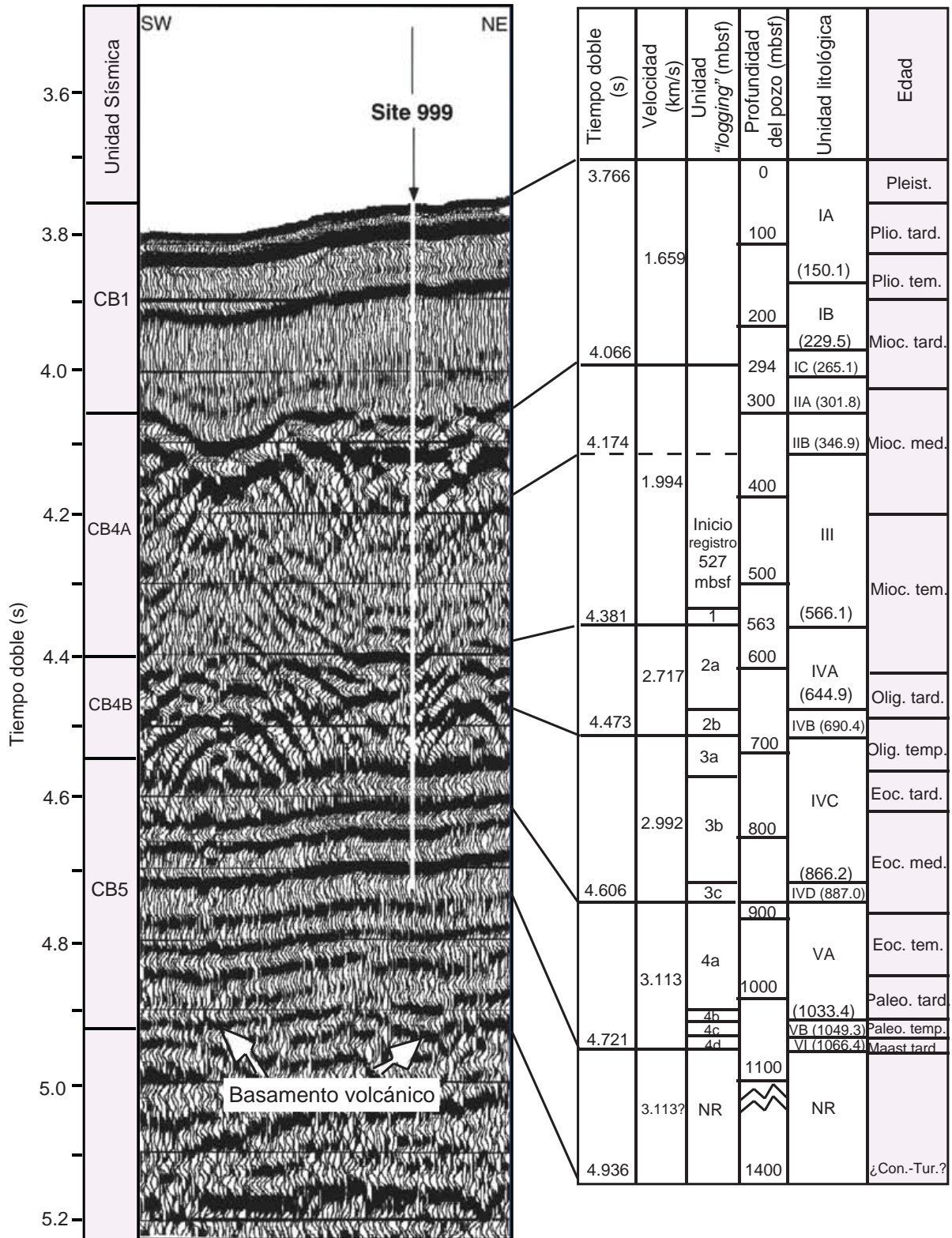
La correlación entre la estratigrafía sísmica y la litoestratigrafía en el lugar de la perforación ha permitido establecer la evolución geológica de la cuenca, aunque no existen unidades formalmente definidas (Figura 3). Bajo Kogi Rise (Site 999), el horizonte acústico del basamento es suave y continuo. Ha sido interpretado como el tope de una intercalación de silos basálticos, flujos y sedimentos volcanoclásticos que representan la parte tardía de un plateau oceánico, de edad presumiblemente Coniaciense (88-89 Ma).

Suprayaciendo el basamento, se identificó una unidad de alrededor de 100 metros de sedimentos pelágicos, sísmicamente continua y de reflectores de amplia longitud. Dos unidades sísmicas más jóvenes corresponderían a sedimentos pelágicos y biogénicos. La subunidad superior despliega unas facies sísmicas caóticas, que habrían sido el resultado de variaciones significativas en la porosidad. Esto estaría asociado con el incremento en la litificación de los sedimentos calcáreos y un mayor parte de material biosilíceo.

Suprayaciendo a la anterior unidad se identificó una secuencia de naturaleza sísmicamente transparente que correspondería a calizas calcáreas arcillosas. El tope de la secuencia es parcialmente homogéneo y se identificó como arcillolitas de nanofósiles y foraminíferos inconsolidadas.

En general el registro sedimentario del Cenozoico en Kogi Rise está muy completo, sin inconformidades aparentes. Esto puede ser debido a la naturaleza aislada del sitio topográficamente elevado y a la ausencia de turbiditas en toda la secuencia recuperada (Sigurdsson *et al.*, 1997).

Figura 3. *Página siguiente.* Esquema simplificado de la correlación entre la estratigrafía sísmica y las unidades litológicas para el Site 999. El perfil sísmico está exagerado verticalmente. Modificada de Sigurdsson *et al.* (1997).



2.2.2 Principales eventos geológicos para el Mioceno medio/Mioceno tardío: levantamiento de los Andes y sedimentación del abanico del Magdalena

Una notable reducción en el contenido de carbonato y un marcado incremento en la susceptibilidad magnética, además del aumento en la tasa de acumulación de terrígenos caracterizan un intervalo entre la parte superior del Mioceno medio y la parte inferior del Mioceno tardío. (Figura 4). Dicho intervalo se correlacionaría con la crisis del carbonato (*carbonate crash*) registrada para el Mioceno tardío en el centro y este del Pacífico ecuatorial (Farrell *et al.*, 1995; Lyle *et al.*, 1995; Pisias *et al.*, 1995).

Este evento ha sido atribuido a cambios en la química de las aguas profundas y al intercambio de aguas profundas entre el Pacífico y el Atlántico causado por el levantamiento progresivo del Istmo de Panamá durante el Mioceno tardío. El río Magdalena drena los Andes del Norte de Colombia. Un enorme complejo abanico radia a lo largo del margen continental y alcanza la Cuenca de Colombia, donde se ubica el Site 999.

Eventos relacionados con el levantamiento de los Andes habrían ocurrido en el Eoceno medio, al final del Oligoceno, al final del Mioceno, en el Plioceno tardío y durante la mayor parte del Pleistoceno (Shagam, 1975, Benjamin *et al.*, 1987; Case *et al.*, 1990). En el Site 999, existe evidencia de la influencia progresiva del abanico del Magdalena en la sedimentación de arcillas nefeloides en Kogi Rise en tiempos del Mioceno. Teniendo en cuenta el notable incremento de sedimentos no carbonatados MAR (Mass Accumulation Rate) durante la crisis del carbonato en el Mioceno medio/Mioceno tardío y su posterior y abrupto descenso (Figura 4), hay una firme tendencia en el incremento de los terrígenos MARs alrededor de los 8 Ma, con el mayor MARs evento de terrígenos ocurriendo en el Plioceno-Pleistoceno (Sigurdsson *et al.*, 1997).

2.3 Descripción litoestratigráfica de las secuencias analizadas

Aunque las secuencias objeto de estudio fueron analizadas en detalle (Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 165, 2000; Ramírez & Rey, 2005; Torres *et al.* (2007) y se dispone de una descripción completa de las columnas estratigráficas resultantes, sólo un escueto resumen se expone a continuación.

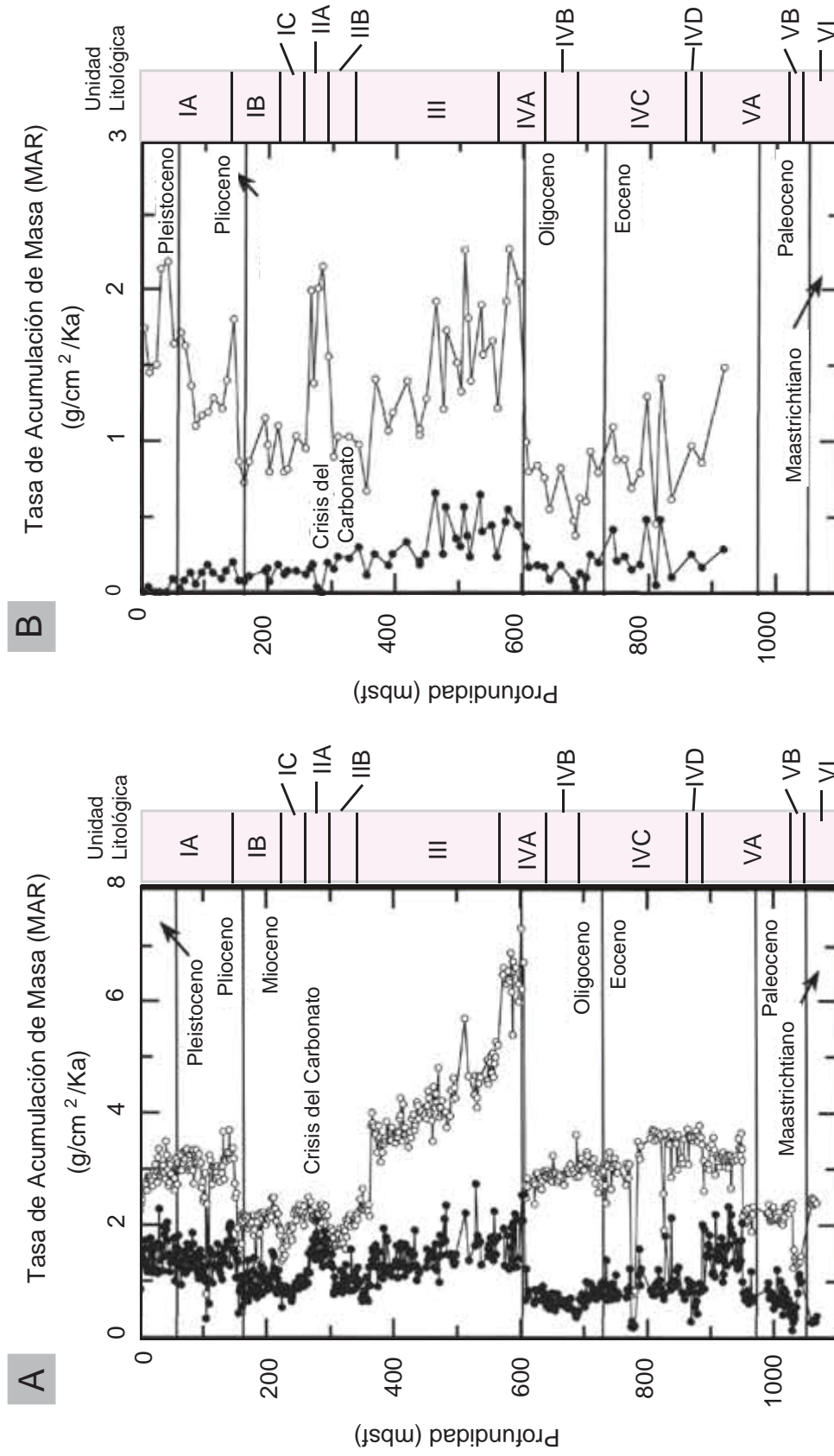


Figura 4. A, Tasa de Acumulación de Masa (MAR) para sedimento total (círculos abiertos) y para la fracción no carbonatada (círculos sólidos) para el Site 999. B, Tasa de Acumulación de Masa (MAR) para componentes no carbonatados (círculos abiertos) y ceniza (círculos sólidos). Los componentes fueron determinados a partir de relaciones entre elementos traza. Modificada de Sigurdsson *et al.* (1997).

2.3.1 Arroyo Alférez

Localidad: Carmen de Bolívar. Arroyo Alférez, Colombia.

Coordenadas de la sección estratigráfica:

Punto Inicial:	Punto Final:
9° 43' 10.77" N	9° 42' 41.31" N
75° 9' 9.50" E	75° 7' 3.67" E

La sección de superficie del Arroyo Alférez estudiada se encuentra ubicada en cercanías al municipio de Carmen de Bolívar, departamento de Bolívar, Colombia (Figura 5). Esta sección ha sido utilizada como referencia para el norte de Colombia a partir del trabajo de Petters & Sarmiento (1956). A pesar de su alto valor biocronológico, los nanofósiles calcáreos aun no habían sido utilizados en Colombia para generar una bioestratigrafía de alta resolución, aplicable a la correlación del registro geológico hasta la propuesta por Mejía-Molina *et al.* (2008); donde se propone la zonación bioestratigráfica de un intervalo de la Formación El Carmen con muestras que hacen parte de este estudio. En el Arroyo Alférez, específicamente en el sector del flanco oriental del anticlinal de El Tigre se midieron 51 m del tramo superior de la Formación San Jacinto, 1885.5 m de la Formación El Carmen y 1.75 m de la Formación Rancho.

En esta sección se tomaron 715 muestras de roca fresca mediante extracción mecánica y manual, de las cuales 104 fueron preparadas para estudios con nanofósiles calcáreos (Anexo I). Ramírez & Rey (2005) levantaron la sección estratigráfica en condiciones un tanto particulares (Figura 6) e hicieron la correspondiente descripción litológica.

Litología:

La sección de superficie de la Formación El Carmen consta principalmente en sucesiones muy gruesas de arcillolitas limosas con ocasionales intercalaciones de arenitas glauconíticas. Hacia la base se encuentran dos niveles de arenitas líticas calcáreas glauconíticas denominadas como Miembro Arenisca del Oso y Miembro Nepomuceno (Duque-Caro *et al.*, 1996; Ramírez, 2002). Suprayace a la Formación San Jacinto (Duque-Caro *et al.*, 1996), e infrayace la Formación Rancho (Barrera *et al.*, 1999) (Figura 7). En el área de estudio el contacto inferior de la Formación El Carmen no aflora, pero se traza por geomorfología debajo de los valles que forman las arcillolitas de la Formación

El Carmen y encima de las colinas constituidas por intercalaciones de conglomerados, arenitas y limolitas de la Formación San Jacinto, se dice que es gradual y se traza debajo de las sucesiones muy gruesas de arcillolitas limosas con ocasionales intercalaciones de concreciones de lodolita de la Formación El Carmen y encima de las capas gruesas y medianas de sublitoarenitas con ocasionales intercalaciones de limolitas, en el metro 51 de la sección estratigráfica.

El contacto superior de la Formación El Carmen en el arroyo Alférez es neto y se marca debajo de la capas subtabulares medianas y gruesas de sublitoarenitas con intercalaciones delgadas y medianas de limolitas de la Formación Rancho y encima de la sucesión muy gruesa de limolitas en el metro 1936.5 de la sección estratigráfica. De acuerdo con Duque-Caro *et al.* (1996) la Formación El Carmen abarca un periodo de tiempo desde el Oligoceno temprano hasta el Mioceno temprano.

Intervalo analizado: Eoceno tardío - Mioceno medio

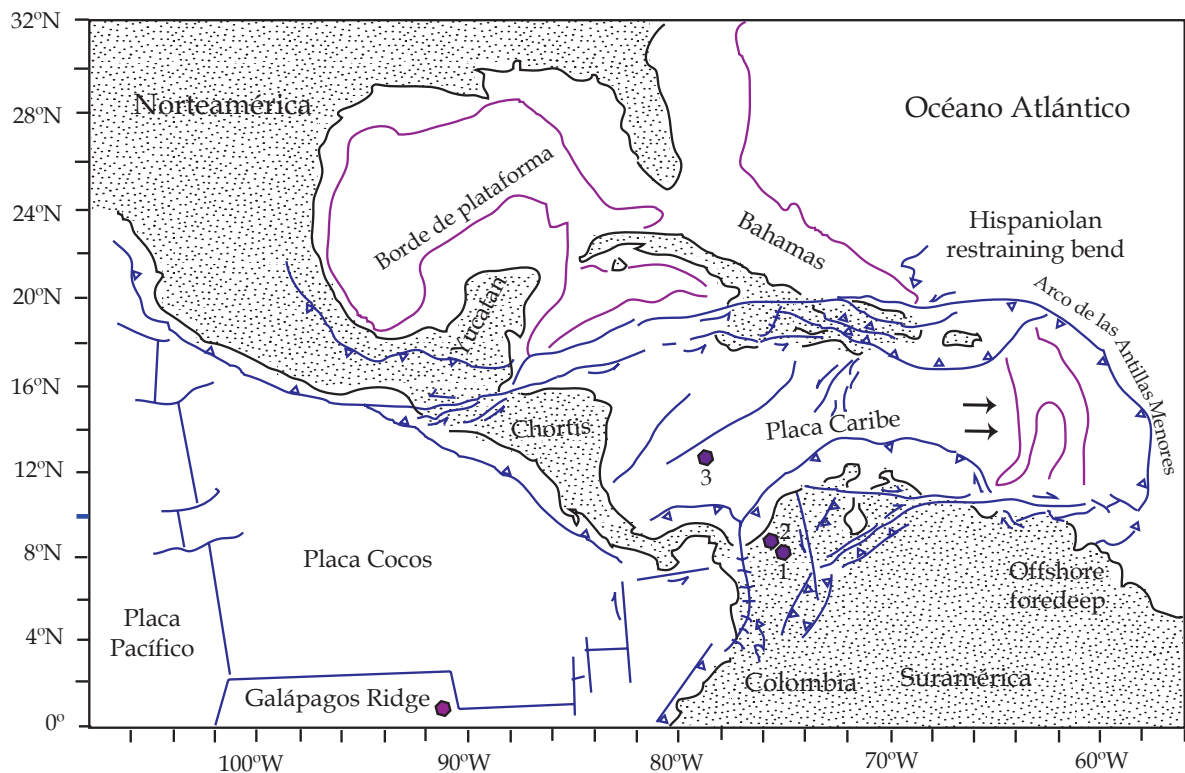
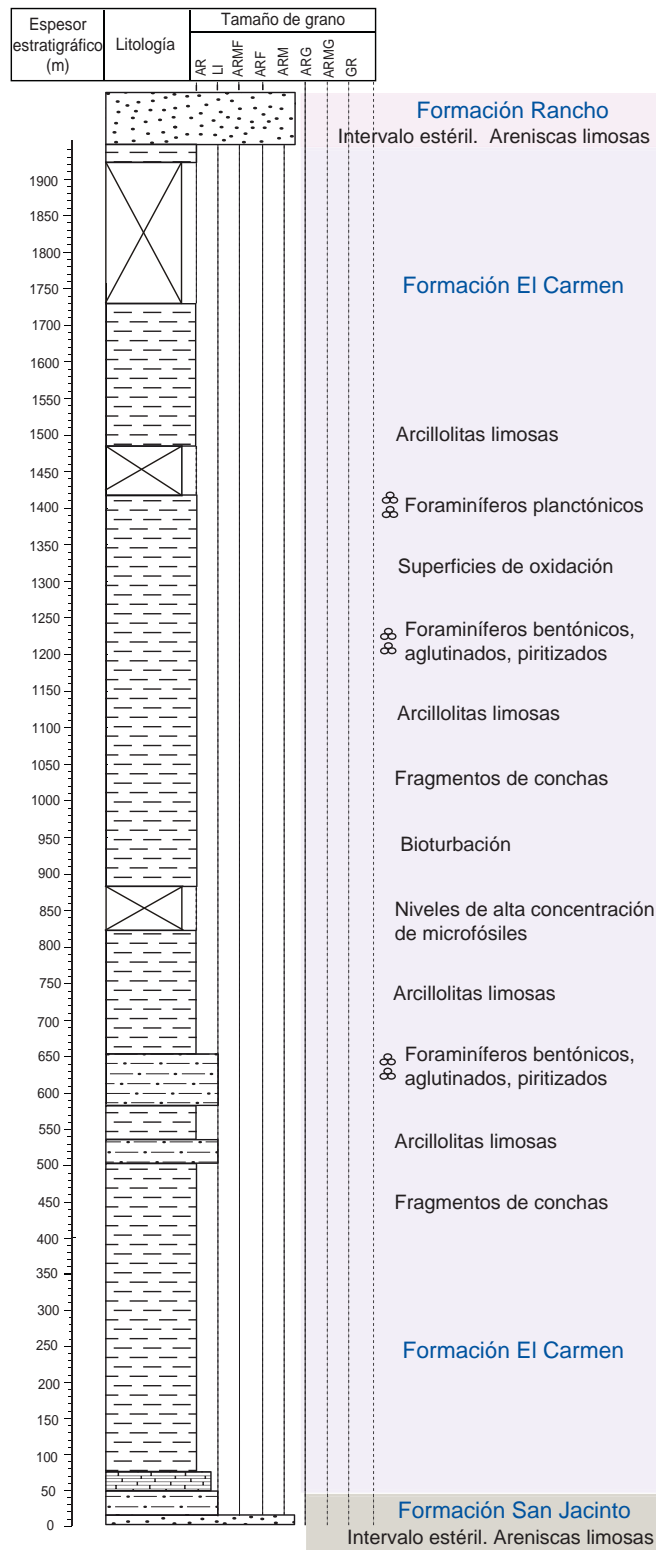


Figura 5. Localización geográfica de las secuencias estudiadas. 1, Sección del Arroyo Alférez, 2, Estratigráfico 4; 3, ODP 165, Site 999, Hole A. Esquema modificado de Acton *et al.* (2000).



Figura 6. (1), características sedimentológicas (2) y extracción manual de muestras (3) de la Formación El Carmen, Arroyo Alférez. Láminas fotográficas tomadas de Ramírez & Rey (2005).



Calizas
 Arenitas
 Limolitas
 Arcillolitas
 Intervalo sin muestreo

Figura 7. Columna litoestratigráfica generalizada de la sección del Arroyo Alférez analizada. Clasificación de tamaño de grano en Ramírez & Rey (2005). Modificada de Ramírez & Rey (2005).

2.3.2 Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4

Localidad: Carmen de Bolívar, Colombia.

Coordenadas: X 1566076, Y 886804

El registro correspondiente a esta sección fue recuperado en cercanías a la localidad del Carmen de Bolívar, Colombia (Figura 5) y hace parte de una campaña de extracción de testigos continentales (Estratigráficos 1, 2, 3 y 4) llevada a cabo en 2006 por Torres *et al.* (2006). En dicha campaña se pretendía recobrar la sección completa desde el Oligoceno hasta el reciente mediante la recuperación de testigos sucesivos usando el buzamiento regional y los análisis bioestratigráficos previos para el ensamble tentativo de los mismos (Figura 8). Se puede considerar una secuencia espejo de la del Arroyo Alférez puesto que está cerca de su entorno y las unidades litológicas corresponden a la misma secuencia sedimentaria, donde la Formación El Carmen es la de interés debido a la presencia de organismos calcáreos.

La cuidadosa extracción, sin gaps importantes ha permitido llevar a cabo diversos análisis (micropaleontológicos, geoquímicos, magnetoestratigráficos; entre otros), algunos de los cuáles aún son objeto de estudio. En particular, el Estratigráfico 4 fue seleccionado en esta investigación porque sería el testigo que habría perforado las secuencias más antiguas. Se recobraron 269. 25 m continuos de roca consolidada. Se seleccionaron 183 muestras para análisis con nanofósiles calcáreos.

Litología:

La sección del Estratigráfico 4 corresponde a la Formación El Carmen, la cual consiste principalmente en sucesiones muy gruesas de arcillolitas limosas semi-compactadas con ocasionales intercalaciones de areniscas limosas (Figura 9). La presencia de foraminíferos y de restos de conchas es frecuente. También se identificaron unos pocos niveles con bioturbación o piritización. Salvo un escaso intervalo de 10.50 m en el tope del registro extraído no correspondería a la Formación El Carmen y es estéril. Está formado por areniscas limosas cementadas con intercalaciones delgadas de limolitas y haría parte de la Formación Rancho. El contacto de la Formación El Carmen con la Formación rancho es neto.

Intervalo analizado: Límite Oligoceno/Mioceno-Mioceno medio.

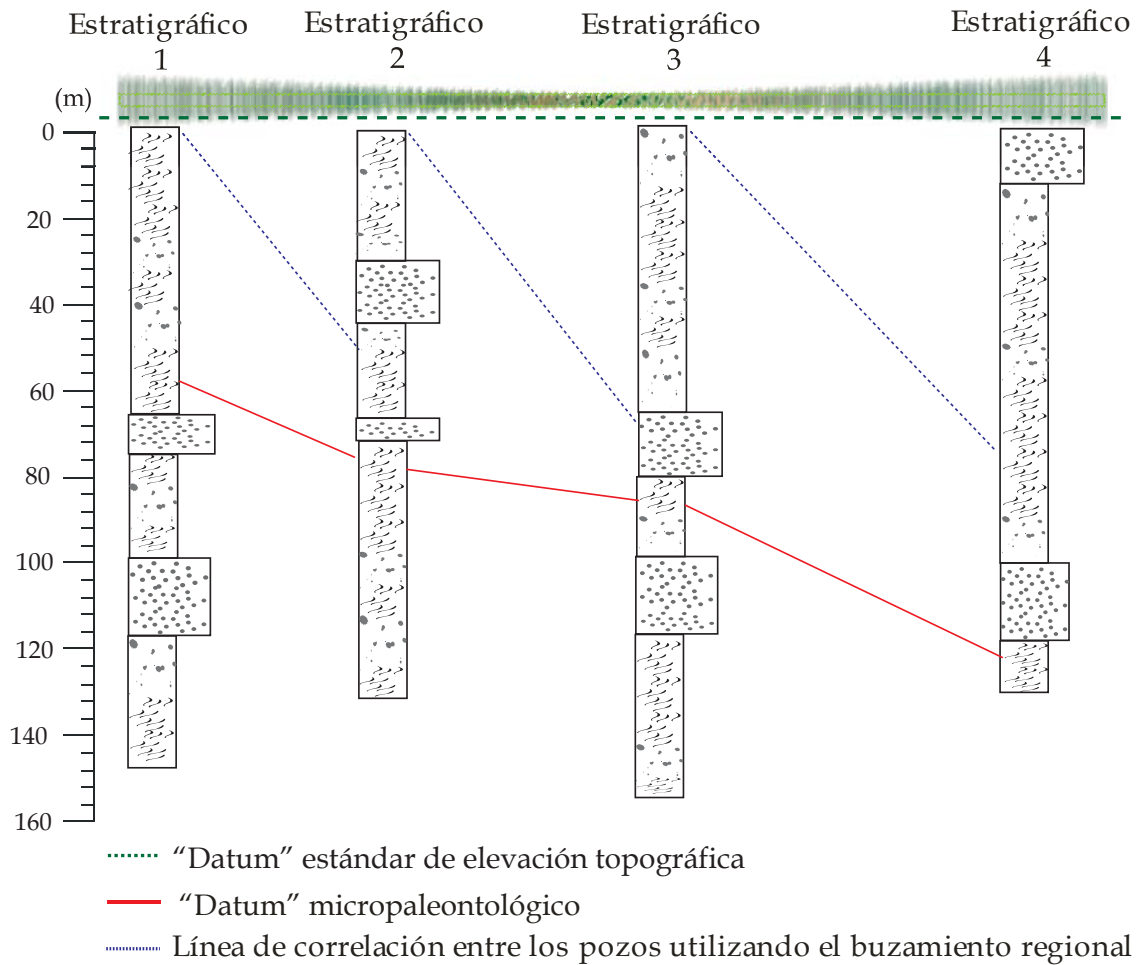


Figura 8. Ensamble de los Estratigráficos 1, 2, 3 y 4. Sin escala vertical ni horizontal. La litología no refleja su disposición real en el registro.

2.3.3 ODP, Site 999

Localidad: Hole A, Kogi Rise, Cuenca de Colombia. Mar Caribe

Coordenadas: 12°44.639' N, 78°44.360' W. (2827.9 mbs)

El Site 999 A, correspondiente a la Cuenca de Colombia se presenta como una herramienta estratégica para entender la complejidad geológica y paleoclimática de las secuencias de mar abierto del Norte Colombiano. Este testigo oceánico fue extraído en Kogi Rise, situado al Noroeste de Mono Rise y al sureste del Hess Escarpment (Figura 5).

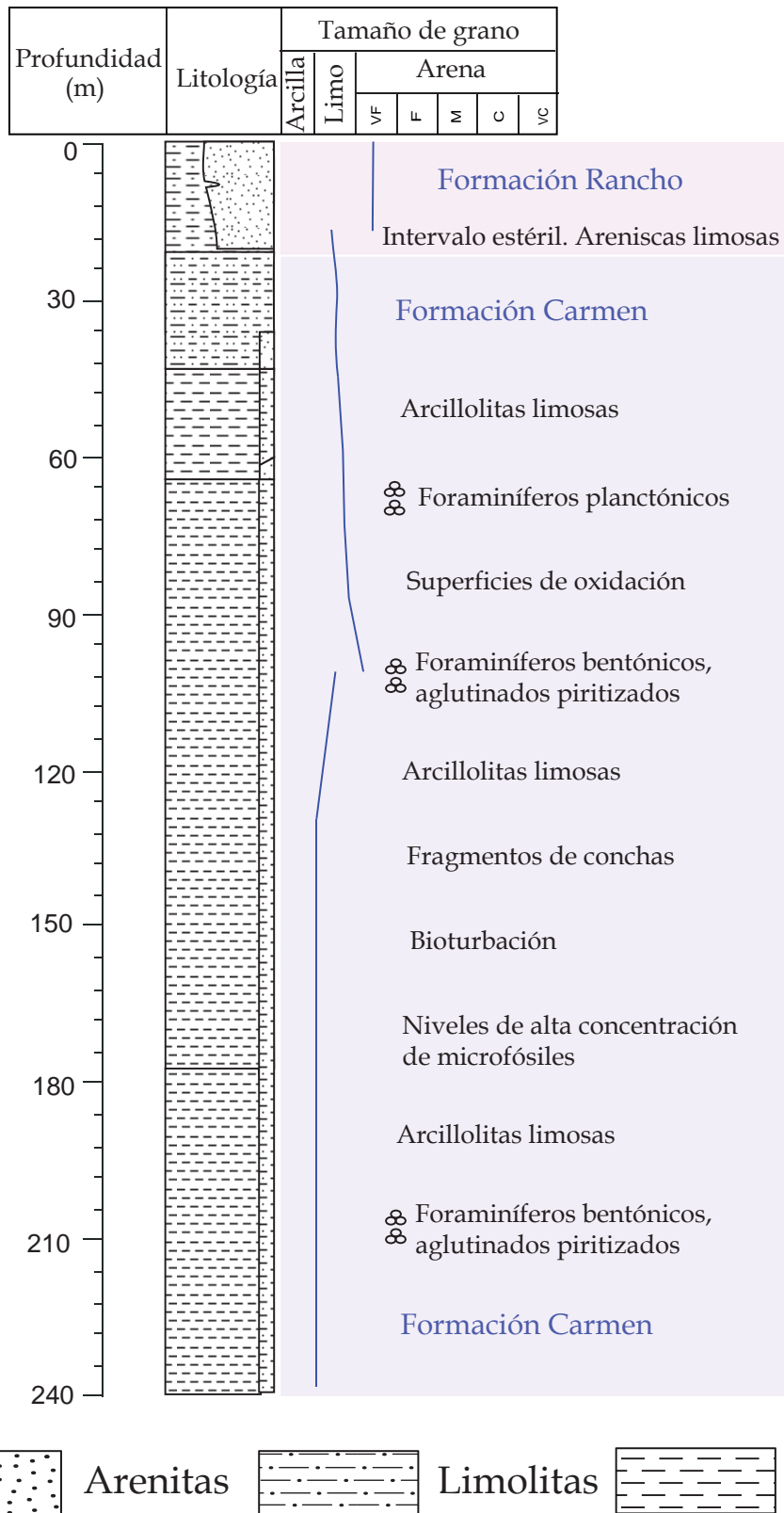


Figura 9. Columna litoestratigráfica generalizada del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. Clasificación de tamaño de grano en Ramírez & Rey (2005). Modificada de Ramírez & Rey (2005).

Kogi Rise yace a 1000 m arriba de la base colmada de sedimentos turbidíticos de la Cuenca de Colombia; pero aislado por un promontorio conformado por sedimentos del Hess Escarpment. La recuperación del registro con el APC Advanced Piston Corer fue excelente en tanto que la realizada con el XCB Extended Corer Barren produjo un recuperación apenas buena.

Algunos problemas técnicos se presentaron durante la extracción, en la cual el sondeo fue abandonado después de encontrar una obstrucción y experimentar repetidos fallos eléctricos, impidiendo una recuperación de sedimentos más antiguos que los del Mioceno temprano en el Hole A.

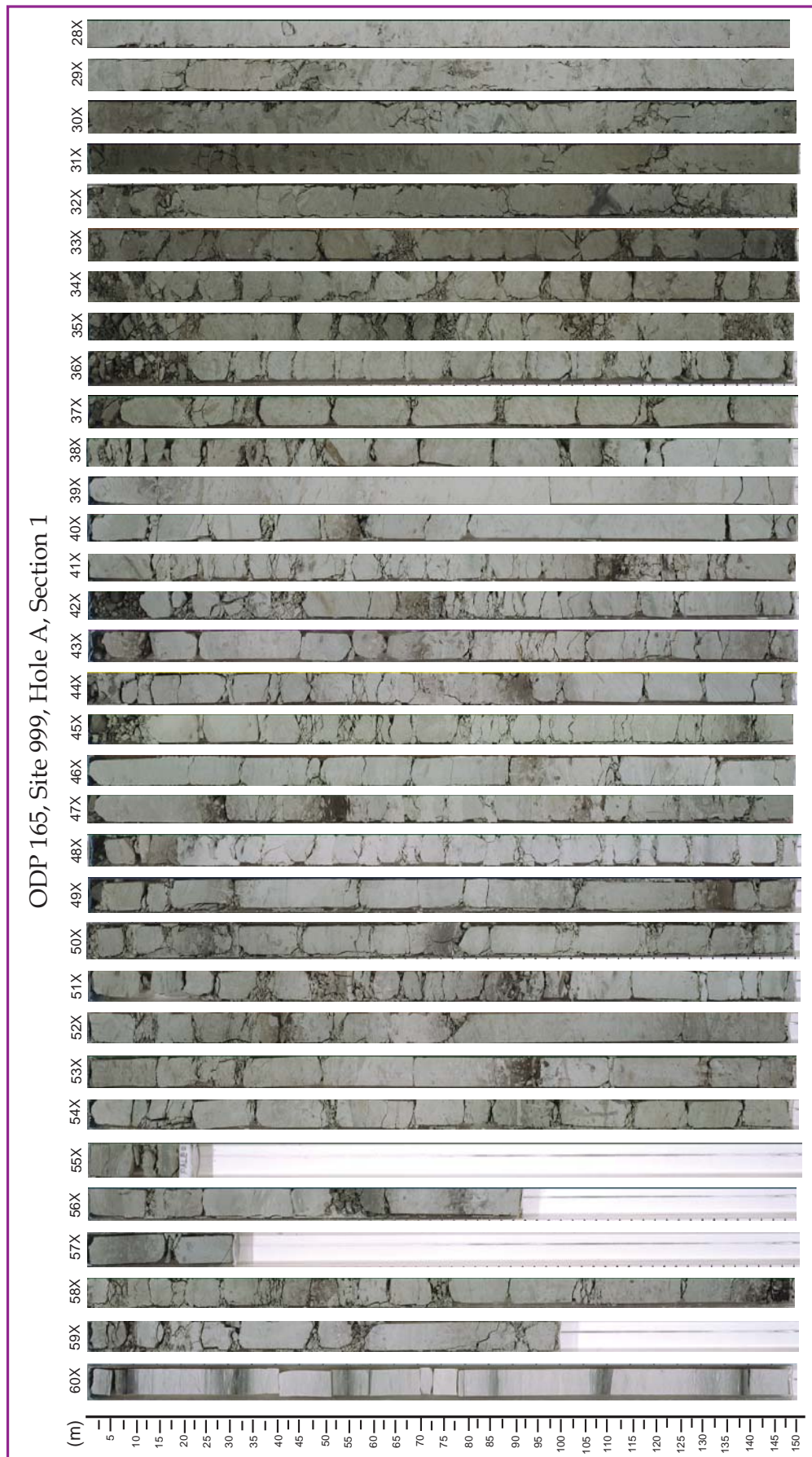
Litología:

Fueron recuperados 566.1 m de sedimentos de nanofósiles mezclados con foraminíferos, arcillolitas de nanofósiles mezcladas con sedimentos, arcillolitas de nanofósiles mezcladas con calizas con foraminíferos y algunos niveles de ceniza volcánica (Figura 10). En general las capas tienen un espesor de mediano a grueso y los contactos entre ellas son gradacionales. La pirita es ubicua y es más frecuente en los sedimentos más antiguos. Se seleccionaron 99 muestras para análisis con nanofósiles calcáreos.

Intervalo analizado:

Mioceno temprano-Mioceno tardío

Figura 10. *Página siguiente*. Sedimento extraído del ODP 165, Site 999 en el Mar Caribe. Imágenes tomadas del Ocean Drilling Program. <http://www-odp.tamu.edu/database/>





**Cocolitóforos y
Nanofósiles Calcáreos**

3. Cocolitóforos y Nanofósiles Calcáreos

3.1 Introducción

Los cocolitóforos son uno de los principales grupos del fitoplancton unicelular marino, cuyos orígenes se remontan al Triásico (Di Nocera & Scandone, 1977; Jafar, 1983; Bralower *et al.*, 1991). Su rol es vital en la regulación del ecosistema marino como productores primarios y en la bioquímica del mar, debido a su gran abundancia, rápida tasa de acumulación y por su capacidad de llevar a cabo procesos como la fotosíntesis y la calcificación (Winter & Siesser, 1994; Bown & Young, 1998; Baumann *et al.*, 2004; Flores & Sierro, 2007). Desde un punto de vista cuantitativo están dentro de los principales organismos calcificadores de los océanos modernos (Baumann *et al.*, 2004; Hay, 2004; Flores & Sierro, 2007). Junto con los foraminíferos planctónicos, los cocolitóforos producen los mayores reservorios de rocas carbonatadas.

Las delicadas placas de calcita que recubren la célula de los cocolitóforos constituyen el componente más importante de los sedimentos oceánicos profundos. Algunas estimaciones relacionadas con la contribución de diferentes organismos a la producción global de carbonato pelágico, sugieren que cerca del 20-60% corresponden a cocolitos (Milliman, 1993; Steinmetz, 1994; Baumann *et al.*, 2004; Schiebel *et al.*, 2004). La producción de los cocolitos está ligada a la fotosíntesis, la cual provee la energía necesaria para el transporte del carbón inorgánico y el calcio hacia el interior de la célula, de acuerdo a la expresión:



Durante este proceso, el CO₂ es liberado. Sin embargo la generación de materia orgánica implica la absorción de CO₂ de acuerdo a:



De esta manera, los cocolitos tienen un papel importante en el ciclo global del carbonato (e.g. Bown & Young, 1998; Baumann *et al.*, 2004; Flores & Sierro, 2007) en particular

debido a su efecto combinado tanto en el bombeo biológico (*biological pump*) como en el de carbonato (*carbonate pump*). Figura 11. El impacto ecológico y bioquímico de sus esqueletos actúa en un amplio rango a escala geológica. La biomineralización de los cocolitóforos es vital en el control de la alcalinidad y la química del carbonato en la zona fótica del océano. Al contrario, la precipitación de carbonato es una fuente de CO₂ hacia la superficie del océano y a la atmósfera.

Por otro lado, el carbonato biogénico producido por los cocolitóforos se constituye en un enorme reservorio de carbonato orgánico creado mediante la fotosíntesis de estos organismos en las capas superiores del océano.

La acumulación de los cocolitos dentro de la denominada nieve marina arrastra la materia orgánica a las capas inferiores del océano profundo y, potencialmente al fondo del oceánico, donde posteriormente haría parte del registro sedimentario (de Vargas *et al.*, 2007). Debido al escaso peso y a la geometría plana, el descenso de los cocolitos hasta el fondo marino puede llevarles décadas, a una velocidad media de 13.8 cm/día (Steinmetz, 1994) donde, durante su viaje hacia el fondo; pueden ser arrastrados varios kilómetros por corrientes oceánicas y disueltos por el agua profunda subsaturada en carbonato.

Se ha aceptado que la mayoría de los cocolitos preservados en el sedimento han llegado al fondo a través de dos formas: una, como parte de pellets fecales de organismos heterótrofos (Honjo, 1976) que pueden ingerir considerables volúmenes de cocolitóforos que luego expulsan tras la digestión; y también, como parte de masas amorfas de material orgánico e inorgánico- nieve orgánica-. De esta manera se constituyen en indicadores invaluableles de cambios paleoceanográficos.

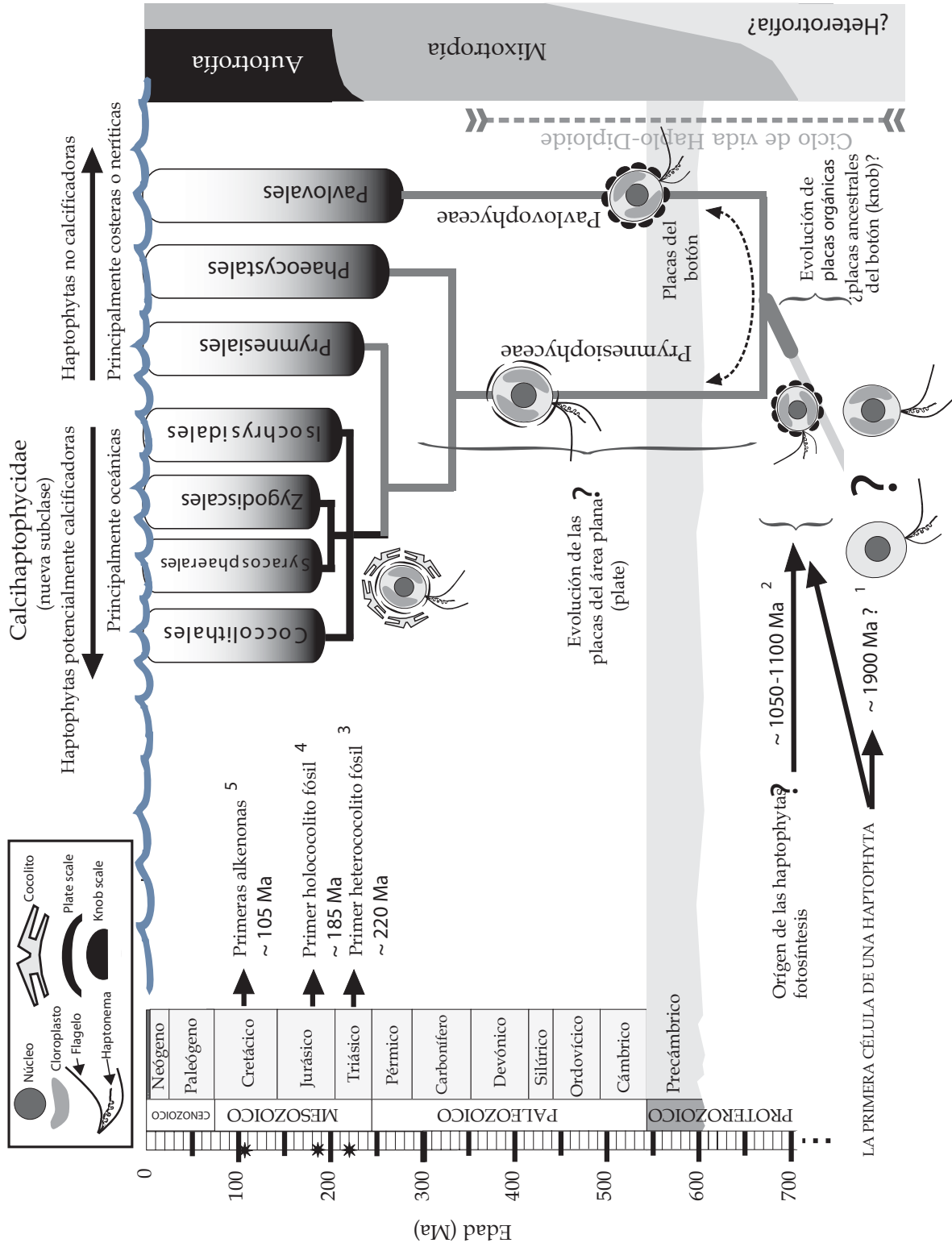
Los cocolitóforos tienen uno de los registros fósil más abundantes que cualquier otro filo, el cual ha sido continuo desde la primera aparición de una especie cocolitoforal a finales del Triásico hasta el presente (Bown *et al.*, 2004).

Además del carbono orgánico e inorgánico, los cocolitóforos producen un tercer componente importante: el *dimethyl sulphoniopropionate* DMSP.

La emisión de DMSP, un compuesto metabólico, también tiene influencia en la reflectancia de la luz. Si dicho compuesto se transforma en dimethyl sulphide DMS, esto promueve la condensación de las nubes. De esta manera, los cocolitóforos y la formación de nubes estarían relacionadas, en particular cuando una cantidad de DMS es liberado a la atmósfera en el momento de una florescencia de cocolitóforos en un área determinada (Westbroek *et al.*, 1993).

Como la mayoría de los productores primarios, la distribución de los cocolitóforos está controlada por diversos parámetros (Winter *et al.*, 1994), como la disponibilidad de nutrientes y la temperatura; ésta última relacionada a gran escala con la circulación oceánica (Bown & Young, 1998). De esta manera, los patrones de distribución de las asociaciones de nanofósiles calcáreos son usados para inferir la dinámica de las aguas superficiales, los patrones de condiciones de temperatura y circulación oceánica y los gradientes de productividad (Brummer & van Eijden, 1992; Kinkel *et al.*, 2000), partiendo del supuesto teórico de que sus restos fósiles reflejan las características químicas de las masas de agua donde habrían vivido (Roth, 1994).

Figura 11. Puntos de referencia en la historia evolutiva de las haptophyta y las calciohaptophycidae. Las principales innovaciones se muestran siguiendo la escala del tiempo geológico en el lado izquierdo de la figura. Una síntesis de los datos recientes de la filogenética molecular usando especies representativas de los siete órdenes de haptophyta actuales está desplegada en la parte derecha. Esquema 1: Vargas *et al.* (2007); esquema 2: Yoon *et al.* (2004); esquema 3: Bown (1987); esquema 4: Bown (1983) y esquema 5: Farrimond *et al.* (1986). Figura modificada de Vargas *et al.* (2007). Las referencias alusivas a los esquemas en de Vargas *et al.* (2007).



Diferentes trabajos se han llevado a cabo con el propósito de comprender el comportamiento de los taxones y su relación con los factores limitantes como la temperatura del agua o la distribución de nutrientes (e.g. McIntyre & Bé, 1967; Okada & McIntyre, 1977; Lohmann & Carlson, 1981; Chepstow-Lusty *et al.*, 1989; Molfino & McIntyre, 1990; Young, 1994; Beaufort *et al.*, 2001; Flores *et al.*, 2005; Flores *et al.*, 2010). De acuerdo con Bown *et al.* (2004), los nanofósiles calcáreos proporcionan el registro más completo de biodiversidad que cualquier otro grupo de organismos.

Detallados estudios morfométricos de cocolitos han incrementado la resolución bioestratigráfica y han sugerido su afinidad con la temperatura del agua (Backman & Hermelin, 1986; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2002; Hagino & Okada, 2006). Además se han llevado a cabo estudios para dilucidar sus tendencias evolutivas (Young, 1990; Bollmann, 1997; Raffi *et al.*, 1998; Knappertsbusch, 2000) y han mostrado que su uso como indicador tiene un gran potencial en paleoceanografía. Por otro lado, aparte de su uso en bioestratigrafía de secuencias marinas, el excepcional registro fósil de los cocolitóforos preserva importantes señales para interpretar el cambio global en el registro geológico.

3.1.1 Cocolitóforos y nanofósiles calcáreos en el registro

Antes del desarrollo de este apartado es pertinente mencionar algunos conceptos de la terminología comúnmente usada para las diferentes acepciones de los cocolitóforos, las cuales permiten precisar el contexto de su uso dentro de este estudio. Se parte del supuesto de que gran parte de los nanofósiles calcáreos serían cocolitóforos. Esta información está complementada en el Anexo II -donde se indican sus referencias- y ha sido tomada del sitio de la Internet de la INA (*International Nannoplankton Association*):

Nanopláncton (*Nannoplankton*): plancton de diámetro entre 2 y 63 μm . Informalmente agrupa los cocolitóforos, *Thoracosphaera*, crisofitas y otros, excluyendo el picopláncton bacteriano. (Lohmann, 1909).

Nanopláncton calcáreo (*Calcareous nannoplankton*): nanopláncton con concha calcárea. Pueden o no ser cocolitóforos. (¿Stradner, 1961?).

Nanofósil (*Nannofossil*): fósil con diámetro menor a 63 μm . Se excluyen fragmentos y organismos jóvenes de fósiles de mayor tamaño.

Cocolitóforo (*Coccolithoporid*): nombre dado al nanopláncton calcáreo perteneciente a la división Haptophyta (Lohmann, 1902).

El primer registro de nanofósiles calcáreos se identificó en sedimentos del Triásico tardío, habrían sido de un tamaño muy pequeño (2 a 3 μm) y aparentemente restringidos a latitudes bajas (Bown, 1998; Bown *et al.*, 2004). En el Cretácico, cuando comenzó la proliferación de organismos en los océanos abiertos, los cocolitóforos fueron los responsables de cambiar el mayor escenario de sedimentación del carbonato, desde los mares poco profundos hacia el océano profundo, por primera vez en la historia de la tierra (Hay, 2004); revolucionando la regulación de la química del carbono oceánico (Ridgwell & Zeebe, 2005).

Desde entonces, los cocolitóforos han sido los principales contribuidores de la acumulación de fangos calcáreos de kilómetros de espesor que cubren el 35% del fondo oceánico. Este depósito de carbonato es uno de los componentes estabilizadores más importantes del sistema terrestre vía el mecanismo de compensación del carbonato (Broecker & Peng, 1986).

Su destino eventualmente es ser subducido hacia el interior del manto terrestre, de esta manera, reduciendo el carbono desde su superficie durante millones de años. En conjunto, el éxito evolutivo y ecológico de los cocolitóforos durante los últimos 220 Ma ha transformado literalmente el destino del carbono orgánico e inorgánico en el sistema de la tierra; conduciendo al descenso global en el estado de saturación del agua del mar con respecto a los minerales carbonatados (Ridgwell, 2005); y participado en el incremento a largo plazo (*long-term*) del oxígeno atmosférico (Falkowski *et al.*, 2005).

La revolución biológica subyacente en estos cambios bioquímicos a largo plazo ocurrió cuando ciertas Haptophyta evolucionaron hasta tener la habilidad de controlar genéticamente la nucleación intracelular y desarrollar cristales de CaCO_3 a partir de escamas orgánicas preexistentes, formando finas y ornamentadas placas esqueléticas: los cocolitos (Figura 11).

Desde entonces, los cocolitóforos se han diversificado en más de 4000 especies morfológicas, la mayoría de las cuáles se han extinguido.

Cuando se interpreta el registro fósil de los cocolitos, diversas consideraciones deben ser tenidas en cuenta: una asociación de cocolitos en el sedimento no es un registro completo de la comunidad de cocolitóforos vivos que inicialmente lo conformó. Procesos biológicos, físicos y químicos han cambiado la composición del nanopláncton después de su muerte. Algunos de estos procesos se refieren al hecho de servir de alimento al zooplancton, a su sedimentación en el tránsito desde las aguas superficiales hacia el sedimento del fondo (Samtleben *et al.*, 1995), a su disolución química o preservación selectiva y a los efectos diagenéticos (Berger & Roth, 1975; Steinmetz, 1994).

La mayor parte de los cocolitos alcanzan el fondo oceánico en los pellets fecales del zooplancton, el cuál acelera la tasa de descenso de los cocolitos y los protege de la disolución (Roth *et al.*, 1975; Honjo, 1976; Samtleben & Bickert, 1990; Steinmetz, 1991).

A continuación se presentan brevemente aspectos relacionados con la biología, ecología, y distribución geográfica de cocolitóforos y nanofósiles calcáreos.

3.1.2 Biología de los cocolitóforos

El grupo de algas cocolitoforales está compuesto por organismos marinos unicelulares flagelados y autótrofos, de tamaño menor a 20 μm que pertenecen a la clase *Prymnesiophyceae* (Hibberd, 1976) de la división *Haptophyta* (Edwardsen *et al.*, 2000). Están caracterizados poseer dos delicados flagelos, aparte de un tercero, el haptonema similar a un organelo. Estas algas se reproducen principalmente por fisión binaria asexual (*mitosis*). Los cocolitóforos tienen un ciclo de vida diploide-haploide. Dentro de las fases haploide y diploide pueden, de manera independiente, realizar la fotosíntesis y la reproducción sexual binaria (Pienaar, 1994).

Las fases del ciclo de vida están caracterizadas por presentar dos modos de mineralización diferentes. Los cocolitóforos producen diferentes tipos de placas altamente calcificadas, los heterococolitos (estado diploide) y los holocolitos (estado haploide).

Ocasionalmente también producen nanolitos (Geisen *et al.*, 2002). Figura 12. Los heterococolitos son formados intracelularmente (Westbroek *et al.*, 1989; Pienaar, 1994) y corresponden a cristales complejos de formas diversas, dispuestos en forma radial y entrelazados entre ellos.

Por el contrario, los holococolitos se formarían fuera de la membrana celular (Rawson *et al.*, 1986; Young *et al.*, 1999). Los holococolitos están compuestos de pequeños cristales de calcita equidimensionales de forma simple, no entrelazados entre ellos (Rawson *et al.*, 1986, Young *et al.*, 1999). Estas formas poco ornamentadas son fácilmente disueltas y su conservación en el registro fósil es escasa. No obstante, los factores detonantes del cambio del estado diploide al haploide son virtualmente desconocidos, así como los aspectos fisiológicos y ecológicos del estado haploide (de Vargas *et al.*, 2007).

De hecho, no es una exageración afirmar que el estado actual de la investigación en cocolitóforos ignora casi todo acerca de su ciclo de vida. Y esto es aún más evidente cuando se trata de interpolar al registro fósil.

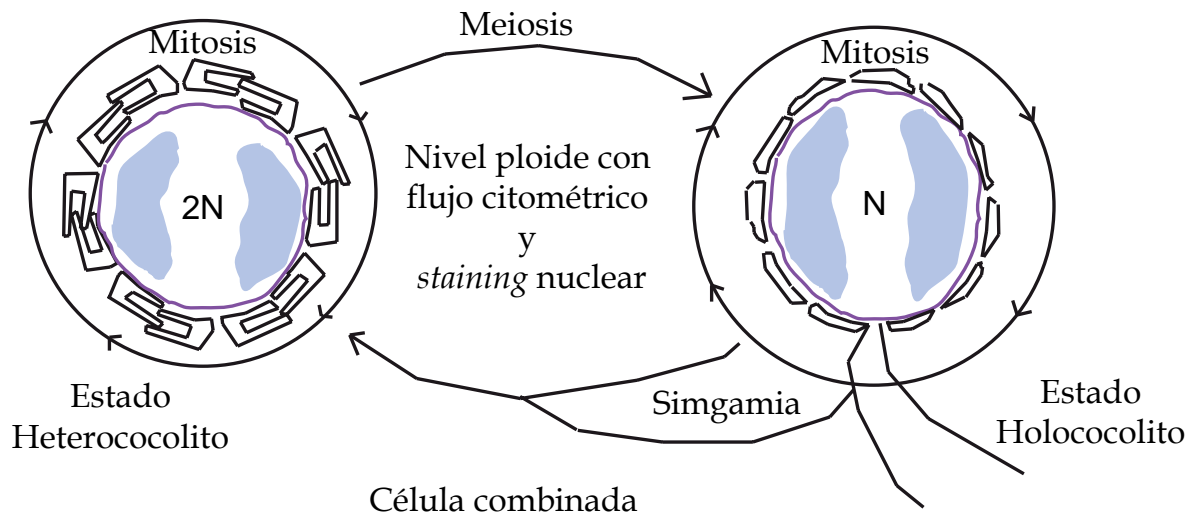


Figura 12. Esquema sintetizado de los ciclos de vida de los cocolitóforos.

Tomada de Geinsen *et al.*, 2002.

Los cocolitos pueden ser monomórficos (e.g. *Coccolithus*), dimórficos (e.g. *Scyphosphaera*) o polimórficos (e.j. *Syracosphaera pulchra*). También pueden llegar a ser variomórficos (e.j. *Helicosphaera*), caracterizados por una o más capas de delicados elementos (liths), como en el caso de *Scyphosphaera* ó *Emiliana* y *Florisphaera*, respectivamente. Algunas especies calcifican sólo en la fase diploide (e.g. *Emiliana*, *Pleurochrysis*), en tanto que otras lo hacen en alternancia entre las fases diploide y haploide (e.g. Familia *Noelaerhabdaceae*) (Billard & Inouye, 2004) o en combinaciones en el ciclo de vida aún más complejas (Cros *et al.*, 2000).

Actualmente, la biodiversidad de los cocolitos vivos, basada en el estado diploide, se estima que llega a ser del orden de 200 especies (Young *et al.*, 2003).

Existen varias hipótesis acerca de la utilidad que tendría la formación de los cocolitos desde un punto de vista bioquímico y funcional; así como la de la función motriz o de protección de la cocosfera. Sin embargo, muchos aspectos relacionados con estos tópicos permanecen aún inciertos. Diversas investigaciones han enfatizado en que los cocolitóforos podrían formar cocolitos para utilizar el CO₂ proveniente del proceso de calcificación para la fotosíntesis (Nimer *et al.*, 1992; Sikes & Fabry, 1994). De esta manera, los cocolitóforos serían insensibles a la limitación de CO₂.

Ciertos cocolitóforos no producen placas de calcita y están rodeados únicamente por una esfera de placas orgánicas. Esto se ha observado aún en aquellas especies que usualmente calcifican (Pienaar, 1994). Además de su función en sí mismos, la utilidad de la disposición de los cocolitos formando cocosferas está revestida de muchos interrogantes. Los cocolitos parecen haber sido adaptados para desempeñar un rango variado de funciones, probablemente y en especial, para la protección de la delicada pared celular de los daños mecánicos, ataques microbianos o de reserva química (Young, 1994).

Además de lo anterior, la flotación y flotabilidad de la célula, controlando su posición dentro de la columna de agua necesaria para mejorar la incorporación de nutrientes, debería ser fuertemente dependiente de la forma de la cocosfera y de la disposición de los cocolitos en ella.

Esto último podría tener además, una función reguladora de la luz. Holligan y otros (Holligan *et al.*, 1993) propusieron que los cocolitos podrían reflejar la luz desde la célula, permitiendo a los cocolitóforos vivir en la parte superior de la columna de agua, o bien refractar la luz hacia el interior de la célula, haciendo posible que algunas especies puedan vivir en la zona fótica inferior. Dicha reflectancia de la luz solar no solamente alteraría el albedo en la superficie del océano haciendo visible las florescencias de cocolitóforos a los sensores satelitales, sino que también incrementarían la temperatura de las masas de agua superficiales.

3.1.3 Evolución de los cocolitóforos durante los últimos 220 Ma

Los cocolitóforos han sobrevivido a uno de los mayores eventos de extinción global -al final del Cretácico-, sufriendo cambios radicales en sus estrategias biológicas y se han adaptado a diferentes océanos desde su origen. El inicio de la cocolitogénesis en algunos de sus ancestros desprovistos de cobertura calcárea habría tenido cambios a lo largo del tiempo y habría involucrado la diversificación de sus linajes.

En este apartado se exponen sucintamente algunos aspectos importantes que contribuyeron a que la diversidad morfológica de los cocolitóforos haya cambiado en el tiempo. Dichos aspectos se refieren a las estrategias de adaptación que asumieron durante el transcurso cambiante y complejo del tiempo transcurrido a partir de la primera aparición de una especie cocolitoforal hasta el día de hoy.

La mayoría de la discusión está basado en los detallados trabajos de Bown *et al.* (2004) y de Vargas *et al.* (2007) y referencias incluidas.

El primer cocolito y nanolito identificados con certeza en el registro fósil están datados como del Triásico tardío entre los 217 a 204 Ma (Figura 13, A). Los nanofósiles presentes en sedimentos del Carniense temprano (228 – 217 Ma) son nanolitos de afinidad incierta y dinoflagelados calcáreos (Bown, 1998). El Triásico tardío parece haber sido un período relevante para la diversificación primaria de varios organismos marinos calcificadores no emparentados; donde se incluyen los cocolitóforos, los dinoflagelados calcáreos y los corales hexacorarios (Figura 13, A).

Condiciones anóxicas en aguas profundas del océano fueron particularmente pronunciadas hacia el final del Pérmico y persistieron durante el Triásico temprano (Isozaki, 1997). Esta anoxia oceánica alteró la química redox de los océanos e incrementó la concentración de Fe y Mn, los cuales son conocidos por inhibir la precipitación de CaCO_3 (Ridgwell & Zeebe 2005).

De esta forma de Vargas *et al.* (2007), proponen que este descenso de intensidad (relaxation, de acuerdo al concepto de de Vargas *et al.*, 2007) en las condiciones de anticalcificación en los océanos aragoníticos (Aragonito II) del Paleozoico habría creado un escenario ambiental favorable para la calcificación pelágica (Figura 13, B). Además de las haptophyta, otros grupos diferentes de protistas, en particular dinoflagelados y foraminíferos, adoptaron la calcificación (Figura 13, A) y comenzaron a proliferar en éstas “condiciones favorables” del océano en el Triásico (de Vargas *et al.*, 2007).

Recientemente Bown y otros (Bown *et al.*, 2004) hicieron una revisión del estado del conocimiento de la evolución de los nanofósiles calcáreos desde sus orígenes, usando una síntesis de los datos de diversidad de las morfoespecies a lo largo del tiempo. Además calcularon tasas inferidas de cambios en su evolución. Los resultados muestran que las tasas de especiación y extinción fueron mucho más variadas en el Cenozoico que en el Mesozoico, además sugieren que la principal fuerza que condujo el incremento en la diversidad de los cocolitóforos durante el tiempo geológico transcurrido es la estabilidad a largo plazo de las masas de agua oligotróficas a mesotróficas. Hipótesis soportada también por otras investigaciones (Aubry, 1992, 1998).

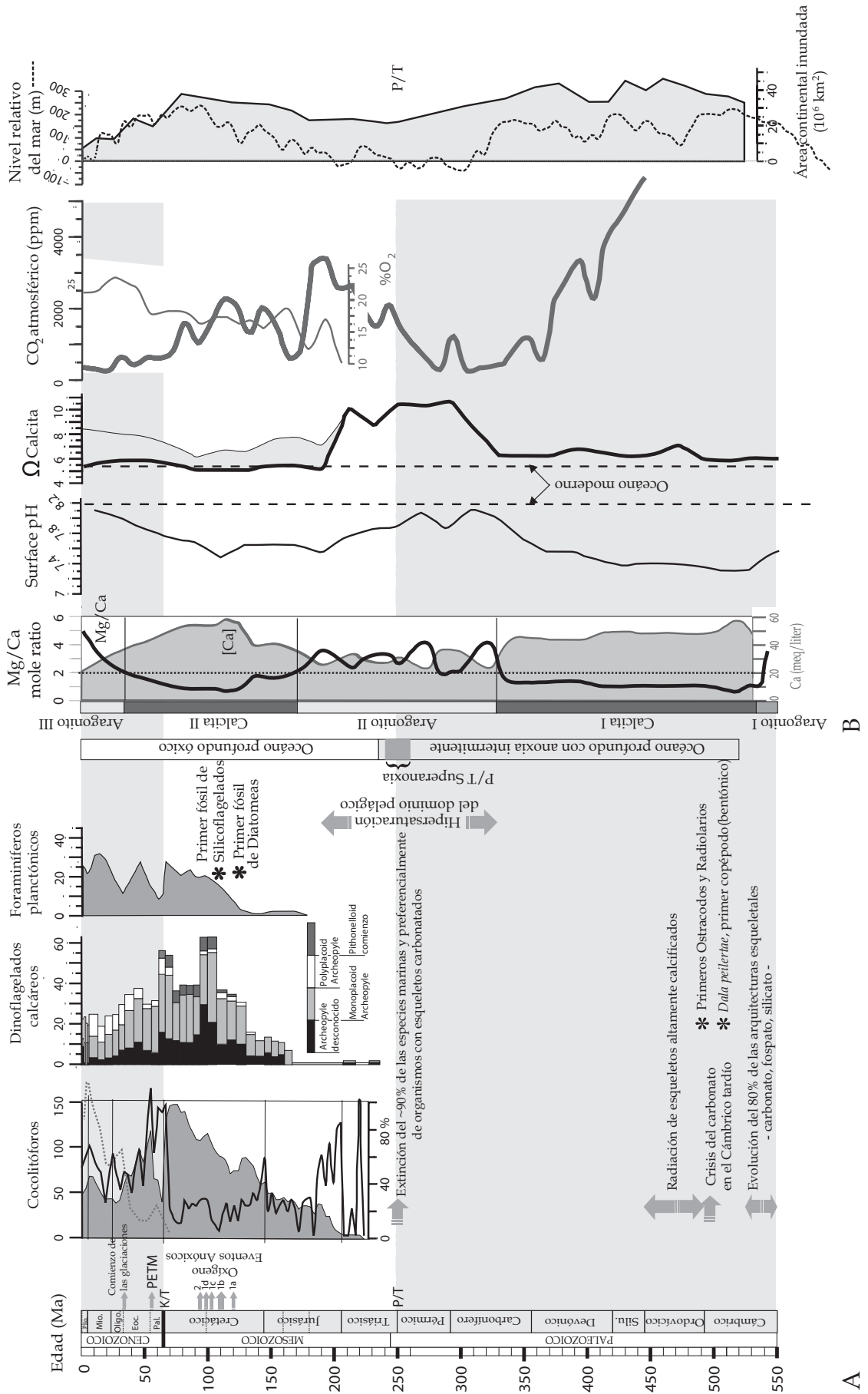
La presencia de tales ambientes en el mundo invernadero (*greenhouse world*) durante el Mesozoico y el Paleógeno promovieron la diversificación a largo plazo del fitoplancton de la estrategia de la K y en particular, la de los cocolitóforos. El cambio a un mundo helado (*icehouse world*) en el Oligoceno, con el establecimiento de nuevas masas de agua fría a altas latitudes y con la mezcla vertical; llevaron la diversidad de largo plazo al declive y a una mayor tasa de especiación y extinción de las morfoespecies (Bown, 2005).

Parece ser que, de esta manera, la calcificación en ambos estados, diploide y haploide, por las calciohaptophytes habría sido una estrategia de adaptación para la invasión exitosa de dicho escenario pelágico oligotrófico.

Además, el éxito de la biomineralización de los cocolitóforos estaría relacionado en gran medida, en una aproximación parcial, con la estabilidad de dichas condiciones (Figura 13, B).

La transición entre el océano aragonítico al calcítico parece haber ejercido una considerable presión evolutiva global en organismos constructores de esqueletos carbonatados, como es mostrado por la extinción de los linajes calcíticos y su reemplazamiento por aquellos taxones aragoníticos en diferentes grupos tales como, corales, esponjas y algas verdes y rojas (de Vargas *et al.*, 2007) (Figura 13, A y B).

Figura 13. *Página siguiente.* Factores abióticos globales que influyen en el sistema del carbonato oceánico y evolución de la riqueza de las morfoespecies en los microcalcificadores pelágicos. En este esquema se resaltan algunos de los mayores eventos paleoceanográficos y se representan varios componentes esenciales bióticos (A) y abióticos (B) del sistema del carbonato. Modificada del esquema sugerido por de Vargas *et al.* (2007).



Pérdidas morfoestructurales e importantes innovaciones ocurrieron en los límites cronoestratigráficos asociados con extinciones masivas, como en el límite Cretácico/Terciario (K/T, ~65 Ma) e importantes cambios biológicos como en el límite Paleoceno/Eoceno (P/E, ~55 Ma) (Aubry, 1998). De acuerdo con Bown *et al.* (2004) la pérdida de numerosas morfoestructuras, de cerca del 62% de las familias en el límite K/T, es evolutivamente más importante que la reducción del 93% en la riqueza de las especies.

Sin embargo, el hecho de que las cocolito-especies son meros morfotipos, un descenso marcado en la riqueza de las especies, es en esencia una medida del éxito evolutivo de una morfoestructura en particular (de Vargas *et al.*, 2007). Los taxones que no fueron comunes en el Cretácico, pero cuyos ancestros se remontan al Jurásico temprano, sobrevivieron a la extinción del K/T y rápidamente evolucionaron hacia nuevas morfoestructuras cenozoicas. En tanto que el intervalo Eoceno-Oligoceno-Neógeno estaría caracterizado por otras estrategias morfológicas, como en el caso del incremento del tamaño en el Eoceno.

La estrategia más moderna que habrían adoptado los cocolitóforos ha sido sugerida por Aubry (2007). Se habría establecido alrededor del límite Plioceno medio/tardío (2.8 Ma). Para entonces la mayoría de los cocolitos grandes llegarían a extinguirse en varios linajes no relacionados (aún dentro de la exitosa familia Noelaerhabdaceae) y nuevas características morfoestructurales se habrían establecido, como el paso del solapamiento de elementos a morfoestructuras con elementos articulados. Los cocolitos actuales hacen parte de esta nueva estrategia. Estos cambios en el establecimiento sucesivo de estrategias no ocurrieron abruptamente y no pueden ser comparados con aquellos establecidos como consecuencia de eventos ambientales catastróficos. Parece ser que presiones abióticas globales extrínsecas o presiones bióticas han ido conduciendo la selección de morfoestructuras en los cocolitóforos durante largos periodos de tiempo (de Vargas *et al.*, 2007).

3.2 Ecología y biogeografía de los cocolitóforos

Dentro de la columna de agua hay diversos parámetros que afectan las comunidades planctónicas en general, tanto a escala espacial como temporal. Debido a su carácter

fotosintético, los cocolitóforos están restringidos a la zona fótica de los océanos. No se considera que sean indicadores de fenómenos de alta productividad o de condiciones de surgencia de las aguas (como se le atribuye a las diatomeas), pero su eclosión está relacionada con condiciones de turbulencia y disponibilidad de nutrientes intermedias y cuando el rango de temperatura y luminosidad son adecuados (e.g. Brand, 1994; Kinkel *et al.*, 2000).

Además, su distribución horizontal y vertical está controlada por las masas de agua con sus perfiles característicos de nutrientes, salinidad y temperatura, elementos traza y vitaminas (Brand, 1994; Winter *et al.*, 1994; Bown & Young, 1998). Una cierta dependencia de los cocolitóforos por la temperatura ya fue revelada en el esquema pionero de zonación geográfica planteado por McIntyre & Bé (1967). La distribución de los cocolitóforos sigue en una cierta aproximación los cinturones latitudinales o aquellas zonas separadas básicamente por sistemas frontales (Winter *et al.*, 1994). Estos límites entre zonas son altamente dinámicos, con variación estacional y caracterizados por una asociación determinada de especies (Saavedra-Pellitero *et al.*, 2007; 2008a; 2008b).

Adicionalmente, las comunidades de cocolitóforos muestran una limitación vertical (*Florisphaera profunda*, *Gladiolithus flabellatus*) las cuáles ocurren en o bajo la termoclina y están adaptadas a este nicho de menor competencia por los nutrientes, disponibilidad de la luz limitada y baja temperatura (Okada & Honjo, 1973; Honjo & Okada, 1974, Winter *et al.*, 1994). Los ambientes particulares están dominados por asociaciones características, las cuáles pueden distinguirse por los tipos de cocolitos y por la morfología de las cocosferas (Young, 1994). Young (1994) dividió los cocolitóforos en diferentes grupos de acuerdo a criterios ecológicos y morfológicos:

- 1) Especies conformadas por placolitos que parecen ser características de zonas de surgencia (surgencias ecuatorial y costera) y de altas latitudes. En este grupo se incluyen *Emiliana huxleyi*, *Gephyrocapsa* spp., *Reticulofenestra* spp. y *Umbilicosphaera* spp. Sus cocolitos están compuestos de un escudo proximal y uno distal unidos por una columna central.
- 2) Asociaciones umbeliformes, compuestas por *Umbellosphaera* spp. y *Discosphaera*

tubifera, llevan cocolitos con procesos largos los cuáles tienen una terminación distal en flama y producen cocosferas de doble capa. Estas especies dominan en ambientes oligotróficos y medio-oceánicos.

3) Especies floriformes, *F. profunda* o *G. flabellatus*, forman cocosferas con una densa masa asimétrica de cocolitos rodeando una célula más pequeña. Estas formas principalmente caracterizan la asociación de la zona fótica inferior en una columna de agua estable en latitudes bajas a medias.

La mayoría de las especies de cocolitóforos viven en las aguas estratificadas de las regiones tropicales y templadas, permaneciendo durante todo el año si estas condiciones de estratificación subsisten, en tanto que si la estratificación es sólo estacional, en primavera por ejemplo; especies como *E. huxleyi* puede llegar a ser la especie más abundante, eclosionando en florecencias o relacionadas con condiciones de surgencia de aguas frías y ricas en nutrientes. Actualmente la mayor diversidad de cocolitóforos está en los giros oceánicos subtropicales, cuya diversidad es menor en aguas templadas y sólo algunas especies viven en aguas subpolares, aunque pueden alcanzar una considerable abundancia (Hulburt, 1963).

En aguas costeras la diversidad de cocolitóforos es menor y usualmente representan sólo una pequeña parte de la comunidad planctónica. Algunas especies de los géneros *Pleurochrysis* y *Hymenomas* pueden ser encontradas en estuarios y lagunas intermareales pero son escasas (Brand, 1994). La posición y fluctuaciones de los sistemas frontales y de corrientes han sido reveladas en numerosas investigaciones (e.g. McIntyre *et al.*, 1972; Okada & Wells, 1997; Flores *et al.*, 1999; Findlay & Flores, 2000; Findlay & Giraudeau, 2002; Flores *et al.*, 2010). En estudios anteriores se han definido varias asociaciones de cocolitofóridos relacionadas con un ámbito geográfico en concreto, entre ellos: McIntyre & Bé (1967) quienes plantean cinco zonas biogeográficas en el Atlántico (tropical, subtropical, transicional, subártico y subantártico), y Okada & Honjo (1973) para el Pacífico (subártica, templada, central, ecuatorial y subantártica).

Existen indicaciones que la temperatura no es el único factor que controla la distribución geográfica de los cocolitóforos, esto se evidencia en el amplio rango de temperatura de la cosmopolita *E. huxley* (1-31°C) (McIntyre *et al.*, 1970).

Patrones de tolerancia similar son observados para el parámetro de la salinidad en esta misma especie (Winter *et al.*, 1979; Hay & Honjo, 1989). Esto indica que aparentemente la disponibilidad de nutrientes debido a los cambios en la posición de la nutriclina/termoclina, junto con la temperatura y la intensidad de la luz son los factores más importantes que controlan el patrón de distribución de los cocolitóforos. Por otro lado, la distribución de una especie en particular o la relación entre la abundancia de ciertos grupos de especies han sido aplicadas para monitorizar los cambios en la productividad de las masas de agua superficiales o de la dinámica de la nutriclina/termoclina (Molfino & McIntyre, 1990; Jordan *et al.*, 1996; Flores *et al.*, 2000). Además, estudios biométricos realizados en algunas especies cocolitoforales sugieren una afinidad ecológica por masas de agua más o menos frías y tendrían un importante uso en paleoceanografía (Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2002; Narciso *et al.*, 2006; entre otros).

3.2.1 Estado del arte de algunos aspectos de la ecología y biogeografía de las asociaciones de cocolitóforos y nanofósiles calcáreos identificadas

Del análisis del registro sedimentario, la presencia de diferentes taxones con sus respectivas características ecológicas, su evolución y aparición o extinción cronológicamente ubicados se reconstruyen las condiciones paleoceanográficas de las aguas superficiales y su relación con las variaciones paleoclimatológicas. No hay muchos estudios que profundicen en los aspectos ecológicos de taxones muy antiguos. Ya para el Mioceno tardío la mayoría de las especies identificadas en este estudio están extintas, y de esta manera la interpretación de su comportamiento y condiciones ambientales no es del todo clara (Young, 1994).

Es pertinente aclarar que los taxones y/o géneros mencionados a continuación no corresponden a toda la asociación identificada. La información disponible sobre las características ecológicas de algunos de los taxones que hacen parte de las asociaciones en las secuencias estudiadas presenta agrupada por géneros (en orden alfabético) y se especifica si corresponde a una especie en particular. Más adelante, durante la discusión de algunos eventos se profundizará en algunos de estos taxones y su relación con los cambios en su abundancia dentro de la asociación (Capítulo 6).

Calcidiscus Kamptner 1950 emend. Loeblich & Tappan 1978

Calcidiscus leptoporus es una especie cosmopolita (McIntyre & Bé, 1967; Geitzenauer *et al.*, 1976), oligotrófica, que desarrolla la estrategia biológica de la k (*k-strategy*), donde la tasa de reproducción es baja, el tamaño y la longevidad de los individuos es mayor, siendo la población sensible a los cambios ambientales, lo cual los hacen fácilmente extinguidos; caracterizando un hábitat estable con alta competitividad entre las especies. No tolera salinidades inferiores al 25% (Brand, 1994). Prefiere aguas tropicales con un rango de temperaturas que oscilan entre 20 a 30 °C (Okada & Honjo, 1973), aunque una forma que vive en aguas de hasta 6 °C descrita por McIntyre *et al.* (1970) indica, también, su carácter de euriterma.

En la corriente de Agulhas, al SW de África, alcanza sus máximas abundancias en los periodos cálidos, donde se evidencia una marcada respuesta a la temperatura (Flores *et al.*, 1999). No obstante, responde de manera diferente a los ciclos glaciales según estudios de Fincham & Winter (1989) y Giraudeau (1992). La relación con la disponibilidad de nutrientes y sus máximos ha sido indicada por Pujos (1992), Giraudeau (1992) y Flores *et al.* (1997b).

Se considera que *C. leptoporus* es una de las especies más resistentes a la disolución (Schneidermann, 1977) y de esta manera, el incremento relativo en su abundancia en áreas más fértiles estaría relacionado con una disolución selectiva en sedimentos orgánicos ricos, más que debido a un verdadero incremento de su abundancia (Baumann *et al.*, 2004). Por otro lado se ha observado similitudes entre flujos y abundancias de *C. leptoporus* y *Helicosphaera* spp. (Ziveri *et al.*, 1995; Ziveri *et al.*, 2000; Ziveri & Thunell, 2000).

Chiasmolithus Hay, Mohler & Wade, 1966

Diferentes autores consideran a los taxones del grupo de *Chiasmolithus* (*Chiasmolithus* spp., *Chiasmolithus altus*, *Chiasmolithus consuetus* y *Chiasmolithus oamaruensis*) como habitantes de aguas frías (Bukry, 1973; Wei & Wise, 1989; Persico & Villa, 2004; Villa & Persico, 2006).

Coccolithus Schwarz, 1894

Coccolithus pelagicus se ha considerado como una especie indicadora de temperatura, dentro de las llamadas especies “frías”, donde su presencia en aguas de valores de temperatura aún negativos, ha sido indicada (Braarud, 1979; Samtleben *et al.*, 1995). En aguas polares y subpolares puede ser el único cocolitóforo presente en la columna de agua (McIntyre & Bé, 1967). Su presencia es menos abundante en latitudes bajas - Mediterráneo Occidental- (Flores *et al.*, 1999) y en las costas surafricanas (Giraudeau, 1992; Roth, 1994; Flores *et al.*, 1999).

Puede tolerar salinidades tan altas como las presentes en el Mar Muerto, de hasta 250 ppt (Tappan, 1980) y prefiere altas concentraciones de nutrientes (Giraudeau, 1992; Cachão & Moita, 1995; Roth, 1994; Cachão & Moita, 2000), sobre todo en momentos de surgencia y frentes de corrientes de turbidez costeras. Sin embargo otros autores (Persico & Villa, 2004) consideran al grupo de taxones de *Coccolithus pelagicus* (*C. pelagicus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Coccolithus* spp.) como habitantes de aguas templadas. También se ha registrado su relación con aguas mesotróficas y frías (Flores *et al.*, 2005).

Dos morfotipos de *C. pelagicus* han sido identificados basados en las características de los cocolitos; uno grande asociado a aguas templadas y otro más pequeño, a aguas subárticas. Recientemente, con base en observaciones en los ciclos de vida (Geisen *et al.*, 2002) y en estudios genéticos (Sáez *et al.*, 2003), se demostró el carácter de especies distintas y han sido nombradas como *C. pelagicus* (la especie subártica) y *Coccolithus braarudii* (la especie templada).

Coronocyclus Hay, Mohler & Wade, 1966

Gibbs *et al.* (2006) considera que el comportamiento de *Coronocyclus nitescens* sería similar al de los pequeños placolitos, los cuales son típicamente oportunistas, eclosionando en ambientes de alta productividad (Winter *et al.*, 1994), adaptados a condiciones mesotróficas.

Cyclicargolithus Bukry, 1971

No existe un consenso muy extendido en el comportamiento ecológico de *Cyclicargolithus floridanus* y su dependencia con la temperatura, siendo quizá más clara su respuesta a la disponibilidad de nutrientes. De esta manera Aubry (1993) considera que prefiere condiciones eutróficas, lo cual estaría respaldado por su mayor abundancia en episodios de alta disponibilidad de nutrientes (Monechi *et al.*, 2000). Algunos autores no encuentran clara la dependencia de *C. floridanus* (junto con *Cyclicargolithus abisectus*) de la temperatura (Persico & Villa, 2004, Villa & Persico, 2006) lo que sería contradictorio con lo sugerido en la clasificación de Wei & Wise (1990) realizada mediante el tratamiento de datos cluster de diferentes taxones, que lo definen como preferente de aguas templadas.

Discoaster Tan Sin Hok, 1927 (ex *Eu-discoaster*, corregido por Tan Sin Hok, 1931)

Discoaster es un género tradicionalmente considerado habitante de aguas cálidas y oligotróficas (Lohmann & Carlson, 1981; Flores & Sierro, 1987; Chepstow-Lusty *et al.*, 1989, 1992; Flores *et al.*, 1992, 1995; Vazquez *et al.*, 2000; Bralower, 2002; entre otros); quizá con una preferencia por aguas poco profundas (Perch-Nielsen, 1985). Su comportamiento seguiría la estrategia de la k (“especialistas”), adaptándose a ambientes oligotróficos en ambientes de aguas cálidas (Haq & Lohmann, 1976; Chepstow-Lusty *et al.*, 1992).

Discoaster spp. incrementaría su abundancia cuando la picnoclina es profunda (Flores *et al.*, 2005). Aunque especulativo, esto podría indicar que el comportamiento de *Discoaster* es similar al de *F. profunda*, una habitante de la zona fótica inferior de aguas tropicales y subtropicales en los océanos actuales (Okada & McIntyre, 1977; Molino & MacIntyre, 1990). Basado en lo anterior, Flores *et al.* (2005) proponen que *Discoaster* spp. podría haber vivido en la zona fótica inferior, donde aumentos en su abundancia son registrados en el tope de los sapropeles en la Cuenca de Sorbas (España). Especialmente en el caso de *Discoaster pentaradiatus*, considerado comúnmente de la asociación cálida (Negri *et al.*, 1999).

Discoaster ha sido asociado a condiciones de aguas cálidas debido a su presencia consistente en latitudes bajas (Haq & Lohmann, 1976; Lohmann & Carlson, 1981) y aun más, se cree que son sensibles a las variaciones de la temperatura (Backman *et al.*, 1986; Backman & Pestiaux, 1987). Sin embargo, a bajas latitudes, otros estudios han mostrado un alto rango de variaciones que podrían no ser explicadas solamente por cambios de temperatura (Chepstow-Lusty *et al.*, 1989, 1992; Chapman & Chepstow-Lusty, 1997).

Es claro que abundancias de *Discoaster* no se darían sólo por descensos en la temperatura asociados a incrementos en la latitud, sino también, con una mayor concentración de nutrientes (Gibbs *et al.*, 2004). Gibbs *et al.* (2004) encontraron que *D. pentaradiatus* y *Discoaster brouweri*, junto con *Discoaster asymmetricus* y *Discoaster surculus*, muestran un patrón de abundancia típica de los *Discoaster* sensibles a condiciones de productividad a bajas latitudes (con mayor o menos temperatura asociadas) en intervalos de mas productividad y "calidez". Por el contrario, *Discoaster variabilis* y *D. surculus* presentarían una sutil respuesta a la temperatura, mostrando una abundancia relativamente alta en intervalos fríos (Gibbs *et al.*, 2004).

Flores *et al.* (2005) observaron picos en la abundancia de *D. brouweri* relacionados con condiciones oligotróficas y cálidas. Wade & Bown (2006) indican que serían especialmente sensibles a las fluctuaciones en la salinidad y los nutrientes.

Pontosphaera Lohmann, 1902

Pontosphaera multipora es un taxón eutrófico (Aubry, 1992), típico de aguas tropicales y subtropicales, aunque no aparece en gran cantidad (Schneidermann, 1977). Roth & Thierstein (1972) y Müller (1976) relacionan grandes abundancias de esta especie con medios marinos someros, en tanto que, Perch-Nielsen (1972) establece que la mayor variedad del género puede ser observada en la costa, disminuyendo su diversidad y el número de individuos hacia mar abierto.

Frecuente en los MIS (*Marine Isotopic Stage*) 1 y 5 de sedimentos del Mediterráneo Occidental (Flores *et al.*, 1997b); ausente en el Pacífico y escasa en los sedimentos del Atlántico Norte (Okada & McIntyre, 1977).

Marzouk & Soliman (2004), relacionan la abundancia de *Pontosphaera multipora* con ambientes neríticos y de plataforma (Perch-Nielsen, 1985), las cuales proliferarían bajo condiciones marinas estables, tolerando sólo leves fluctuaciones en la salinidad (Nagymarosy & Voronina, 1992).

Reticulofenestra Hay, Mohler & Wade, 1966

La distribución de *Reticulofenestra* ha sido siempre de gran interés. Investigaciones llevadas a cabo en asociaciones modernas muestran un comportamiento “oportunista” de los “pequeños placolitos” (o pequeñas *Reticulofenestra*, Okada & Honjo, 1973). Estas pequeñas *Reticulofenestra* incrementarían su abundancia durante episodios de surgencia

(Okada & Wells, 1997) y en periodos de alta fertilización (Biekart, 1989). Negri & Villa (2000) han mostrado que estas formas son -aparte de su significado bioestratigráfico- importantes indicadores paleoecológicos y paleoceanográficos. En estudios en la Cuenca de Sorbas se registran picos de abundancia de *Reticulofenestra* <3µm en episodios de alta disponibilidad de nutrientes (Flores *et al.*, 2005). Este morfotipo estaría relacionado con un máximo de clorofila relativamente poco profundo donde la termoclina estaría estable y somera. En tanto que especies <5µm (*Reticulofenestra minuta* y *Reticulofenestra minutula*) podrían indicar una nutriclina somera aunque débil.

También podrían haber tolerado ambientes eutróficos con un amplio rango en la salinidad (Wade & Bown, 2006). *Reticulofenestra pseudoumbilicus* y otras especies relacionadas no parecen haber tenido una preferencia ecológica clara. Se ha indicado frecuentemente su carácter cosmopolita (Bukry, 1972, 1976). De acuerdo con Haq (1980), *R. pseudoumbilicus* habría sido más abundante a latitudes medias a bajas en el Atlántico Norte, durante el Neógeno.

Persico & Villa (2004), comparando los resultados de su investigación en la Antártida con clasificaciones paleoecológicas previas (Haq & Lohman, 1976; Wei & Wise, 1990; Monechi *et al.*, 2000), con datos del δ18O (Kennett & Stott, 1990; Zachos *et al.*, 2001) y curvas de Mg/Ca (Lear *et al.*, 2000; Billups & Schrag, 2002) designan a *Reticulofenestra bisecta* como un taxón de aguas templadas.

Además de ser considerada cosmopolita, frecuente en áreas cercanas a la costa (Krhovský *et al.*, 1992), eclosionando cuando hay un mayor suministro de nutrientes (Melinte, 1993). Wei & Wise (1990) sugieren que *Reticulofenestra umbilicus* tuvo preferencia por aguas templadas.

Reticulofenestra reticulata es una especie característica del Eoceno medio a tardío, con preferencias ambientales relacionadas con condiciones tropicales o templadas (Bukry, 1977).

Sphenolithus Deflandre, 1952

Estudios publicados que incluyen a este género raramente comentan aspectos ecológicos detallados. En general, se han agrupado en compañía de *Discoaster* como característicos de latitudes bajas en asociaciones de aguas cálidas (Haq & Lohmann, 1976; Haq, 1980; Lohmann & Carlson, 1981), quizá con preferencia por aguas poco profundas (Perch-Nielsen, 1985).

Según estudios basados en su biogeografía y su relación con diferentes indicadores paleoambientales, el grupo de *Sphenolithus* se comportaría siguiendo la estrategia de la k (“especialistas”), taxones que se adaptarían a ambientes oligotróficos en ambientes de aguas cálidas (Haq & Lohmann, 1976; Chepstow-Lusty *et al.*, 1992). *Sphenolithus* es considerado buen indicador de aguas superficiales templadas (Bukry, 1973; Wei & Wise, 1989), bien oxigenadas y en ambientes de mar abierto (Aubry *et al.*, 1996; Fornaciari *et al.*, 1996). Flores *et al.* (2005) en estudios en la Cuenca de Sorbas (España) registra notables abundancias de *Sphenolithus* en los sapropeles, indicando su preferencia por ambientes cálidos y oligotróficos (Haq & Lohmann, 1976; Lohmann & Carlson, 1981; Flores & Sierro, 1987; Flores *et al.*, 1995; Castradori, 1998).

Sphenolithus moriformis es considerado un taxón de aguas poco profundas y cálidas (Bralower, 2002; Sagular & Görmüç 2006). Además, Wade & Bown (2006) refieren que *Sphenolithus* serían “oportunistas” y ocuparían un rango amplio de ambientes, pudiendo presentar abundancias elevadas en condiciones inusuales.

Toweius Hay & Mohler, 1967

Este género habría sido abundante a latitudes altas y sería interpretado como un morfotipo mesotrófico (Bralower, 2002).

Triquetrorhabdulus Martini, 1965

Triquetrorhabdulus carinatus haría parte de la asociación cocolitoforal en aguas cálidas del Mioceno temprano (Lipps, 1969).

Umbilicosphaera Lohmann, 1902

Viven predominantemente en aguas oceánicas tropicales-subtropicales, estratificadas y pobres en nutrientes (Geitznauer *et al.*, 1977; Honjo, 1977; Okada & McIntyre, 1979; Giraudeau, 1992; Brand, 1994). Frecuentes en los centros de los giros oligotróficos en donde soportan temperaturas de entre 20 a 30°C (McIntyre, 1967). Se ha indicado su predominio en aguas superficiales del Pacífico, donde tiende a disminuir su abundancia con la profundidad de la columna de agua (Honjo, 1977). No obstante, Young (1994) incluye esta especie dentro de la asociación característica de condiciones eutróficas, mientras, Roth (1994) indica que abunda en aguas con alto contenido en nutrientes. En aguas del SW surafricano los máximos de abundancia de *Umbilicosphaera* spp., *C. leptoporus* y *Syracosphaera* spp. se presentan en las deglaciaciones (Flores *et al.*, 1999). Ha sido también asociada a los sedimentos holocenos del Mediterráneo Occidental como uno de los taxones típicos dentro de la asociación “cálida” (Flores *et al.*, 1997b).

Zygrhablithus Deflandre, 1959

Krhovský *et al.* (1992) y Marzouk & Soliman (2004), relacionan su abundancia con ambientes neríticos, eclosionando cuando aumenta el suministro de nutrientes (Melinte, 1993). Además, se considera un taxón cosmopolita de aguas poco profundas, cálidas (Sagular & Görmüç, 2006) y oligotróficas (Aubry, 1998). Contrario a lo anterior es lo expuesto por Tremolada & Bralower (2004) en secuencias del Atlántico Norte e Índico; donde incrementos en su abundancia podrían reflejar condiciones más eutróficas y frías.



**Bioestratigrafía
con Nanofósiles Calcáreos**

4. Bioestratigrafía con Nanofósiles Calcáreos

Los nanofósiles calcáreos tienen un uso excepcional en bioestratigrafía de sedimentos pelágicos porque son abundantes, plantónicos, evolucionaron rápidamente y tienen una distribución cosmopolita. Por otra parte al ser más resistentes a la disolución que los foraminíferos plantónicos son considerados actualmente, mejores marcadores bioestratigráficos que éstos últimos en secuencias marinas. La gran cantidad de información acerca de la distribución estratigráfica de los nanofósiles calcáreos desde la aparición de la primera especie conocida en el Carniense (Triásico tardío) está sintetizada en diversos esquemas de zonaciones bioestratigráficas. La mayoría de estos esquemas clásicos han permanecido sin variaciones significativas y tienen ahora un uso global, principalmente los propuestos por Martini & Worsley (1970), Martini (1971), Bukry (1971b, 1973, 1975), Okada & Bukry (1980), Perch-Nielsen (1985), entre otros. También Young y otros (en Bown *et al.*, 1998) han compilado información acerca de éstos y otros esquemas.

Estas zonaciones de nanofósiles calcáreos están basadas en cambios en los patrones de abundancia de los taxones. Tales cambios pueden estar representados por el primer (FO) o último (LO) registro de un taxón, por un incremento o disminución notable en su abundancia o por un intervalo o pico en su abundancia (Acme). También, en sentido contrario, un intervalo de ausencia del taxón enmarcado por su presencia abundante (Paracme) o un cambio prominente en el dominio entre taxones diferentes (Raffi *et al.*, 2006). Además, de los cambios en el carácter morfológico (internos o externos) de un taxón en particular. Los esquemas bioestratigráficos están en continua evolución, ya sea por la redefinición de los eventos sobre los que están basados (Raffi, 1999 y referencias incluidas) o también, por que ha sido probada su viabilidad (e.g. Raffi *et al.*, 1993; Wei, 1993; Flores, 1995; Raffi *et al.*, 1995; Raffi & Flores, 1995; Backman & Raffi, 1997).

4.1 Esquemas bioestratigráficos basados en nanofósiles calcáreos para el Paleógeno y Neógeno

Los primeros esquemas de zonas para el Paleógeno fueron introducidos en los 60's

por Brönniman & Stradner (1960) y Sullivan (1961); en tanto que la primera discusión acerca del límite Eoceno/Oligoceno basado en nanofósiles calcáreos fue hecho por Radomski (1968); en Bellas (1997). Dicho límite fue basado inicialmente en la primera aparición de especies en una sección al oeste de los Cárpatos polacos.

Stradner (1969) se percató del gran parecido de una asociación de nanopláncton calcáreo de Austria con una de edad similar en Nueva Zelanda. A partir de allí, concluyó que podían ser usados para correlacionar secuencias marinas en amplios entornos geográficos. En el mismo año, Hay & Mohler (1969) presentaron un modelo de "alta resolución", con un total de 32 zonas, para el intervalo Paleoceno-Eoceno; donde se combinaron tanto eventos de nanofósiles como de foraminíferos.

Bramlette & Wilcoxon (1967) y Roth & Hay en: Hay *et al.* (1967), compilaron las primeras zonaciones para el Oligoceno. Brukry & Bramlette (1970) usando datos del primer DSDP Leg 1, publicaron un esquema con subzonas adicionales para el intervalo Oligoceno a Mioceno tardío.

En 1970, durante la Second Planktonic Conference en Roma, Martini (1971) presentó la llamada Standard Calcareous Nannoplankton Zonation, la cual abarca todo el Cenozoico. La zonación de Martini (1971), al menos para el Oligoceno y el Mioceno tardío (NP21 a NN2) fue una redefinición de las zonaciones previas hechas por Bramlette & Wilcoxon (1967) y Roth & Hay, en Hay *et al.* (1967). Los códigos de las zonas habían sido previamente publicados por Martini (1970) para el Paleógeno (codificados como NP1 hasta NP25) y por Martini & Worsley (1970) para el Neógeno (codificados como NN1 hasta NN21).

Tres de las zonas del Oligoceno (NP23, NP24 y NP25) conservan la definición original del autor (por ejemplo, las de Bramlette & Wilcoxon, 1967). La mayoría de los datum marcadores de la zonación de Martini (1971) están basado en las últimas ocurrencias (por ejemplo, las de *Discoaster saipanensis*, *Reticulofenestra umbilicus* y *Sphenolithus distentus*, entre otros) y sólo dos en primeros registros (aquellos de *Sphenolithus ciperoensis* y *Discoaster druggii*). Otros esquemas y nuevas zonas han sido sucesivamente sugeridos por Roth *et al.* (1971), Haq & Lips (1971) y Haq (1972), en Bellas (1997).

Hasta llegar a los 70's donde Bukry (Bukry, 1971b) introdujo un sistema de zonas basado en la asociación completa y donde los límites entre zonas estaban definidos por el primer y último registro de varias especies. El esquema de zonación de Bukry (1971b) comprende cinco zonas para el intervalo Oligoceno a Mioceno tardío, enmarcadas en las treinta y tres zonas asignadas al Cenozoico. A su vez, estas zonas fueron objeto de varias subdivisiones.

El ampliamente conocido esquema bioestratigráfico de Bukry (1973b) conserva la división anterior y está basado en asociaciones de nanofósiles calcáreos de latitudes bajas. Posteriormente, el mismo autor adiciona dos nuevas subzonas, las de *Dictyococcites* (= *Reticulofenestra*) *bisecta* y *Cyclicargolithus floridanus* (Bukry, 1975). Este último esquema fue codificado bajo las abreviaturas de CP para el Paleógeno y CN para el Neógeno por Okada & Bukry (1980). No sólo los tradicionales primeros y últimos registros de diferentes especies fueron usados por dichos autores para su esquema bioestratigráfico, sino que también propusieron variantes como en el caso del acmé de *Cyclicargolithus abisectus* y *Clausicoccus subdistichus*.

Gartner (1977) y Haq (1978) indicaron que el esquema de biozonación de Martini (1971) estaba basado sobre todo en especies de nanofósiles calcáreos hemipelágicas, con lo que, tendría una mejor aplicación en secuencias cercanas a la costa y a la plataforma continental; más que para aquellas localizadas en mar abierto. Para secuencias de mar abierto, sería más recomendable la aplicación del esquema de Bukry (1975).

Posteriormente, Perch-Nielsen (1985) en su afamado compendio de nanofósiles para el Cenozoico, enfatizó el hecho de que algunas especies marcadores del esquema de zonación de Martini (1971) no se encontraban en asociaciones de mar abierto. De acuerdo con la mencionada autora, en aquellos casos la zonación bioestratigráfica de Bukry (1971b, 1973, 1975), codificada por Okada & Bukry (1980), debería ser aplicada. Se han venido sucediendo diversos esfuerzos por mejorar las citadas zonaciones clásicas de Martini (1971) y Bukry (1971b, 1973, 1975), donde se han sugerido otros eventos calibrados o no, otras divisiones zonales, pero muchos de ellos adolecen de un carácter regional, están basadas en especies sumamente raras en la asociación o presentan un carácter diacrónico en el registro. Ver amplia discusión en Bellas (1997) y Bown (1998).

Para la biozonación propuesta en este estudio, se han escogido los esquemas de Martini (1971) y Bukry (1971b, 1973, 1975) para subdividir el Eoceno, Oligoceno y Mioceno. Además, se tienen en cuenta eventos adicionales propuestos por varios autores (e.g. Gartner, 1992; Okada & Bukry, 1980, Raffi & Flores, 1995, Theodoridis, 1984, Varol, 1989, Bown, 1998).

Los esquemas de nanofósiles calcáreos utilizados en este estudio para el intervalo analizado del Paleógeno y Neógeno se muestran en cada una de las cartas de distribución de nanofósiles (Anexos III al VII). La mayoría de las especies documentadas para dicho intervalo fueron identificadas en este trabajo. En tanto que otras, aparecen en muy baja abundancia como los *Chiasmolithus* y algunas especies de *Sphenolithus* como *Sphenolithus distentus*; o están ausentes, como en el caso de los ejemplares de *Discoaster* típicos del Eoceno (*Discoaster barbadiensis* y *Discoaster saipanienses*).

La ocurrencia muy baja o extremadamente rara de algunas especies, y sus eventos asociados, han sido usados con precaución y solamente en relación con otros marcadores que están presentes consistentemente en el registro. Se ha estimado que la presencia/ausencia de algunas especies en las secuencias analizadas tiene relación con un control latitudinal, con la cercanía o no de la región nerítica y con condiciones paleoecológicas. Algunos de estos aspectos son discutidos más adelante en el Capítulo 6.

Afortunadamente, la presencia de retrabajados es casi imperceptible y en ninguna de las secuencias compromete la sucesión de eventos bioestratigráficos. En general las muestras de las secuencias analizadas en este estudio presentan una abundancia media y contienen una asociación de nanofósiles calcáreos diversa y bien preservada.

Los análisis bioestratigráficos realizados en este estudio parcialmente han encontrado algunos de los problemas arriba mencionados, especialmente los referidos a eventos basados en especies registradas en ocurrencias extremadamente bajas.

La biocronología y viabilidad de los eventos de nanofósiles calcáreos derivado del análisis de las secuencias estudiadas son discutidos en la descripción de las zonas de nanofósiles calcáreas objeto de este apartado y en el Capítulo 5.

4.2 Zonación bioestratigráfica

Con el propósito de describir con claridad las zonas de nanofósiles de tal manera que puedan ser consultadas por separado, se han organizado por secuencias y Épocas. Los límites entre las Épocas a su vez están en apartados. Las secuencias se han organizado partiendo de las recuperadas en continente hacia las de mar abierto, con el objetivo de seguir una progresión hacia condiciones más oceánicas en el registro y porque las últimas, tienen una edad más joven.

Finalmente se ha optado por conservar el nombre completo de cada especie al comienzo de la zonación de cada secuencia. A partir de su primera mención se usará en adelante su abreviatura, según la normativa establecida.

4.3 Sección del Arroyo Alférez

La sección de superficie del Arroyo Alférez abarca un intervalo de tiempo desde el Eoceno tardío hasta el Mioceno medio, correspondiente a las zonas NP18 (CP15a) hasta la NN5 (CN4) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980), respectivamente.

4.3.1 Eoceno

El intervalo de tiempo desde el Eoceno tardío hasta el Oligoceno temprano fue testigo de la transformación gradual de la tierra desde un estado de glaciación mínima (*green-house*) a uno de intensificación de la glaciación (*ice-house*). La diversidad biótica entre los microinvertebrados marinos (ostrácodos, foraminíferos bentónicos y planctónicos) declinó rápidamente durante este extenso periodo de cambios en el océano.

La intensificación de gradientes latitudinales en la variación climática condujo a una gran reestructuración en la paleobiogeografía del nanopláncton donde la nanoflora del Oligoceno exhibió una pronunciada provincialidad (Haq *et al.*, 1977; Wei & Wise, 1990; Wei, 1991; Aubry, 1992).

Zonación Bioestratigráfica

En general, las asociaciones de nanofósiles calcáreos en latitudes bajas son más diversas que las reconocidas en latitudes altas. De ahí que varios de los marcadores clásicos sugeridos para tales latitudes estén ausentes del registro dentro de una zonación planteada para una secuencia específica. Por nombrar algún ejemplo, está el caso de algunos marcadores de latitudes altas como *Isthmolithus recurvus* y *Chiasmolithus oamaruensis* para el Eoceno tardío. Estos taxones, están usualmente ausentes o en una proporción muy baja en secciones de latitudes bajas (Perch-Nielsen, 1985).

Diversos esquemas de zonaciones con nanofósiles calcáreos han sido propuestos para el Cenozoico (Haq, 1966; Hay & Müller, 1967; en: Bellas, 1997). Y más recientemente Martini (1971) y Okada & Bukry (1980).

Para la zonación clásica propuesta en este estudio, se han escogido los esquemas de Martini (1971) y Bukry (1973, 1975) para subdividir el Eoceno. (Anexos III y IV). Se tienen en cuenta, además, otros eventos propuestos por varios autores y compilados por Bown (1998). En las cartas de distribución sólo los taxones más representativos son presentados. (Anexos III y IV).

Introducción

En general la nanoflora es poco abundante y mal preservada, donde en ciertos niveles, se observa que las estructuras delicadas de los escudos de algunos taxones no se han conservado. Además, la recristalización es frecuente. Sin embargo, algunos sectores presentan un contenido en nanofósiles mayor donde es evidente una mejor preservación de los especímenes. En tres niveles no se registra nanoflora: G05-CB-01 (4.875 m), G05-CB-07 (50.875 m) y G05-CB-18 (99.375 m). Estos corresponden a las primeras muestras de la secuencia estudiada y tendrían una edad más antigua que el Eoceno tardío.

Las muestras de sedimento del intervalo estudiado del Arroyo Alférez contienen en líneas generales, de abundante a común, ejemplares de *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra bisecta* y *Reticulofenestra umbilicus*.

Común aparecen taxones del género *Sphenolithus* y en algunos niveles de *Helicosphaera*. En tanto que *Discoaster* aparece en proporciones muy bajas, siendo notoria su ausencia en el registro en varios niveles. Un leve incremento de este género se observa hacia el final de la secuencia. También se registran algunos escasos individuos de *Toweius callosus*, *Zygrhablithus bijugatus* y *Pontosphaera* spp. Por otro lado las pequeñas *Reticulofenestra* también hacen parte de la asociación.

A continuación se describen las zonas definidas para la parte basal de la sección de superficie del Arroyo Alférez, las cuales abarcan un periodo comprendido entre el Eoceno tardío hasta el Oligoceno temprano, correspondientes a las zonas NP18 (CP15a) hasta la NP20 (parte superior de CP15b) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980).

En términos de nanofósiles calcáreos, la diversidad de especies vuelve a incrementarse durante el Eoceno temprano pero hacia el Eoceno medio, muchas especies desaparecen y sólo unas pocas tienen su primera aparición en el registro hacia el final de esta época

El linaje de los *Tribrachiatus* se presenta como excelente marcador para el inicio del Eoceno, seguido por formas de los géneros *Discoaster*, *Nannotetrina*, *Chiasmolithus*, *Isthmolithus* y *Sphenolithus* (Perch-Nielsen, 1985).

Eoceno tardío (Priaboniense)

Intervalo: G05-CB-45 hasta G05-CB-83

Espesor estratigráfico: 152.125 m hasta 249.875 m

NP18 *Chiasmolithus oamaruensis* Zone

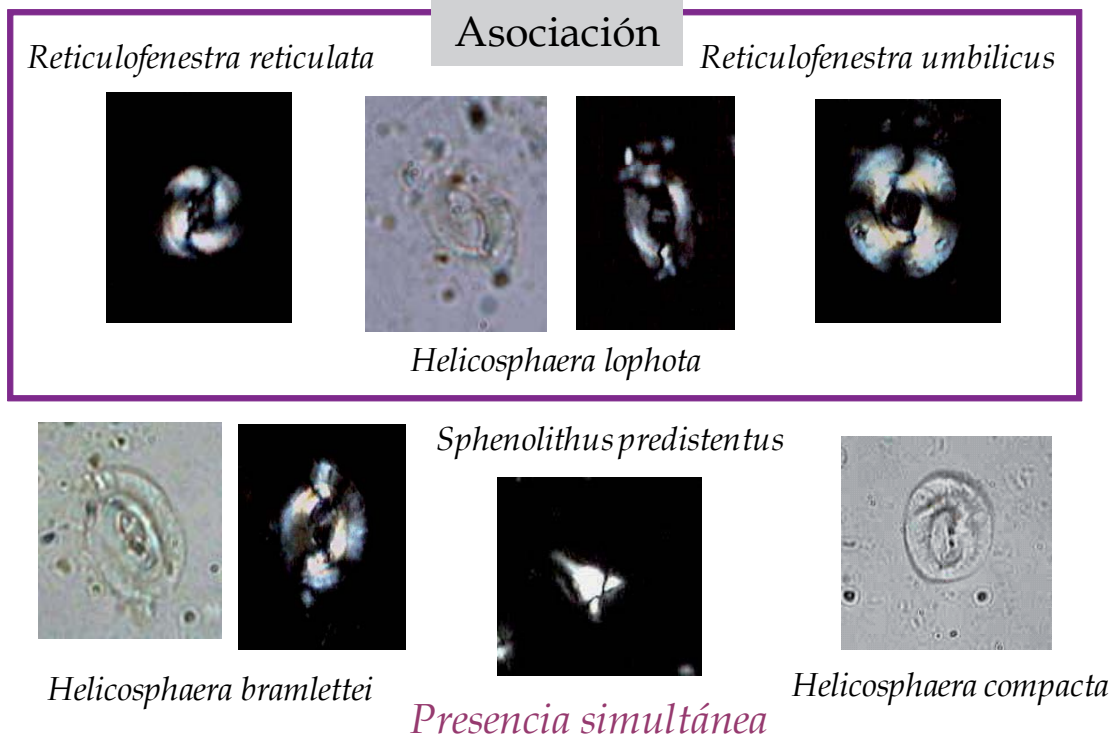
(CP15a) *Chiasmolithus oamaruensis* Subzone

Definición: FO *Chiasmolithus oamaruensis* hasta FO *Isthmolithus recurvus*

NP19 *Isthmolithus recurvus* Zone

Parte inferior de (CP15b) *Isthmolithus recurvus* Subzone

Definición: FO *Isthmolithus recurvus* hasta FO *Sphenolithus pseudoradians*



La ausencia de eventos claros para la definición de las zonas del Eoceno tardío y la asociación de nanofósiles identificada no permite la separación de las zonas NP18 y NP19 y por ello se combinan aquí en una sola.

La asociación de nanofósiles calcáreos está caracterizada por diversos taxones propios del Eoceno, registrándose la presencia continua de *Helicosphaera lophota*, *Helicosphaera bramlettei*, *T. callosus?*, *Toweious* spp., *Praeprinsius* spp. y *Reticulofenestra reticulata*. Algunos de estos taxones persisten en unas pocas muestras antes de su extinción. Datos, que no obstante, carecen de una calibración oficial, pero que permiten sugerir la biozona propuesta.

Por otro lado el género *Discoaster* está casi completamente ausente. Su presencia, si se registra no suele ser de más de un ejemplar por muestra. Los únicos ejemplares presentes son formas recristalizadas de seis rayos que no pueden ser identificadas a nivel de especie. Además, en las muestras de este intervalo la clara identificación de *Helicosphaera compacta*, *Sphenolithus predistentus* y *Helicosphaera bramlettei*, las cuales aparecen en abundancia común, indican una edad cercana a 39 Ma, como edad mínima para su registro simultáneo (Bown, 1998), correspondiente a la zona NP18 de Martini (1971).

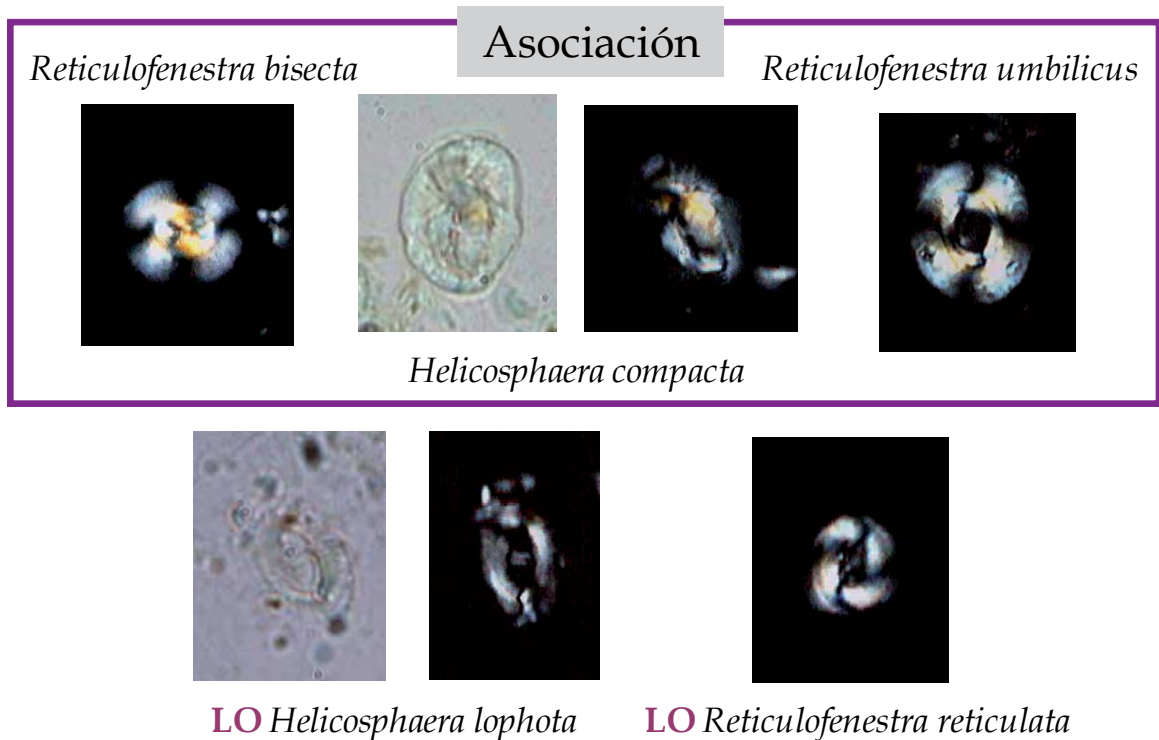
Es de destacar que para estas zonas, el evento bioestratigráfico más importante es que ya se haya producido el FO de *H. compacta*, el cual de acuerdo con Perch-Nielsen (1985), se daría lugar cerca de la base de la zona NP17 de Martini (1971). Además, Varol (1989) usa su FO para definir el límite Lutetiense/Bartoniense.

La presencia asimismo, de *H. bramlettei* (FO en NNTe11 B de Varol, 1989) restringe aún más las zonas propuestas.

NP20 *Sphenolithus pseudoradians* Zone

Parte superior de (CP15b) *Isthmolithus recurvus* Subzone

Definición: LO *Sphenolithus pseudoradians* hasta LO *Discoaster saipanensis*



Al igual que en el intervalo asociado en este estudio para las zonas NP18-NP19, la última zona del Eoceno presenta dificultades para su definición local, pero los LO de *H. lophota* y de *R. reticulata* podrían ser sugeridos como alternativa. El primer evento no presenta una calibración oficial y no es posible asignarle una edad precisa, en tanto que el segundo, está bien calibrado y se ha estimado una edad para su LO en 35 Ma (Bergreen *et al*, 1995).

Este evento se presenta como una alternativa para la definición del límite Eoceno-Oligoceno (Müller, 1970, 1979; Martini & Müller, 1986). El LO de *R. reticulata* fue considerado un evento viable en el Pacífico suroccidental (DSDP Leg 90) por Martini (1986); y Wei (1991) lo registra de forma consistente a altas latitudes (ODP Hole 699A). Hacia el final de esta zona se identifica el FO de *Cyclicargolithus floridanus*, el cual es acorde con lo planteado en Bown (1998) para el tope del Eoceno tardío. Sin embargo, Aubry (1986) lo sitúa mucho antes en NP16.

4.3.2 Eventos bioestratigráficos en el límite Eoceno/Oligoceno

La transición Eoceno/Oligoceno marca un abrupto enfriamiento terrestre, estuvo asociado con el establecimiento de las masas de hielo permanente en la Antártida (Kennett *et al.*, 1975) y al inicio del flujo de la corriente circumpolar en la Antártida (Lear *et al.*, 2000; Zachos *et al.*, 2001). El límite Eoceno/Oligoceno en términos de nanofósiles calcáreos es localizado, usualmente, en el techo de NP20/CP15 definido por el LO del género *Discoaster* con formas de disco, representado por las especies *Discoaster barbadiensis* (34.3 Ma) y *Discoaster saipanensis* (34.2 Ma). Este evento estaría muy cercano a la desaparición del género de foraminífero planctónico *Hantkenina* (33.7 Ma).

Prácticamente no hay otros eventos de nanofósiles calcáreos reconocidos para marcar el límite Eoceno/Oligoceno en cuanto a primeras o últimas ocurrencias. No obstante, en algunas secuencias, *Ericsonia subdisticha* y/o *Ericsonia obruta* pueden ser comunes en la base del Oligoceno más que en el Eoceno subyacente o avanzando en el Oligoceno (Perch-Nielsen, 1985).

Para la secuencia estudiada del Arroyo Alférez estas especies mencionadas no han sido identificadas, siendo notorio en la asociación la casi inexistencia de este género. En el caso del FO de *C. floridanus* hay controversia, pues se ha propuesto que este evento ha tenido lugar en NP16 (Aubry, 1986) o en el tope de NP21 (Bown, 1998). Para el intervalo analizado es claro que su FO está más acorde con lo planteado para el final del Eoceno, junto con la extinción de otros taxones típicos de esta época.

Además, el LO de *Reticulofenestra oamaruensis* sería un evento sincrónico y marcaría, también, el límite Eoceno/Oligoceno, correspondiéndole una edad de 33.7 Ma (Berggren *et al.*, 1995; Wei & Thierstein, 1991). Este taxón es raro y no ha sido identificado en la asociación.

En este estudio se han seleccionado los siguientes eventos para marcar el límite Eoceno/Oligoceno: LO de *R. reticulata* (aunque su abundancia es baja en la asociación) y FO de *C. floridanus*, aunque con reservas, teniendo en cuenta a su vez; la extinción de las especies restringidas al Eoceno antes mencionadas. Estos eventos son los que se aconseja usar para definir el límite en esta secuencia en tanto se refina la zonación o en tanto se establecen otros eventos alternativos.

4.3.3 Oligoceno

El Oligoceno fue un periodo de tiempo relativamente corto, pero caracterizado por algunos de los mayores cambios geológicos. El enfriamiento que prevaleció a través del Oligoceno (Aubry, 1992) modificó la vida y el hábitat de muchos organismos, siendo los especímenes marinos unos de los más afectados. En la mayoría de las secciones del Oligoceno, la diversidad suele ser relativamente baja. Algunas especies del Eoceno desaparecen en la parte basal del Oligoceno, en tanto que otras especies nuevas de *Sphenolithus* tienen sus primeros registros hacia el final de esta época. Usualmente *Discoaster deflandrei*, *Discoaster tanii nodifer* y *Discoaster tanii* son los únicos taxones del género *Discoaster* presentes (Perch-Nielsen, 1985).

Zonación Bioestratigráfica

Diversos esquemas de zonaciones con nanofósiles calcáreos han sido propuestos para el Cenozoico [Bramlette & Wilcoxon, 1967 (en: Bellas, 1997); Hay *et al.*, 1967 (en: Bellas, 1997); Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980]. Para la zonación clásica propuesta en este estudio, se han escogido los esquemas de Martini (1971) y Bukry (1973, 1975) para subdividir el Oligoceno porque estas zonaciones se establecieron con base en secuencias muy detalladas del Caribe (Anexo III).

Además, se tienen en cuenta eventos adicionales propuestos por Gartner (1982), Okada & Bukry (1980), Fornaciari & Rio (1996), Perch-Nielsen (1985), entre otros. Además de los registrados por Bown (1998) pertenecientes a varios autores. Las cartas de distribución presentan sólo los taxones más representativos de la asociación. (Anexo III).

Introducción

En general la nanoflora es poco abundante y bien preservada, donde incluso en algunos niveles, se pueden observar estructuras muy delicadas de los escudos de algunos taxones, las cuales difícilmente se encuentran preservadas en secuencias tan antiguas. Sin embargo, otros niveles presentan un pobre contenido en nanofósiles donde es evidente la extrema disolución o la ausencia de nanoflora como en la muestra G05-CB-313 (711.625 m).

Las muestras de sedimento de este intervalo del Arroyo Alférez contienen en líneas generales, de abundante a común, especímenes de *C. floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra minutula*, *R. umbilicus* y *R. bisecta*. Común aparecen taxones del género *Sphenolithus* y en algunos niveles de *Helicosphaera*. En tanto que *Discoaster* se encuentra en poca abundancia y corresponden sólo a *Discoaster deflandrei* y *Discoaster adamanteous*. A continuación se describen las zonas definidas para la sección de superficie del Arroyo Alférez, las cuales abarcan todo el Oligoceno, desde el temprano (Rupeliense) al tardío (Chattiense), correspondientes a las zonas NP21 (CP16) hasta la NP25 (CP19) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980).

Oligoceno temprano (Rupeliense)

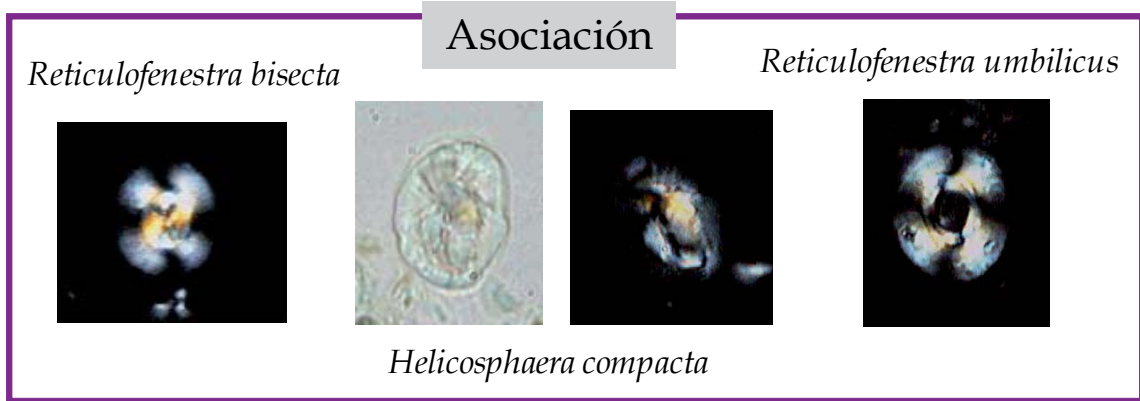
NP21 *Ericsonia subdisticha* Zone

(CP16a) *Coccolithus subdisticha* Subzone y (CP16b) *Coccolithus formosus* Subzone

Intervalo: G05-CB-107

Espesor estratigráfico: 291.625 m

Definición: LO *Discoaster saipanensis* hasta LO *Ericsonia formosa*



FO *Cyclicargolithus floridanus*

La ausencia de individuos de *Discoaster*, tanto con forma de disco (*D. barbadiensis* y *D. saipanensis*) como los frecuentes en secuencias del Oligoceno (*D. deflandrei*, *D. tanii nodifer* y *D. tanii*), no permite discernir con precisión qué parte de la secuencia pertenecería a esta zona. Además, pequeños ejemplares ovalados de *C. pelagicus* y *Coccolithus* spp. son los únicos de este género identificados, registrándose la ausencia de los marcadores tradicionales: *Ericsonia subdisticha* y *Ericsonia obruta*. Se destaca el aumento en la abundancia de *R. umbilicus*, *Reticulofenestra daviesii* y *Sphenolithus moriformis*.

Lo anterior, sumado al resto de la asociación de nanofósiles identificada, permite situar la base del Oligoceno después del FO de *C. floridanus* y de la extinción de los taxones típicos del Eoceno tardío, ya mencionados para NP18, NP19 y NP20. Además, del LO de *R. reticulata*.

NP22 *Helicosphaera reticulata* Zone

(CP16c) *Reticulofenestra hillae* Subzone.

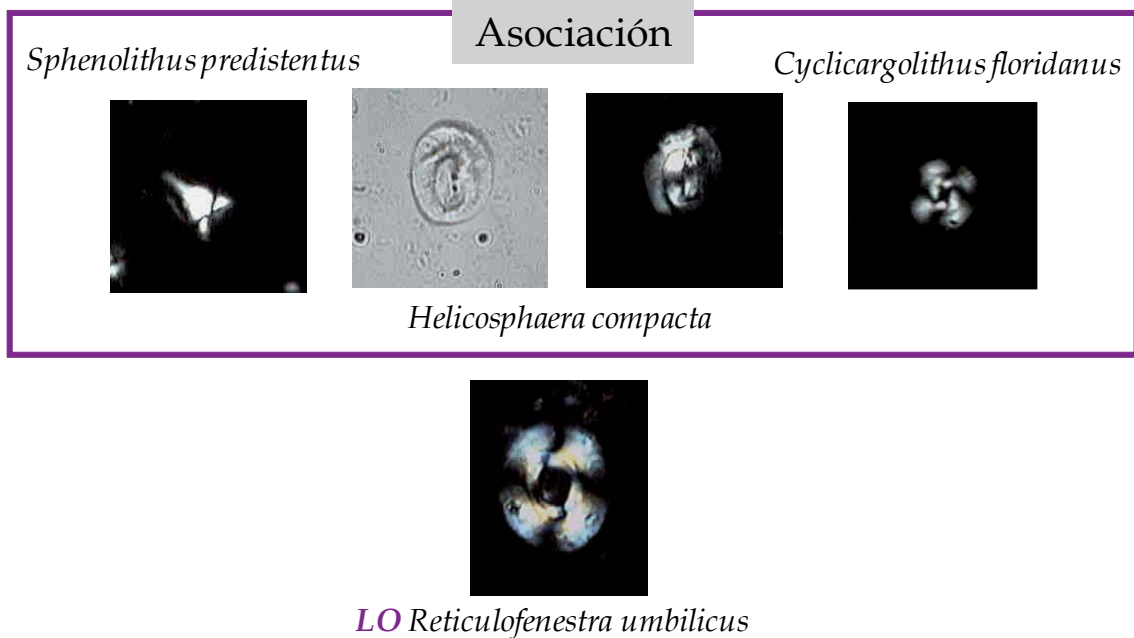
Con diferente definición para el tope del intervalo:

LO *E. formosa* hasta LO *Ericsonia formosa* LO *Reticulofenestra umbilicus*

Intervalo: De G05-CB-131 hasta G05-CB-205

Espesor estratigráfico: 348.875 m hasta 500.875 m

Definición: LO *Ericsonia formosa* hasta LO *Reticulofenestra umbilicus*



La asociación presenta un importante aumento de *C. floridanus* y *H. compacta*. *S. predistentus* es frecuente. Escasos individuos de *Z. bijugatus*, levemente recristalizados, se registran en esta zona. Es común la presencia de pequeñas *Reticulofenestra* y se destaca la abundancia de *R. bisecta*. El LO de *I. recurvus* (Monechi, 1986; Wei, 1991, Berggren *et al*, 1995) ha sido sugerido como evento alternativo, ante la posible ausencia de *R. umbilica*. *I. recurvus* no ha sido identificado en el registro. *R. umbilicus* aparece común en la asociación y en esta zona se presenta su LO de manera clara. La edad para este evento está muy bien calibrada y se ha establecido en 31.3 Ma (Berggren *et al*, 1995). Además, se considera un evento que aconteció de manera extendida en los océanos (Martini, 1971; Bukry, 1973; Backman, 1987).

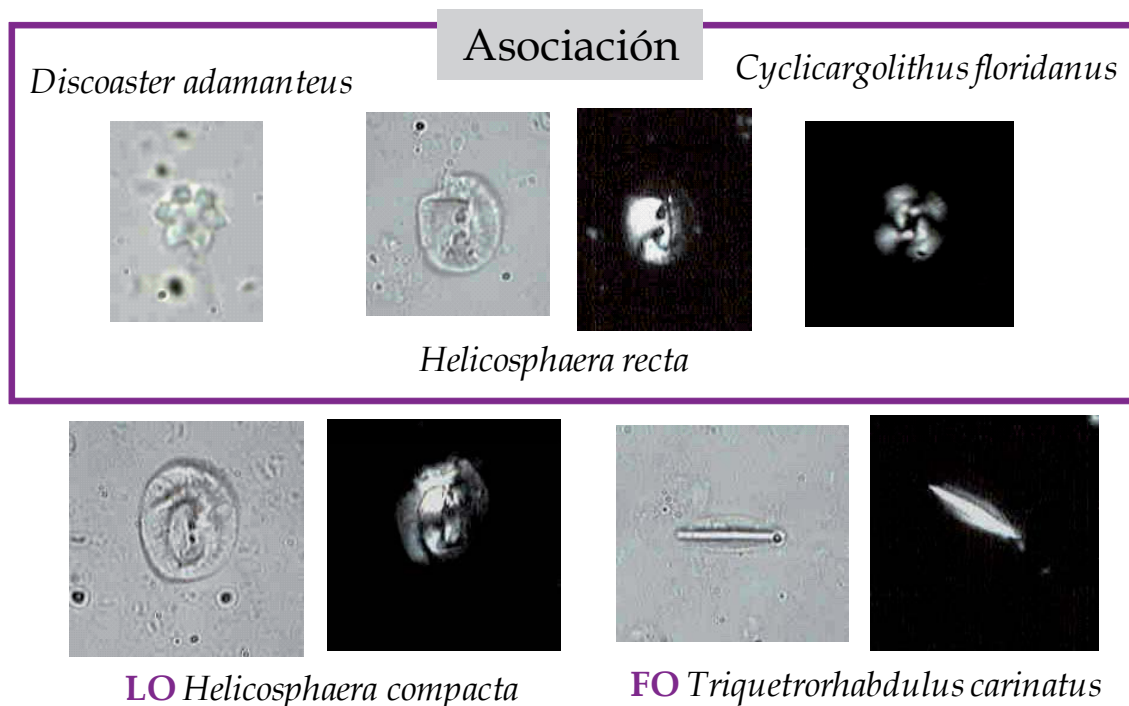
NP23 *Sphenolithus predistentus* Zone

(CP17) *Sphenolithus predistentus* Subzone y (CP18) *Sphenolithus distentus* Subzone

Intervalo: De G05-CB-228 hasta G05-CB-394

Espesor estratigráfico: 549.625 m hasta 994.625 m

Definición: LO *Reticulofenestra umbilicus* hasta FO *Sphenolithus ciperoensis*



En esta zona se registra el FO de *S. distentus* (Okada & Bukry, 1980; Wei & Wise, 1989). En la asociación aparece en muy poca abundancia, mal preservado y de fácil confusión con otros *Sphenolithus*. Aunque su registro se ha identificado en un intervalo anterior, suceso que ha sido notado por otros autores (Poore *et al.*, 1984; Shackleton *et al.*, 1984; Parker *et al.*, 1985), es en esta parte del intervalo de la secuencia del Arroyo Alférez donde se incrementa levemente su abundancia y está mejor preservado. Investigaciones en secciones del Oligoceno del Norte de Europa (Müller, 1970; Benedek & Müller, 1974) han mostrado que *C. abisectus* y *Helicosphaera recta* tienen sus FO aproximadamente hacia el límite de las zonas de *S. predistentus* y *S. distentus* (NP23/24) de la zonación estándar (Martini, 1971; Martini & Müller, 1986).

De acuerdo con Firth (1992), correlaciones bioestratigráficas –a nivel regional- basadas en el LO de *C. abisectus* son asincrónicas y con viabilidad discreta. Es así como eventos del FO de *C. abisectus* ha sido registrados antes de NP23/NP24, en NP22 (Aubry, 1992) y NP23 (Okada & Bukry, 1980). De lo anterior, se podría concluir que el FO absoluto de *C. abisectus* ya se habría presentado dentro de las zonas NP22 y NP23. Sin embargo, su presencia consistente no sería observada hasta la zona NP24. En la sección de superficie del Arroyo Alférez se ha identificado su FO en NP23 junto con el FO de *H. recta*. También, *S. predistentus* está presente pero es escaso. *H. compacta* es frecuente.

El límite entre NP23/NP24 (CP18/CP19a) estaría marcado por la LO de *H. compacta* y FO de *S. ciproensis*, lo que estaría en concordancia por lo sugerido por Perch-Nielsen (1985).

Oligoceno tardío (Chattiense)

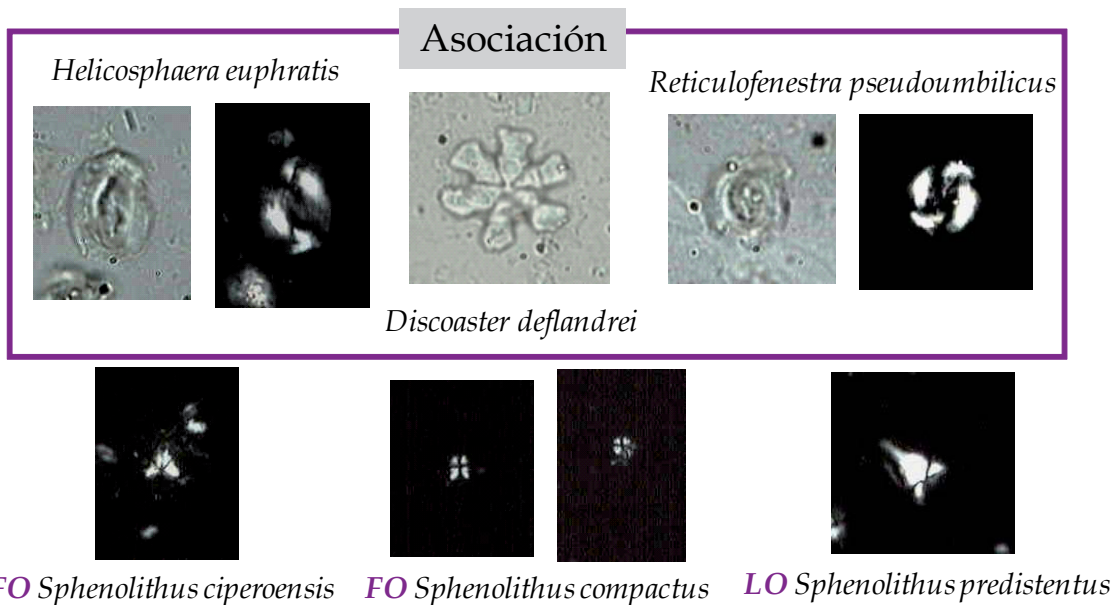
NP24 *Sphenolithus distentus* Zone

(CP19) *Sphenolithus ciproensis* (CP19a) *Cyclicargolithus floridanus* Zone

Intervalo: De G05-CB-406 hasta G05-CB-490

Espesor estratigráfico: 1014.625 m hasta 1192.125 m

Definición: FO *Sphenolithus ciproensis* hasta LO *Sphenolithus distentus*



La asociación presenta un importante aumento de *Helicosphaera euphratis* y *C. abisectus*. *S. predistentus* es frecuente y desaparece antes de *S. distentus*, aunque la presencia de este último es escasa en todos los niveles.

Varios autores sitúan el LO de *S. distentus* antes del FO de *S. ciproensis* (Martini, 1971; Bukry, 1973b, 1975; Olafsson & Villa, 1992). Sin embargo, Wei & Wise (1989) juzgan este evento poco viable debido a la escasez con que suele presentarse en el registro. En la sección del Arroyo Alférez es escaso, característica también registrada por Fornaciari & Rio (1996) y Bellas (1997), entre otros. De ahí que el LO de *S. distentus* deba ser usado con precaución en este estudio.

El LO de *S. predistentus* fue propuesto inicialmente como un evento robusto por Olafsson & Villa (1992). Es importante tener en cuenta la dificultad taxonómica que existe para diferenciar a *S. predistentus* de *S. distentus*, sobre todo cuando este último presenta los elementos de la espina apical fracturados. Además, en la asociación nunca llegan a ser abundantes.

Escasos individuos de *T. carinatus*, levemente disueltos, se registran en esta zona. Bizon & Müller (1979, en: Bellas, 1997) fueron los primeros en identificar su presencia en sedimentos del Oligoceno del Pacífico ecuatorial y del océano Índico. Otros autores también sitúan el FO de *T. carinatus* cerca al límite Oligoceno/Mioceno (Biolzi *et al.*, 1981) y en NP24 (Perch-Nielsen, 1985; Fornaciari *et al.*, 1990). Especímenes de *S. ciperoensis* aparecen en poca abundancia, pero en general, bien preservados y fácilmente distinguible de los otros *Sphenolithus*. Es común la presencia de pequeñas *Reticulofenestra* y se destaca la abundancia de *R. bisecta*.

El tope de esta zona está caracterizado por el LO de *Pontosphaera (Discolithina) enormis* (Müller, 1976; Benedek & Müller, 1974; Martini, 1981; Martini & Müller, 1986; Garecka, 2005). Pero, aunque *Pontosphaera multipora* aparece en algunos niveles como frecuente, la presencia de *P. enormis* no se ha registrado en la sección o su identificación no ha sido posible dada las características de preservación de los especímenes.

De acuerdo con varios autores (Báldi-Beke, 1984; Melinte, 1995; Bizon & Müller, 1979; Biolzi *et al.*, 1981), el FO de *Sphenolithus conicus* podría ser usado como un marcador sustituto del LO de *P. enormis*. Sin embargo, en la secuencia del Arroyo Alférez el LO de *S. conicus* se observa más arriba, al final de NN1, lo cual es más consistente con lo propuesto en las zonaciones clásicas (Bown, 1998).

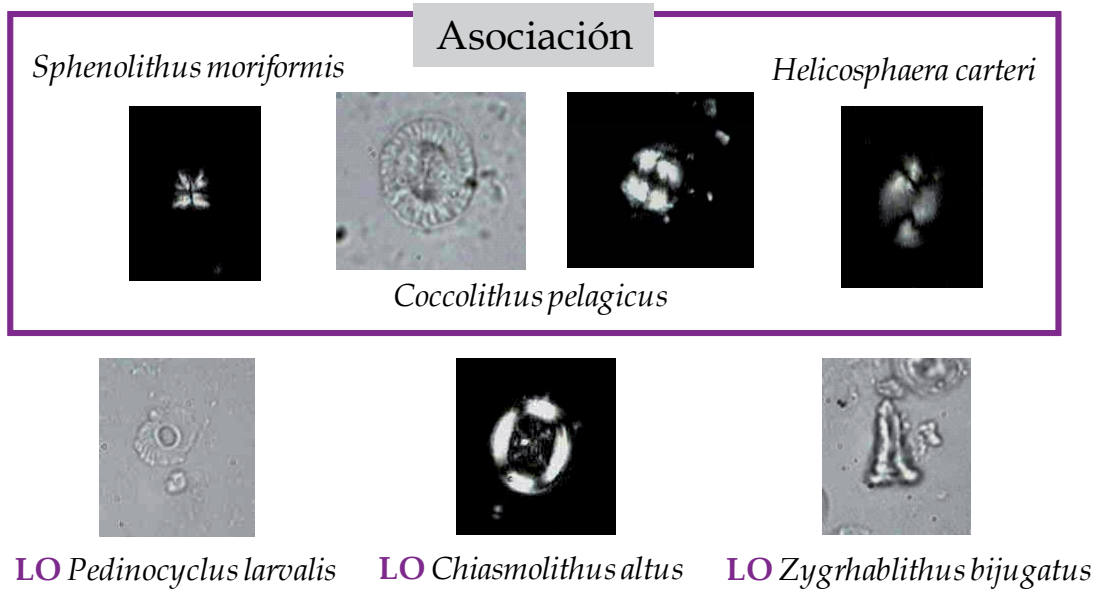
NP25 *Sphenolithus ciperoensis* Zone

(CP19) *Sphenolithus ciperoensis* Zone (CP19b) *Dictyococcites bisectus* Subzone

Intervalo: De G05-CB-503 hasta G05-CB-587

Espesor estratigráfico: 1211.375 m hasta 1340.625 m

Definición: LO *Sphenolithus distentus* hasta LO *Helicosphaera recta*
y/o LO *Sphenolithus ciperoensis*



Esta zona está basada en la presencia continuada de *S. conicus*, *Sphenolithus dissimillis* y *T. carinatus*, seguida por la desaparición de *R. bisecta*. Ha sido recomendado durante muchos años el uso del LO de *S. ciproensis* como cercano al límite Oligoceno/Mioceno (Bizón & Müller (1981) en: Bellas (1997); Martini & Müller, 1986) o para definir la base de NN1 (Okada & Bukry, 1980). Sin embargo, esta especie es común en latitudes bajas y está casi siempre ausente en latitudes altas. No obstante, ha sido considerado un evento viable (Wei & Wise, 1989; Olafsson, 1991; Olafsson & Villa, 1992; Fornaciari & Rio, 1996). La secuencia del Arroyo Alférez muestra claramente el LO de *S. ciproensis* y de *R. bisecta*, siendo más difícil en el caso de *S. distentus* dado su escasa abundancia en la secuencia. En este nivel se registra también el LO de *Chiasmolithus altus*.

Mientras *H. recta* y *S. ciproensis* han mostrado ser marcadores útiles cercanos al límite Oligoceno/Mioceno en muchas secciones a latitudes bajas, los últimos registros de *R. bisecta* y *Z. bijugatus* establecerían el límite más aproximado entre NP25-NN1 (Perch-Nielsen, 1985). Sin embargo, en la sección analizada el LO de *H. recta* se registra en NN1. Ambos LO serían eventos sincrónicos con la primera aparición de *T. carinatus* y corresponderían a la base de NN1 (Martini, 1971).

No obstante, el mismo autor (Martini, 1971) registra la ocurrencia de *T. carinatus* también en la zona de NP25 y aún más abajo, en la parte superior de NP24. Esto último ha sido identificado en la sección estudiada.

Z. bijugatus hace parte de la asociación de especies que se extinguen cerca al límite Oligoceno/Mioceno de acuerdo con Müller (1982) y Martini & Müller (1986). En este sentido ha sido ampliamente usado en zonaciones cuando la presencia de *R. bisecta* es escasa o ausente en la asociación (Edwards & Perch-Nielsen, 1975; Edwards, 1971; en: Bellas, 1997).

La desventaja de *Z. bijugatus* como indicador es su baja preservación en el sedimento (Perch-Nielsen, 1985). Por otra parte, Gartner (1992), registra su presencia esporádica en el registro en secuencias más jóvenes, en NN1. En la sección estudiada *Z. bijugatus* aparece en abundancia escasa aunque bien preservado y su último registro ha sido situado antes de LO de *R. bisecta*.

Además de lo anterior, Perch-Nielsen (1985), Berggren *et al.* (1995), Fornaciari *et al.* (1996) y Young (en: Bown, 1998) sugieren redefinir la base de NN1 (y por consiguiente el techo de NP25) como en el LO de *R. bisecta*. Evento que este estudio considera como el más adecuado.

4.3.4 Eventos bioestratigráficos en el límite Oligoceno/Mioceno

La sección recuperada en continente del Arroyo Alférez ha sido objeto de un análisis cuantitativo con el propósito de aclarar aspectos relacionados con la viabilidad de los eventos propuestos para definir el límite Oligoceno/Mioceno. Además algunas muestras aisladas hasta el tope de la secuencias también fueron incluidas (Anexo IV). Corresponden a datos absolutos (nanofósiles/g) y relativos derivados de la revisión bioestratigráfica. Están referidos sólo a los indicadores más característicos (estándar o reconocidos frecuentemente).

Los cálculos de abundancia de nanofósiles calcáreos fueron realizados siguiendo la técnica de Flores & Sierro (1997) (Anexo IV). Dicha distribución se presenta en datos cuantitativos correspondientes a porcentajes, nanofósiles totales por gramo de sedimento seco y de cada especie indicadora por gramo de sedimento seco (Anexo IV).

El límite Oligoceno/Mioceno en términos de nanofósiles calcáreos es localizado en el techo de NP25 por algunos autores y en la base de NN1 por otros (Perch-Nielsen, 1985; Wei & Wise, 1989; Fornaciari *et al.*, 1990; Berggren *et al.*, 1995; Aubry & Villa, 1996; Fornaciari & Rio, 1996, Bellas, 1997; Rio *et al.*, 1997). La secuencia de últimos registros (LO) de *Helicosphaera recta*, *Sphenolithus ciperoensis*, *R. bisecta* y *Z. bijugatus* suelen ser usados como marcadores (Perch-Nielsen, 1985); pero este conjunto de eventos pueden variar de acuerdo con los marcadores seleccionados por diferentes autores debido generalmente a la restricción latitudinal de ciertos taxones.

De acuerdo a lo expuesto por Aubry & Villa (1996) el FO de *S. delphix* es el único evento que marca el límite Oligoceno/Mioceno. Sin embargo, Fornaciari *et al.* (1990) indican que esta especie está restringida a la parte superior del Mioceno temprano, Subzona CN1c (NN2), donde aparece con frecuencia. *S. delphix* es una especie de talla pequeña, difícil de identificar en condiciones de preservación moderada y/o pobre. En la sección no se ha identificado *S. delphix*, dada la pobre preservación de las muestras del intervalo de interés, lo que hace pensar que no se registra o bien que la resolución de muestreo no permite la identificación de su estrecho intervalo de ocurrencia. Además el inicio del Mioceno está caracterizado por la ausencia de nanoflora en las muestras (G05-CB-610 y G05-CB-619) las cuáles podrían corresponder a su posición estratigráfica (Anexo IV). No obstante, en la secuencia correspondiente de mar abierto, site ODP 999, tanto su primer como último registro ha sido identificado con claridad.

El evento que presenta más viabilidad es el LO de *R. bisecta*, el cual ha sido utilizado para fijar el límite NP25/NN1 (Berggren *et al.*, 1995 en 23.9 Ma; Rio *et al.*, 1997 para el Océano Índico). En el Mediterráneo este evento se habría presentado en la parte inferior de la zona de NN1 (Fornaciari & Rio, 1996; Bellas, 1997) y se considera la mejor aproximación al límite Oligoceno/Mioceno. Wei & Wise (1989) han propuesto que el LO de *R. bisecta* es un evento sincrónico a latitudes medias en el Atlántico Norte y Sur. La base del intervalo estudiado corresponde al límite Oligoceno/Mioceno, zonas NP25/NN1 de Martini (1971), correspondiente al intervalo estratigráfico G05-CB-582 (1333.125 m) hasta G05-CB-587 (1340.625 m). Por otra parte las primeras ocurrencias de los marcadores de zona en las cartas bioestratigráficas estándar identificados en la secuencia (*H. ampliaperta*, *S. disbelemnus*, *S. belemnus* y *S. heteromorphus*) permiten indicar las zonas de NN2, NN3 y NN4 de Martini (1971) en el registro (Anexo IV).

El tope de la secuencia con presencia de nanoflora estaría después de los FO de *Helicosphaera waltrans* y *Helicosphaera walberdorfensis* y antes del LO de *S. heteromorphus*. El registro se presenta parcialmente continuo, con niveles estériles en nanofósiles calcáreos (G05-CB-651, 1617.625 m y G05-CB-696, 1617.625 m) y diversos hiatos que han sido discutidos en la sección anterior de este apartado. A partir del nivel correspondiente a la muestra G05-CB-7011 (1937.875 m) la secuencia es estéril en nanoflora hasta el final de la sección estudiada.

4.3.5 Mioceno

Durante el Mioceno temprano (~24 Ma hasta ~16 Ma), la circulación termohalina era muy diferente a la actual porque los pasajes oceánicos a bajas latitudes (por ejemplo, entre el Istmo de Panamá y Tethys) permitían una circulación ecuatorial bien desarrollada. El Mioceno medio a tardío es conocido como un intervalo de grandes cambios en el sistema climático terrestre, como lo fueron la expansión de los casquetes polares de la Antártida, el enfriamiento y hundimiento de las masas de agua superficial y inicio del levantamiento del Istmo de Panamá y del Himalaya (Zachos *et al.*, 2001). Estas condiciones tan cambiantes tuvieron un impacto significativo en la circulación oceánica, en el suministro de nutrientes y por ende, en la productividad de los océanos.

Zonación Bioestratigráfica

Diversos esquemas de zonaciones basadas en nanofósiles calcáreos han sido propuestos para el Cenozoico (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980). Para la zonación clásica propuesta en este estudio, se han seleccionado los esquemas de Martini (1971) y Bukry (1973, 1975) para subdividir el Mioceno porque estas zonaciones se establecieron con base en secuencias muy detalladas del Caribe (Anexo III y IV). Además, se tienen en cuenta eventos adicionales propuestos por Gartner (1982), Okada & Bukry (1980), Raffi & Flores (1995), Theodoridis (1984), Varol (1989) y los registrados por Bown (1998) pertenecientes a varios autores.

En las cartas de distribución sólo los taxones más representativos son presentados. (Anexo III y IV).

Introducción

En la secuencia, la nanoflora es abundante y bien preservada. En algunos niveles, se observan estructuras delicadas de los escudos de algunos taxones. Sin embargo, otros niveles presentan un pobre contenido en nanofósiles donde se observa extrema disolución. En cinco muestras no se registra nanoflora: G05-CB-610 (1382.875 m), G05-CB-619 (1410.625 m), G05-CB-651 (1522.375 m), G05-CB-696 (1617.625 m) y G05-CB-711 (1937.875). La última corresponde al nivel superior de la sección analizada (Anexo III).

El intervalo estudiado del Arroyo Alférez contiene en líneas generales, de abundante a común, especímenes de *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra minutula*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*. Común se encuentran taxones del género *Sphenolithus* y en algunos niveles de *Helicosphaera*. En tanto que *Discoaster* aparece en poca abundancia, registrándose un considerable incremento hacia el final de la secuencia, lo que estaría en concordancia con la idea de que prefieren aguas más cálidas, condiciones que habrían prevalecido después del óptimo climático del Mioceno que finalizaría hacia ~15 Ma (Zachos *et al.*, 2001).

A continuación se describen las zonas definidas para la sección de superficie del Arroyo Alférez. Estas abarcan un periodo comprendido entre el Mioceno temprano (Burdigaliense) hasta el Mioceno medio (Langhiense-Serravalliense), correspondientes a las zonas NN1 (CN1) hasta la NN5 (CN4) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980).

Mioceno temprano (Aquitaniense)

NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone

(CN1) *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone (CN1a) *Cyclicargolithus abisectus*

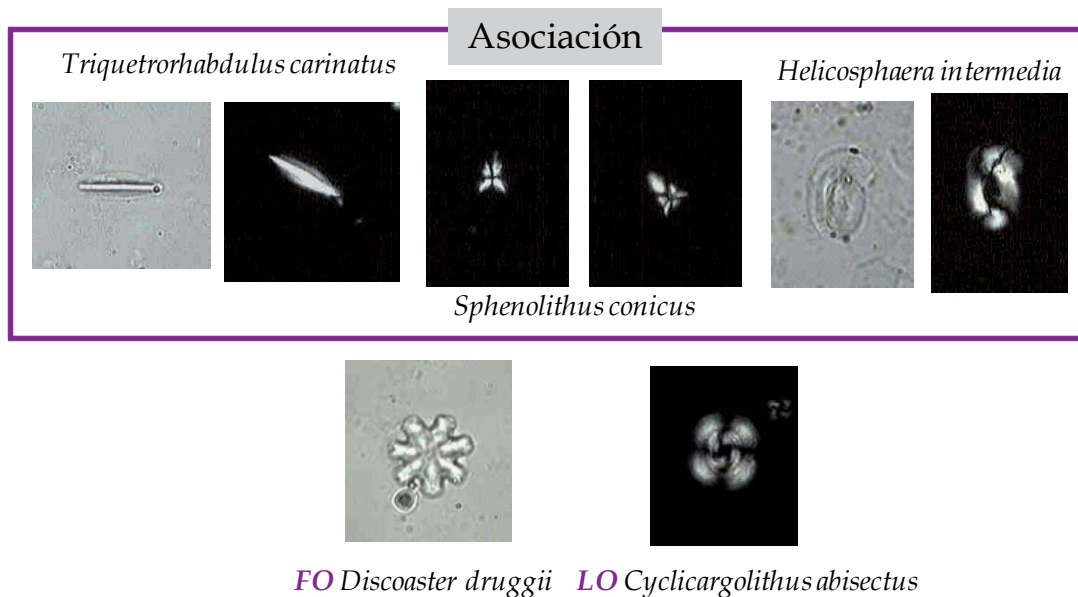
y (CN1b) *Discoaster deflandrei* Subzone

Intervalo: G05-588 hasta G05-CB-599

Espesor estratigráfico: 1342.375 m hasta 1361.375 m

Definición: LO *Helicosphaera recta* y/o LO *Sphenolithus ciperoensis*

hasta FO *Discoaster druggii*



NN1 es reconocida como la zona base del Mioceno. Bukry (1973) resalta en la parte más baja de esta zona (CN1a) la presencia común de *C. abisectus* y en la siguiente (CN1b) caracterizada por poca diversidad, la presencia relativamente común de *D. deflandrei*. Lo anterior es coherente con lo encontrado en la sección estudiada, aunque *Discoaster* aún no es muy frecuente en la asociación. Aumenta la abundancia de *T. carinatus* y *C. floridanus*. *Discoaster druggii* puede ser difícil de distinguir de otros *Discoaster* cuando hay recrecimiento. Aunque la recristalización es evidente en varios individuos, se ha podido identificar su presencia en la base de esta zona, registrándose ligeras abundancias hacia el límite con NN2.

El rango bioestratigráfico de *S. delphix* es aún problemático. Este taxón fue registrado por Aubry (1985) desde NP25 y en NN1 por Young (Young, en: Bown, 1998), donde esta especie sería característica únicamente, en la parte superior de NN1, lo cual podría marcar el límite Oligoceno/Mioceno (Oszczypko *et al.*, 2005). La ausencia de *S. delphix* en el registro ya fue discutida en un apartado anterior.

El último registro de *H. recta* fue formalmente adoptado por Martini & Worsley, 1979 como la base de NN1, pero hay indicios en otros estudios de la presencia de este taxón en secuencias más jóvenes (Rio *et al.*, 1990; en: Bown, 1998). *H. recta* se presenta como un taxón frecuente en la asociación donde su LO se ha identificado en la base de NN2 (CN1c), lo que está en concordancia con lo sugerido por Gartner (1992) y de Kaenel & Villa (1996).

De acuerdo con Okada & Bukry (1980) el LO de *C. abisectus* estaría ubicado en la base de CN1b. En este estudio, este evento está justo en la parte inferior-media de CN1c. Es importante resaltar que en esta zona y/o en la base de NN2 el Mioceno está caracterizado por la ausencia de nanoflora en las muestras G05-CB-610 y G05-CB-619, lo que impide que algunos eventos se registren con una mayor precisión.

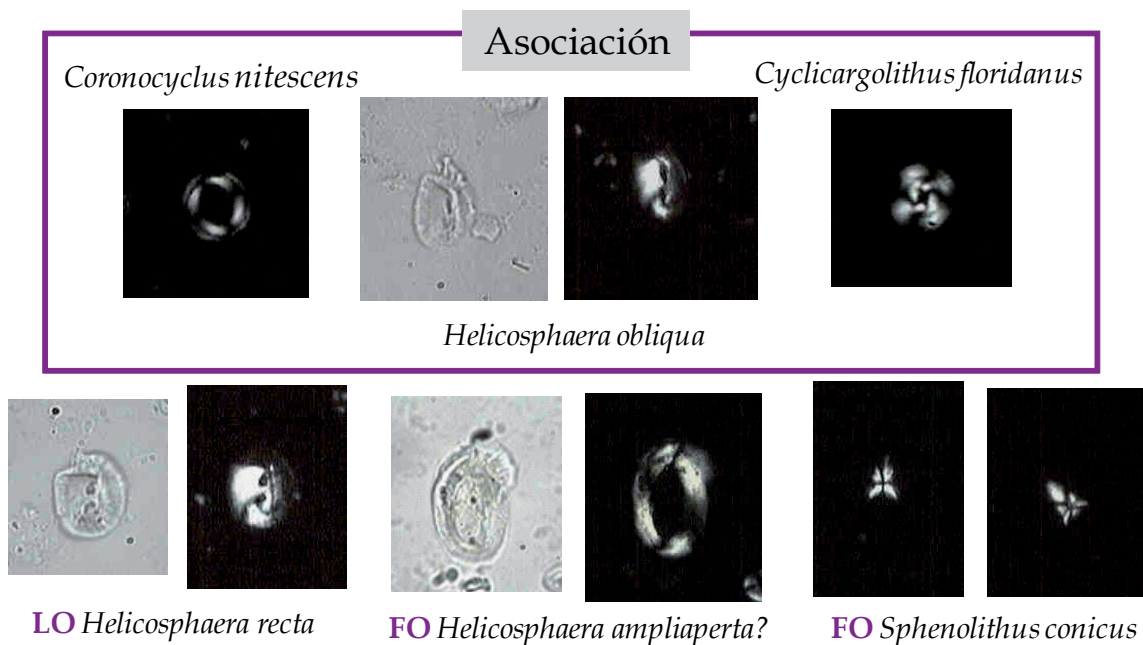
NN2 *Discoaster druggii* Zone

(CN1) *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone (CN1c) *Discoaster druggii* Subzone

Intervalo: G05-CB-600 hasta G05-CB-694

Espesor estratigráfico: 1362.000 m hasta 1612.625 m

Definición: FO *Discoaster druggii* hasta LO *Triquetrorhabdulus carinatus*



La base de esta zona estaría representada por la primera aparición de *Helicosphaera ampliaperta* aunque en la asociación no llega a ser abundante en ningún intervalo; y la presencia frecuente de *D. druggii*, eventos que ya han sido definidos (Perch-Nielsen, 1985).

Estudios recientes ha indicado que el FO de *H. ampliaperta* biocronológicamente datado se habría presentado en sedimentos más jóvenes, después del FO de *Sphenolithus disbelemnus* (Raffi *et al.*, 2006). La distribución de *H. ampliaperta* estaría condicionada

por restricciones ecológicas, pudiendo identificarse antes en el registro de secuencias más proximales (Bukry *et al.*, 1971; Haq & Lipps, 1971; Krhovský *et al.*, 1993; Perch-Nielsen, 1985). Además del LO de *H. recta*, evento que se ha discutido en el apartado anterior.

De acuerdo con (Oszczypko *et al.*, 2005) la presencia simultánea de *S. conicus*, *Sphenolithus disbelemnus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* y *T. carinatus*, caracterizan esta zona. En la sección estudiada, el FO de *S. disbelemnus* es identificado, lo que estaría de acuerdo con lo sugerido por Young (en: Bown, 1998), donde su FO y el de *Umbilicosphaera rotula* son eventos bioestratigráficos característicos de la parte inferior de NN2. En la asociación no se identificó *U. rotula*, aunque se registra la presencia de algunos individuos de *Umbilicosphaera* spp. En algunos niveles *T. carinatus* es muy abundante. De Kaenel & Villa (1996) mencionan el LO de *H. euphratis* (morfotipo grande) como un evento adicional útil para la parte superior de NN2.

En la sección analizada, *H. euphratis* es muy frecuente en el Oligoceno, pero hacia NN2 se observa su disminución sin que se precise claramente si es en este nivel o más arriba su LO. Lo que es claro es que hacia este nivel su presencia ya es muy escasa. Estos autores también registran el LO de *S. conicus* en la parte superior de NN2. Esto estaría en concordancia con la posición de *S. conicus* documentada antes de la FO de *S. belemnus* por Gartner (1992). En este estudio se ha identificado el LO de *S. conicus* en la parte superior de NN2 antes del FO de *S. belemnus*, lo que confirma lo anterior. Sin embargo, Fornaciari *et al.* (1990) registra el LO de *S. conicus* al mismo nivel con la presencia de *S. belemnus*.

La distribución discontinua de *Coronocyclus nitescens* se ve reflejada en la secuencia del Arroyo Alférez, donde aparece frecuente en los sedimentos del Oligoceno temprano para desaparecer del registro hasta este nivel de NN2, a partir del cual permanece, en poca abundancia, hasta el final de la secuencia estudiada.

Además el LO de *H. ampliaperta* en este intervalo supone una anomalía indicando la posibilidad de un faltante en el registro sedimentario, el cual será detallado más adelante (Capítulo 5).

Mioceno temprano (Burdigaliense)

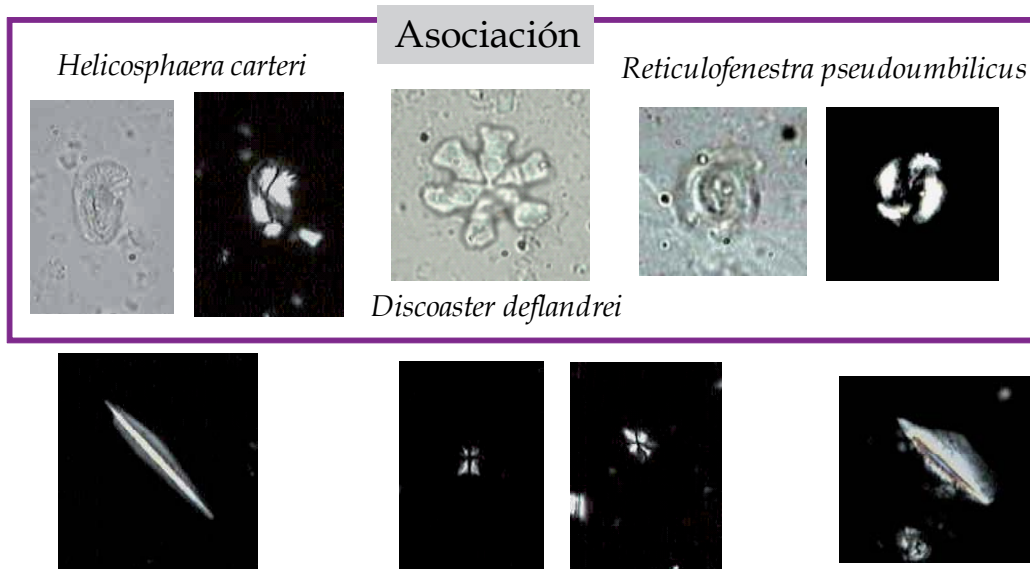
NN3 *Sphenolithus belemnus* Zone

(CN2) *Sphenolithus belemnus* Zone

Intervalo: G05-CB-699

Espesor estratigráfico: 1629.375 m

Definición: LO *Triquetrorhabdulus carinatus* hasta LO *Sphenolithus belemnus*



LO *Triquetrorhabdulus carinatus* FO *Sphenolithus disbelemnus* FO *Triquetrorhabdulus milowi*

Martini (1971) propone el LO de *T. carinatus* para distinguir la base de NN3, pero este marcador se considera, en general, no muy viable (ver discusión en Maiorano & Monechi, 1998). Rio *et al.* (1990) y Fornaciari *et al.* (1993) consideran que la disminución en la abundancia de *T. carinatus* en la base de CN1c es un dato más adecuado. Bukry (1973) sugiere que el LO de *S. belemnus* para reconocer la base de CN2; en tanto que el LO de esta especie sería un buen marcador para el límite NN3/NN4 y un evento secundario para definir el tope de CN2. El LO de *T. carinatus* para la sección del Arroyo Alférez se habría presentado aquí, justo antes del FO de *S. belemnus* reconocido en un nivel más antiguo, evento ya descrito en Bown (1998).

La posibilidad de que la posición más baja del LO de *T. carinatus* sea debida a la ausencia de registro en la secuencia es discutida más adelante (Capítulo 5).

El rango estratigráfico de *D. druggii* sitúa su LO en NN3, aunque esporádicamente podría estar en NN4 o aún en NN5 (Perch-Nielsen, 1985; Martini & Müller, 1986). El LO de *D. druggii* no se habría presentado en este nivel puesto que algunos ejemplares han sido identificados en niveles más jóvenes. Este evento es poco robusto debido a que este taxón es raro en la asociación y se presenta mal preservado dificultando su identificación.

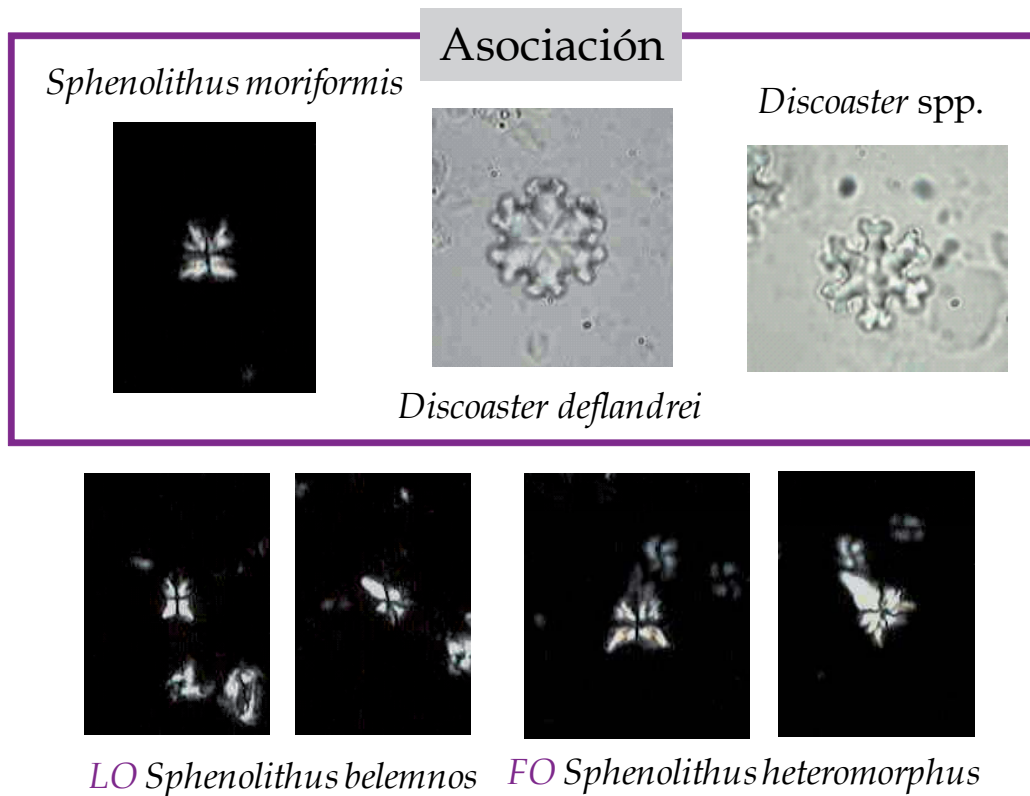
NN4 *Helicosphaera ampliaperta* Zone

(CN3) *Helicosphaera ampliaperta* Zone. Aproximadamente.

Intervalo: G05-CB-700 hasta G05-CB-701

Espesor estratigráfico: 1640.625 m hasta 1651.375 m

Definición: LO *Sphenolithus belemnus* hasta LO *Helicosphaera ampliaperta*



La abundante presencia de *Sphenolithus heteromorphus* caracteriza este intervalo. Además, es un intervalo en el que se comienza a registrar una alta diversidad en las especies coccolitoforales: la mayoría de los taxones del Mioceno temprano, como *Helicosphaera obliqua* y *C. nitescens* aún persisten y hacen parte de la asociación junto con nuevas especies donde se destacan *Calcidiscus premacintyreii* y *Discoaster exilis* (Bown, 1998).

En un apartado anterior se destaca el carácter discontinuo en el registro de *C. nitescens*. Se ha reconocido que diversos taxones de *Discoaster* están presentes en este intervalo y hasta el final de la secuencia, pero la intensa recristalización que presentan ha impedido su identificación, siendo mencionados como *Discoaster* spp.

El FO de *S. heteromorphus* define la zona de CN3 de la zonación propuesta por Bukry (1973). En la sección estudiada, especímenes de *S. belemnus* aparecen junto con el FO de *S. heteromorphus*. Esta ocurrencia simultánea ya ha sido documentada por Bukry (1972) en el Site 140 en el Atlántico, Pujos (1985) en el Pacífico ecuatorial y Takayama & Sato (1987) en el Atlántico Norte. Contrario a lo antes mencionado, otros autores (Olafsson, 1989 en el Atlántico ecuatorial; Fornaciari *et al.*, 1990 en el océano Índico y Gartner, 1992 en el Atlántico Norte) no registran la simultaneidad entre estas dos especies. La concurrencia de ambos eventos podría representar un faltante en el registro del Arroyo Alférez, la cual será detallada en un capítulo posterior (Capítulo 5).

Medio (Langhiense)

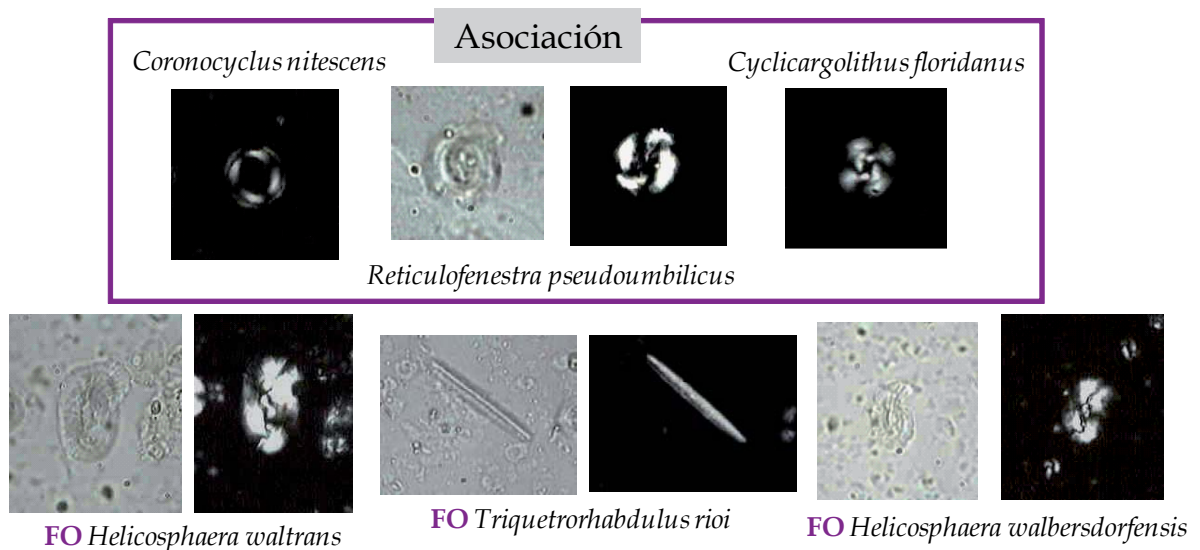
NN5 *Sphenolithus heteromorphus* Zone

(CN4) *Sphenolithus heteromorphus* Zone

Intervalo: G05-CB-704 hasta G05-CB-708

Espesor estratigráfico: 1667.000 m hasta 1666.875 m

Definición: LO *Helicosphaera ampliapertura* hasta LO *Sphenolithus heteromorphus*



Ambos, Martini (1971) y Okada & Bukry (1980) usan el LO de *H. ampliaperta* para subdividir el largo intervalo entre NN4 y N54. Su ocurrencia, sin embargo, es frecuentemente esporádica (como se observa en los sedimentos estudiados), particularmente hacia su LO, lo que hace que no se presente como un marcador muy certero (Bown, 1998). Aún más, en la sección de superficie estudiada, el LO de *H. ampliaperta* se registra mucho antes, en NN2 (?); lo que confirma su esporádica continuidad en el registro y que sugiere la posibilidad de falta de registro en la secuencia (Capítulo 5).

De acuerdo con Olafsson (1989) y Raffi *et al.* (1995) el repentino incremento en la abundancia de *Triquetrorhabdulus rugosus* y *Triquetrorhabdulus rioi* es un evento útil para correlacionar niveles antes del LO de *S. heteromorphus*. En esta sección el FO de *T. rioi* se presenta concurrente con pocos especímenes de *S. heteromorphus*, lo que podría indicar que el nivel corresponde justo antes del LO de *S. heteromorphus*.

Además, la presencia de *Helicosphaera waltrans* y de la pequeña *Helicosphaera walbersdorfensis* indican que podría corresponder a esta zona (Müller, 1981; Fornaciari *et al.*, 1986; en: Bown, 1998) o bien sus ocurrencias tendrían un carácter diacrónico y se presentarían en niveles más jóvenes en la secuencia estudiada.

Por otro lado no se habría presentado aún el FO de *Calcidiscus premacintyreii*, evento que se presentaría en la parte inferior de NN4 (Bown, 1998). Este nivel representa el techo de la secuencia estudiada, dado que la muestra más joven de la sección (G05-CB-711) no presenta nanoflora.

4.4 Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4

La secuencia del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 –en adelante mencionado sólo como Estratigráfico 4– abarca un intervalo de tiempo desde el Oligoceno tardío (Chatiense) hasta el Mioceno medio (Langhiense-Serravalliense), correspondientes a las zonas NP25 (CP19) hasta la NN4 (CN3) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980), respectivamente.

4.4.1 Oligoceno

Durante el Oligoceno se sucedieron algunos de los cambios geológicos más importantes a escala global. El enfriamiento que prevaleció a través del Oligoceno (Aubry, 1992) habría modificado la vida y el hábitat de muchos organismos. Los organismos marinos habrían sido unos de los más afectados. La mayoría de las secciones del Oligoceno se caracterizan por una diversidad relativamente baja. E

n la parte basal del Oligoceno desaparecen varias especies típicas del Eoceno, en tanto que otras especies nuevas de *Sphenolithus* presentan sus primeras ocurrencias hacia el final de esta época. Usualmente *Discoaster deflandrei*, *Discoaster tanii nodifer* y *Discoaster tanii* son los únicos taxones del género *Discoaster* presentes (Perch-Nielsen, 1985).

Zonación bioestratigráfica

Diversos esquemas de zonaciones con nanofósiles calcáreos han sido propuestos para el Cenozoico [Bramlette & Wilcoxon, 1967 (en: Bellas, 1997); Hay *et al.*, 1967 (en: Bellas, 1997); Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980]. Para la zonación clásica propuesta en este estudio, se han escogido los esquemas de Martini (1971) y Bukry (1973, 1975) para subdividir el Oligoceno porque estas zonaciones se establecieron con base en secciones detalladas del Caribe (Anexo V y VI). Además, se tienen en cuenta eventos adicionales propuestos por Gartner (1982), Okada & Bukry (1980), Fornaciari & Rio (1996), Perch-Nielsen (1985), entre otros. Además de los registrados por Bown (1998) pertenecientes a varios autores. Las cartas de distribución presentan sólo los taxones más representativos de la asociación. (Anexo V y VI).

Introducción

En general la nanoflora es poco abundante y bien preservada. En algunos niveles, se pueden observar estructuras muy delicadas de los escudos de algunos taxones, las cuales difícilmente se encuentran preservadas en secuencias tan antiguas. Las muestras de sedimento del Estratigráfico 4 contienen en líneas generales, de abundante a común, especímenes de *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra minutula*.

Común se registran taxones de *Sphenolithus* y en algunos niveles de *Helicosphaera*. En tanto que *Discoaster* aparece en poca abundancia y corresponde sólo a *D. deflandrei* y *Discoaster adamanteous*. Sólo en una muestra se identificó a *Reticulofenestra bisecta*. A continuación se describe la zona definida para la parte basal del Estratigráfico 4, la cual hace parte del Oligoceno tardío (Chattiense); correspondiente a la zona NP25 (CP19) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980).

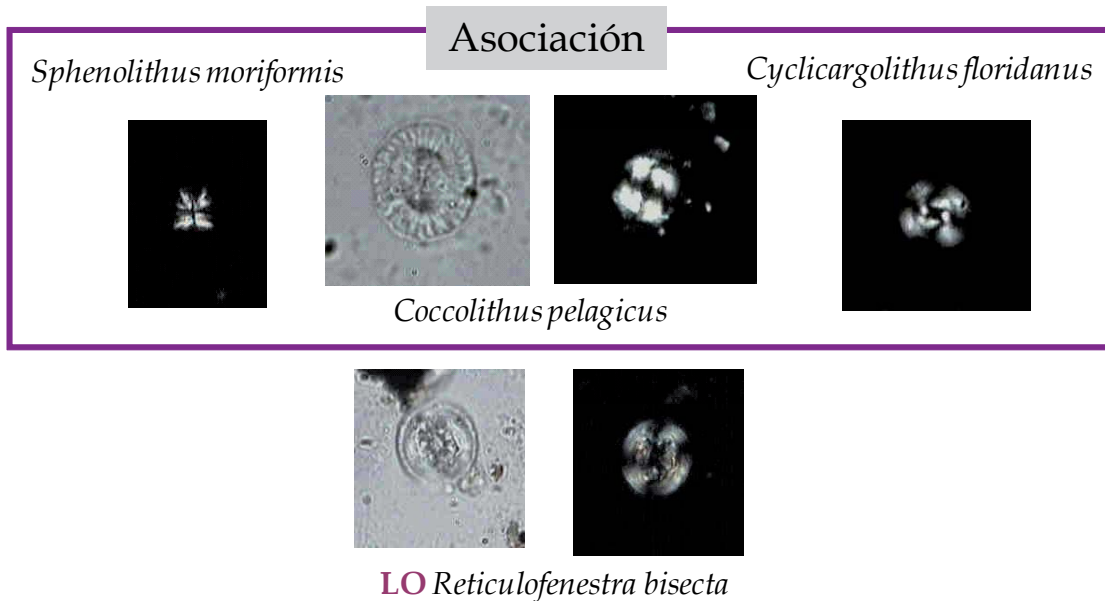
NP25 *Sphenolithus ciproensis* Zone

(CP19) *Sphenolithus ciproensis* Zone (CP19b) *Dictyococcites bisectus* Subzone

Intervalo: De E4/269.25 BIO hasta E4/208.00

Profundidad: 269.25 m hasta 208.00 m

Definición: LO *Sphenolithus distentus* hasta LO *Helicosphaera recta*
y/o LO *Sphenolithus ciproensis*



Esta zona está basada en la presencia frecuente de *Sphenolithus moriformis*, *Sphenolithus dissimilis* y *Triquetrorhabdulus carinatus*, seguida por la desaparición de *R. bisecta*. Durante muchos años ha sido recomendado el uso del LO de *Sphenolithus ciproensis* como cercano al límite Oligoceno/Mioceno (Bizón & Müller (1981) en: Bellas (1997); Martini & Müller, 1986); o para definir la base de NN1 (Okada & Bukry, 1980). Sin embargo, esta especie es común en latitudes bajas y está casi siempre ausente en latitudes altas.

Pese a lo anterior, ha sido considerado un evento viable (Wei & Wise, 1989; Olafsson, 1991; Olafsson & Villa, 1992; Fornaciari & Rio, 1996). El Estratigráfico 4 abarca sólo la parte superior de esta zona, de tal manera que el LO de *S. ciperensis* ya se habría presentado. Mientras *Helicosphaera recta* y *S. ciperensis* han mostrado ser marcadores útiles cercanos al límite Oligoceno/Mioceno en muchas secciones a latitudes bajas, los últimos registros de *R. bisecta* y *Zygrhabdulus bijugatus* establecerían el límite más aproximado entre NP25-NN1 (Perch-Nielsen, 1985).

Sin embargo, en la sección analizada no se identificaron ni *H. recta* ni *Z. bijugatus*. Ambos taxones ya se habrían extinguido, como en el caso de *Z. bijugatus* o bien su presencia en la secuencia sería rara como en el caso de *H. recta*. Ambos, el LO de *H. recta* y el LO de *Z. bijugatus* serían eventos sincrónicos con el FO de *T. carinatus* y corresponderían a la base de NN1 (Martini, 1971). No obstante, el mismo autor (Martini, 1971) registra la ocurrencia de *T. carinatus* también en la zona de NP25 y aún más abajo, en la parte superior de NP24. En el intervalo estudiado *T. carinatus* es frecuente.

Además de lo anterior, Perch-Nielsen (1985), Berggren *et al.* (1995), Fornaciari *et al.* (1996) y Young (en Bown, 1998) sugieren redefinir la base de NN1 (y por consiguiente el techo de NP25) como en el LO de *R. bisecta*. Evento que este estudio considera con reservas, pues su abundancia en el registro se limita a una única muestra, la cual corresponde a la base de la secuencia.

4.4.2 Eventos bioestratigráficos en el límite Oligoceno/Mioceno

La sección recuperada en continente del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 ha sido objeto de un análisis cuantitativo con el propósito de aclarar aspectos relacionados con la viabilidad de los eventos propuestos para definir el límite Oligoceno/Mioceno. Además algunas muestras aisladas hasta el tope de la secuencias también fueron incluidas (Anexo VI).

Corresponden a datos absolutos (nanofósiles/g) y relativos derivados de la revisión bioestratigráfica. Están referidos sólo a los indicadores más característicos (estándar o reconocidos frecuentemente).

Los cálculos de abundancia de nanofósiles calcáreos fueron realizados siguiendo la técnica de Flores & Sierro (1997) (Anexo VI). Dicha distribución se presenta en datos cuantitativos correspondientes a porcentajes, nanofósiles totales por gramo de sedimento seco y de cada especie indicadora por gramo de sedimento seco (Anexo VI).

Se destaca la presencia en un estrecho nivel de *S. calyculus* y *S. capricornutus*. Han sido referidos como comunes hacia la base del Mioceno, muy cerca del límite Oligoceno/ Mioceno (Maiorano & Monechi, 1998). Sus primeros registros se habrían presentado antes del FO *S. delphix* y después del LO de *R. bisecta*. Dicho intervalo se presenta después de la única muestra (correspondiente a la base de la secuencia) con presencia de *R. bisecta*, cuyo LO ha sido utilizado para fijar el límite NP25/NN1 (Berggren *et al.*, 1995 en 23.9 Ma; Rio *et al.*, 1997 para el Océano Índico).

El hecho de que *R. bisecta* sólo se registre en una muestra, no permite hacer un análisis que contemple la posibilidad de retrabajado. No obstante, sin poder constatar este hecho, la posición en que aparece y su organización temporal parecen coherentes.

Debido a su talla pequeña, *S. delphix* es una especie difícil de identificar en condiciones de preservación moderada y/o pobre. En la sección analizada no se ha identificado *S. delphix*. Esto puede haber sido debido a la pobre preservación de las muestras del intervalo de interés. El rango bioestratigráfico de *S. delphix* presenta inconsistencias en su definición. Este taxón ha sido identificado por Aubry (1986) desde NP25 y en la parte inferior de NN1 (Martini & Worsley, 1970; Martini & Müller, 1986; Young, en: Bown, 1998), donde esta especie sería característica de la parte superior de NN1; lo cual podría marcar el límite Oligoceno/Mioceno (Oszczypko *et al.*, 2005).

Estudios recientes (Raffi *et al.*, 2006) indican su FO y LO en el límite Oligoceno/Mioceno. Sin embargo, este taxón no aparece en la secuencia y quizá, de acuerdo a Fornaciari y otros (Fornaciari *et al.*, 1990) esta especie estaría restringida a la parte superior del Mioceno temprano, Subzona CN1c (NN2), donde aparecería con frecuencia. Este último evento se habría presentado antes del LO de *C. abisectus*. Además el inicio del Mioceno está caracterizado por intervalos de casi ausencia de nanoflora donde la preservación es muy pobre y sólo los ejemplares robustos de la asociación hacen parte del registro.

Los intervalos corresponden a las muestras (E4/216.00; E4/214.00 y E4/205.00). Tales intervalos o la existencia de un hiato en el registro, discutido en la sección anterior de este apartado; podrían corresponder a su posición estratigráfica.

Sin embargo, en la secuencia de mar abierto, del site ODP 999, la cuál es temporalmente equivalente, tanto el FO como el LO de *S. delphix* han sido identificados con claridad. La base del intervalo estudiado del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4, corresponde al límite Oligoceno/Mioceno, zonas NP25/NN1 de Martini (1971), correspondiente al intervalo estratigráfico E4/269.25 BIO (269.25 m) hasta E4/208.00 (208.00 m).

Por otra parte las primeras ocurrencias de los marcadores de zona en las cartas bioestratigráficas estándar identificados en la secuencia (*H. ampliaperta*, *S. disbelemnus*, *S. belemnus* y *S. heteromorphus*) permiten indicar las zonas de NN2, NN3 y NN4 de Martini (1971) en el registro. El tope de la secuencia con presencia de nanofósiles calcáreos se sitúa antes del LO de *H. ampliaperta*. El registro se presenta continuo excepto en el nivel referido a la muestra E4/27.50 (27.50 m) estéril en nanoflora y en el hiato sugerido que abarcaría el rango temporal de *S. delphix*.

A partir del nivel correspondiente a la muestra E4/10.50 (10.50 m) la secuencia es estéril en nanofósiles calcáreos hasta el final de la secuencia estudiada.

4.4.3 Mioceno

La circulación termohalina durante el Mioceno temprano (~24 Ma hasta ~16 Ma) era muy diferente a la actual porque los pasajes oceánicos a bajas latitudes (por ejemplo, entre el Istmo de Panamá y Tethys) permitían una circulación ecuatorial bien desarrollada. El Mioceno medio a tardío se conoce como un intervalo de grandes cambios en el sistema climático terrestre. Algunos de estos cambios fueron la expansión de los casquetes polares de la Antártida, el enfriamiento y hundimiento de las masas de agua superficial y el inicio del levantamiento del Istmo de Panamá y del Himalaya (Zachos *et al.*, 2001). Estas condiciones tan variables tuvieron un impacto significativo en la circulación oceánica, en el suministro de nutrientes y por ende, en la productividad de los océanos.

Zonación Bioestratigráfica

Martini (1971) y Okada & Bukry, (1980) propusieron los esquemas basados en nanofósiles calcáreos de uso más extendido para el Cenozoico. Para la zonación clásica propuesta en este estudio, se seleccionaron los esquemas de Martini (1971) y Bukry (1973, 1975) para subdividir el Mioceno. Estas zonaciones se establecieron con base en secuencias muy detalladas del Caribe (Anexo V).

Además, se tienen en cuenta eventos adicionales propuestos por Gartner (1982), Okada & Bukry (1980), Raffi & Flores (1995), Theodoridis (1984), Varol (1989), entre otros. También, los compilados por Bown (1998) pertenecientes a varios autores. En las cartas de distribución sólo los taxones más representativos son presentados. (Anexo V).

Introducción

En general la nanoflora presenta abundancias de medias a altas y está bien preservada. Incluso en algunas muestras, se observan las estructuras delicadas de los escudos de algunos taxones. Sin embargo, en otros niveles el contenido en nanofósiles es pobre donde es evidente la extrema disolución o la ausencia de nanoflora como en la muestra E4/27.50 (27.500 m). Además, el tope del intervalo estudiado es estéril y corresponde a las muestras E4/10.50 (10.50 m), E4/9.00 (9.00 m), E4/7.00 (7.00 m), E4/5.00 (5.00 m) y E4/2.00 (2.00 m) (Anexo V).

La sección del Estratigráfico 4 contiene en líneas generales, de abundante a común, especímenes de *C. floridanus*, *C. abisectus*, *R. minuta*, *R. minutula* y *R. pseudoumbilicus*. Común aparecen taxones del género *Sphenolithus* y en algunos niveles de *Helicosphaera*.

Discoaster se encuentra en poca abundancia, registrándose un considerable incremento hacia el final de la secuencia, lo que estaría acorde con la idea de que prefiere aguas más cálidas, condiciones que habrían prevalecido después del óptimo climático del Mioceno que finalizaría hacia ~15 Ma (Zachos *et al.*, 2001).

A continuación se describen las zonas definidas para el Estratigráfico 4. Estas abarcan un periodo comprendido entre el Mioceno temprano (Burdigaliense) hasta el Mioceno medio (Langhiense-Serravalliense), correspondientes a las zonas NN1 (CN1) hasta la NN4 (CN5) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980).

Mioceno temprano (Aquitaniense)

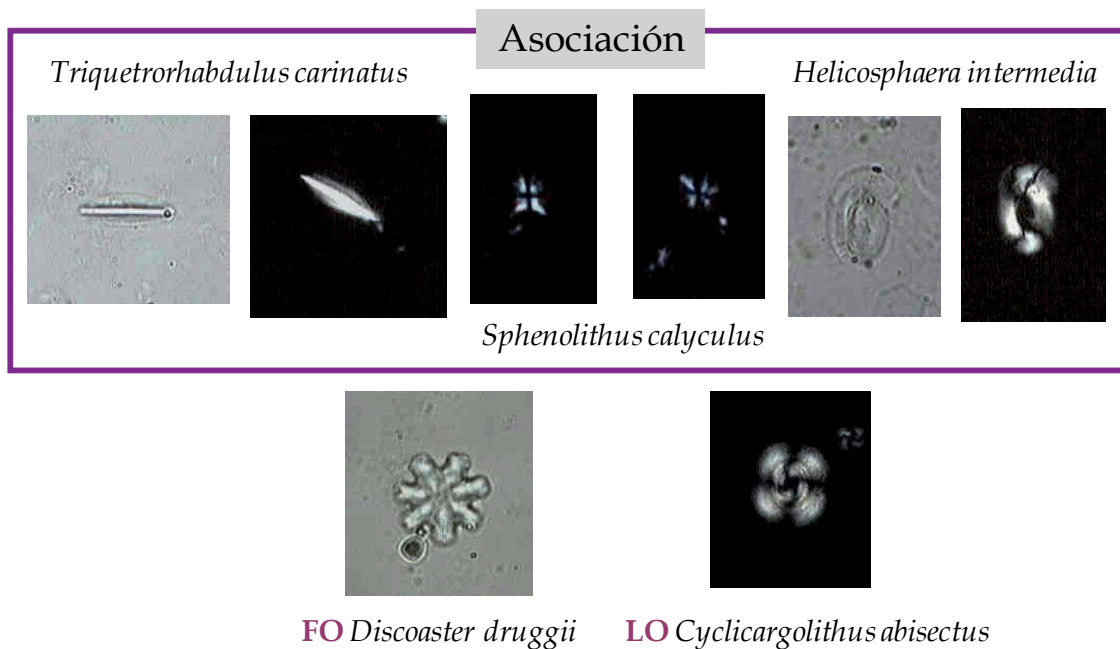
NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone

(CN1) *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone (CN1a) *Cyclicargolithus abisectus*
y (CN1b) *Discoaster deflandrei* Subzone

Intervalo: E4/206.00 hasta E4/181.00

Profundidad: 206.00 hasta 181.00 m

Definición: LO *Helicosphaera recta* y/o LO *Sphenolithus ciproensis*
hasta FO *Discoaster druggii*



NN1 es reconocida como la zona base del Mioceno. Bukry (1973) resalta en la parte más baja de esta zona (CN1a) la presencia común de *C. abisectus* y en la siguiente (CN1b) caracterizada por poca diversidad, la presencia relativamente común de *D. deflandrei*.

Lo anterior es coherente con lo encontrado en la sección estudiada, donde *C. abisectus* en algunos niveles aumenta su abundancia aunque *Discoaster* no es muy frecuente en la asociación. De acuerdo con Okada & Bukry (1980) el LO de *C. abisectus* estaría ubicado en la base de CN1b. En este estudio, este evento marca el límite CN1a/CN1b y podría constituir un evento alternativo a los eventos clásicos mencionados, puesto que su presencia en el registro es frecuente y su identificación no presenta mayores problemas.

Contrario a lo anterior, Firth (1992) estudiando la distribución de *C. abisectus* en el Atlántico Norte a partir de análisis multivariados; sugiere que los eventos bioestratigráficos y la correlación basada en los LO de especímenes grandes de este taxón son asincrónicos y no serían útiles para precisar una edad determinada.

En esta zona aumenta la abundancia de *T. carinatus* y *C. floridanus*. Es importante destacar la presencia esporádica de *Discoaster druggii*, el cual es difícil de distinguir de otros *Discoaster* cuando hay recrecimiento. Aunque la recristalización es evidente en varios individuos de *D. druggii*, se ha establecido su presencia en la parte superior de esta zona, registrándose ligeras abundancias hacia el límite con NN2. Sin embargo los eventos relacionados con esta especie deben ser tenidos en cuenta con reservas.

El rango bioestratigráfico de *S. delphix* aún es materia de debate. Este taxón fue registrado por Aubry (1985) desde NP25 y en NN1 por Young (Young, en: Bown, 1998), donde esta especie sería común sólo en la parte superior de NN1, lo cual podría marcar el límite Oligoceno/Mioceno (Oszczypko *et al.*, 2005). *S. delphix* no se identificó en la asociación.

Aspectos relacionados con este evento han sido discutidos en la sección anterior. El LO de *S. delphix* se habría presentado antes del LO de *C. abisectus*. El LO de *H. recta* fue formalmente adoptado por Martini & Worsley (1979) como la base de NN1, pero hay indicios en otros estudios de la presencia de este taxón en secuencias más jóvenes (Rio *et al.*, 1990; en: Bown, 1998). *H. recta* no fue identificada en la sección.

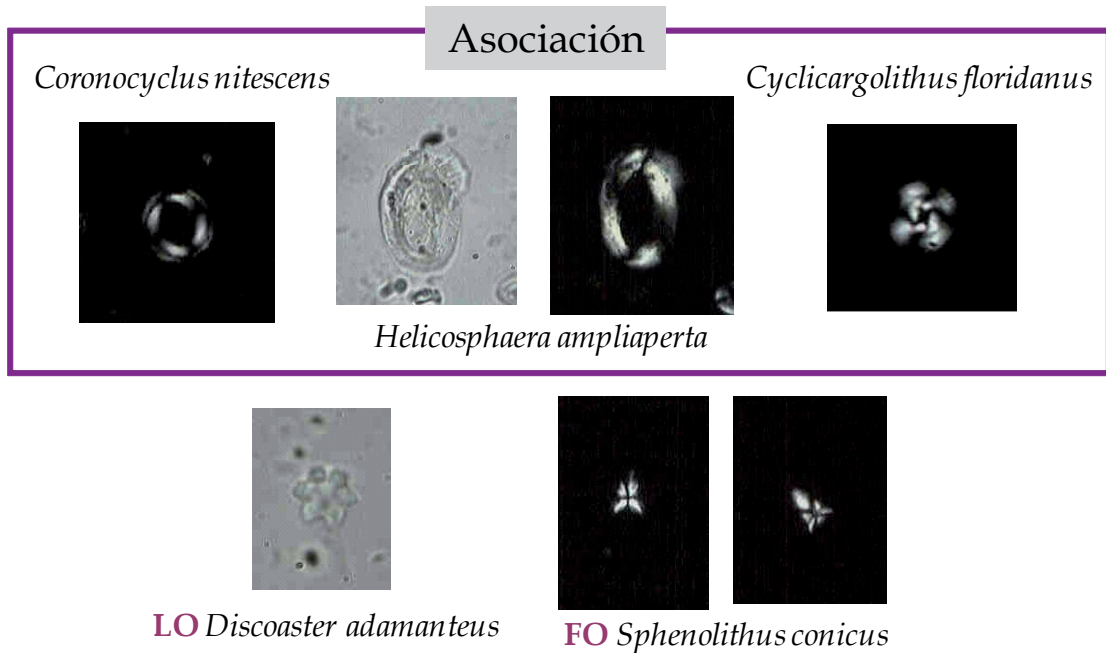
NN2 *Discoaster druggii* Zone

(CN1) *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone (CN1c) *Discoaster druggii* Subzone

Intervalo: E4/180.85 BIO hasta E4/121.00

Profundidad: 180.85 m hasta 121.00 m

Definición: FO *Discoaster druggii* hasta LO *Triquetrorhabdulus carinatus*



La base de esta zona estaría representada por la primera aparición de *Helicosphaera ampliaperta*, que en la sección estudiada llega a ser abundante; y la presencia frecuente de *D. druggii*, eventos que ya han sido definidos (Perch-Nielsen, 1985).

Estudios recientes ha indicado que el FO de *H. ampliaperta* biocronológicamente datado se habría presentado en sedimentos más jóvenes, después del FO de *Sphenolithus disbelemnus* (Raffi *et al.*, 2006). La distribución de *H. ampliaperta* estaría condicionada por restricciones ecológicas, pudiendo identificarse antes en el registro de secuencias más proximales (Bukry *et al.*, 1971; Haq & Lipps, 1971; Krhovský *et al.*, 1993; Perch-Nielsen, 1985).

De acuerdo con (Oszczypko *et al.*, 2005) la presencia simultánea de *S. conicus*, *Sphenolithus disbelemnus*, *R. pseudoumbilicus* y *T. carinatus*, caracterizan esta zona. En el estratigráfico 4 tanto el FO como el LO de *S. disbelemnus* se han identificado.

Lo anterior está acorde con lo sugerido por Young (en: Bown, 1998), donde su FO y el de *Umbilicosphaera rotula* son eventos bioestratigráficos característicos de la parte inferior de NN2. En la sección analizada no se identificó *U. rotula*, aunque se registra la presencia de algunos individuos de *Umbilicosphaera* spp. En algunos niveles *T. carinatus* es muy abundante.

De Kaenel & Villa (1996) mencionan el LO de *Helicosphaera euphratis* (morfotipo grande) como un evento adicional que podría ser útil para la parte superior de NN2. En la sección analizada, *H. euphratis* es escasa, pero hacia la base de NN2 se observa su disminución, aunque no es posible precisar con exactitud su LO. Estos autores también registran el LO de *S. conicus* en la parte superior de NN2. Esto está acorde con la posición de *S. conicus* documentada antes del FO de *Sphenolithus belemnus* por Gartner (1992). En este estudio se ha identificado el LO de *S. conicus* en la parte superior de NN2 antes del FO de *S. belemnus*, lo que confirma lo anterior. Sin embargo, Fornaciari *et al.* (1990) registra el LO de *S. conicus* al mismo nivel con la presencia de *S. belemnus*.

La distribución de *Coronocyclus nitescens* no es consistente en todas las muestras de esta zona y aparece en poca abundancia hasta el final de la secuencia estudiada. Esa zona se caracteriza además, por la presencia de *Ortorhabdus serratus*, el cual se extinguiría en NN6 y suele ser raro en el registro (Bown, 1998). En la asociación del Estratigráfico 4 tiene tanto su FO como su LO en esta zona, apareciendo en baja abundancia pero consistente y bien preservado.

Este intervalo también presenta el LO de *D. adamanteus*, evento que no ha sido propuesto como viable en los estudios clásicos.

Mioceno temprano (Burdigaliense)

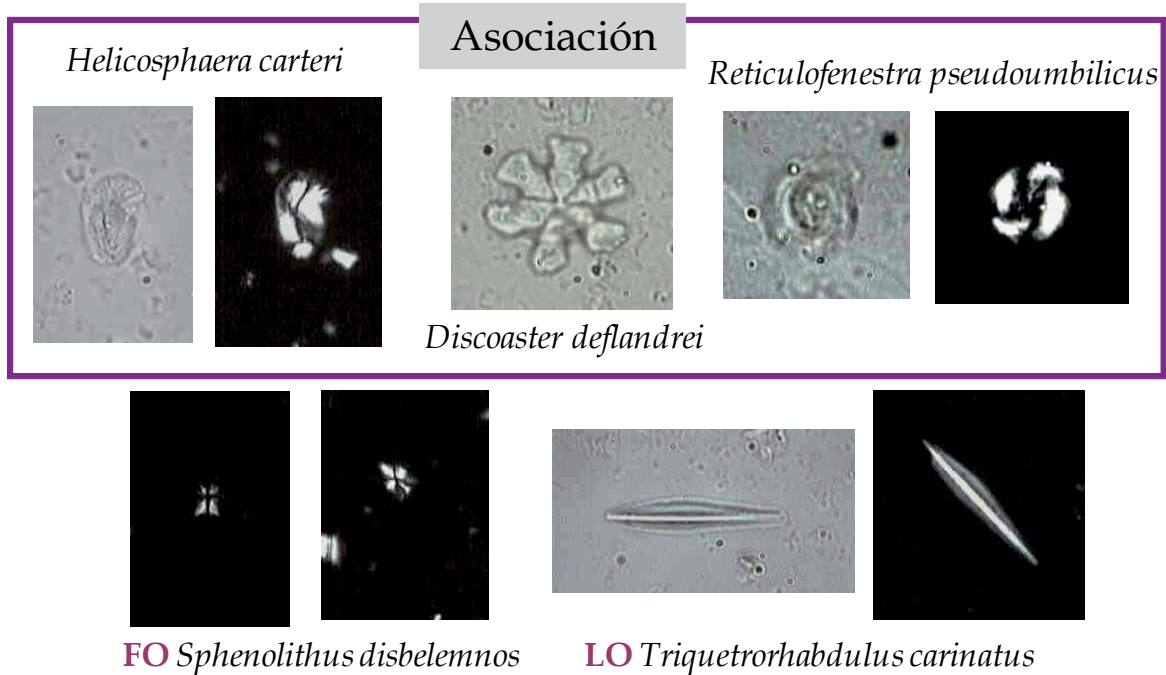
NN3 *Sphenolithus belemnus* Zone

(CN2) *Sphenolithus belemnus* Zone

Intervalo: E4/119.90 BIO hasta E4/90.00

Profundidad: 119.90 m hasta 90.00 m

Definición: LO *Triquetrorhabdulus carinatus* hasta LO *Sphenolithus belemnus*



Martini (1971) propone el LO de *T. carinatus* para distinguir la base de NN3, pero este marcador no se considera muy viable (ver discusión en Maiorano & Monechi, 1998). Rio *et al.* (1990) y Fornaciari *et al.* (1993) consideran que la disminución en la abundancia de *T. carinatus* en la base de CN1c es un dato más recomendable.

Bukry (1973) sugiere que el LO de *S. belemnus* para reconocer la base de CN2; en tanto que el LO de esta especie sería un marcador viable para el límite NN3/NN4 y un evento secundario para definir el tope de CN2. El LO de *T. carinatus* para la sección del Estratigráfico 4 se habría presentado aquí, antes del FO de *S. belemnus* reconocido en un nivel más antiguo, evento ya descrito en Bown (1998). La posibilidad de que la posición más baja del LO de *T. carinatus* sea debida a la ausencia de registro en la secuencia o bien a patrones en su distribución son discutidos más adelante (Capítulo 5).

El rango estratigráfico de *D. druggii* sitúa su LO en NN3, aunque esporádicamente podría estar en NN4 o aún en NN5 (Perch-Nielsen, 1985; Martini & Müller, 1986). El LO de *D. druggii* se habría presentado en este nivel, evento que hay que considerar con reservas porque este taxón es raro en la asociación y usualmente se observa mal preservado lo que dificulta su identificación.

No han sido propuestos eventos para la subdivisión de este intervalo, a excepción del FO de *Helicosphaera scissura* (de Kaenel & Villa, 1996). Este taxón no ha sido identificado en la asociación. Este intervalo también presenta el LO de *Sphenolithus compactus*, evento sin calibración en los estudios clásicos.

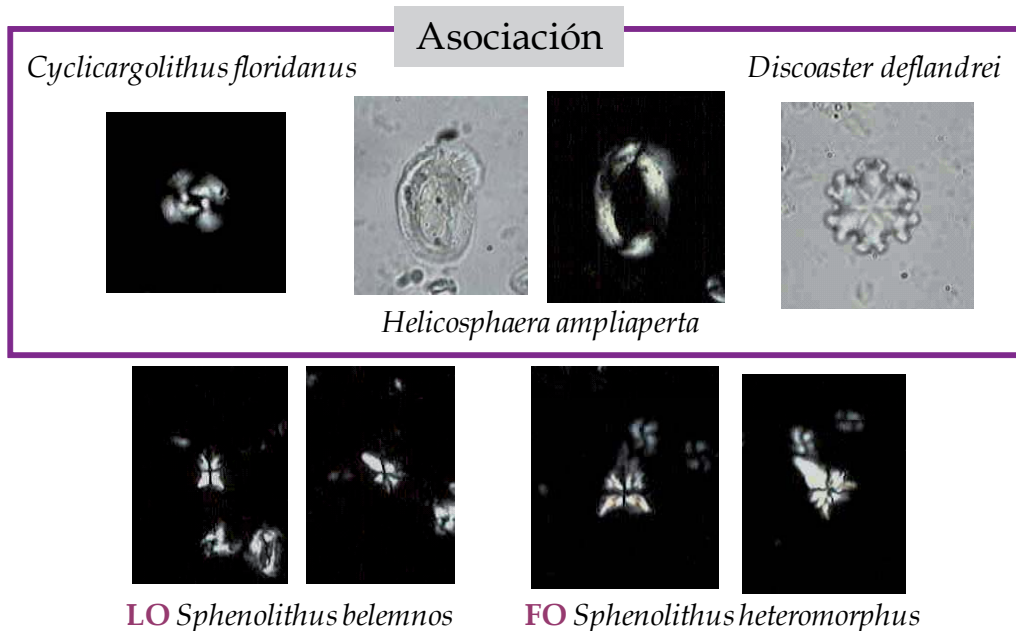
NN4 *Helicosphaera ampliaperta* Zone

(CN3) *Helicosphaera ampliaperta* Zone. Aproximadamente.

Intervalo: E4/88.70 BIO hasta final de la secuencia con nanoflora (E4/13.00)

Profundidad: 88.70 m hasta 13.00 m

Definición: LO *Sphenolithus belemnus* hasta LO *Helicosphaera ampliaperta*



La abundante presencia de *Sphenolithus heteromorphus* caracteriza este intervalo. Además, se comienza a registrar una alta diversidad en las especies coccolitoforales: la mayoría de los taxones del Mioceno temprano, como *Helicosphaera obliqua* y *C. nitescens* aún persisten y hacen parte de la asociación junto con nuevas especies donde se destacan *Calcidiscus premacintyreii* y *Discoaster exilis* (Bown, 1998). En un apartado anterior se destaca el carácter discontinuo en el registro de *C. nitescens*. Se ha reconocido que taxones diferentes de *Discoaster* están presentes en este intervalo y hasta el final de la secuencia, pero la intensa recristalización que presentan ha impedido su identificación, siendo mencionados como *Discoaster* spp.

El FO de *S. heteromorphus* define la zona de CN3 de la zonación propuesta por Bukry (1973). Especímenes de *S. belemnos* podrían concurrir junto con el FO de *S. heteromorphus* en esta zona. Esta ocurrencia simultánea ya ha sido documentada por Bukry (1972) en el Site 140 en el Atlántico, Pujos (1985) en el Pacífico ecuatorial y Takayama & Sato (1987) en el Atlántico Norte. Contrario a lo antes mencionado, otros autores (Olafsson, 1989 en el Atlántico ecuatorial; Fornaciari *et al.*, 1990 en el océano Índico y Gartner, 1992 en el Atlántico Norte) no registran la simultaneidad entre estas dos especies. En el Estratigráfico 4 el LO de *S. belemnos* habría ocurrido en la zona anterior.

Este nivel representa el techo de la secuencia estudiada, dado que las muestras más jóvenes de la sección; E4/10.50 (10.50 m), E4/9.00 (9.00 m), E4/7.00 (7.00 m), E4/5.00 (5.00 m) y E4/2.00 (2.00 m) son estériles. Ambos, Martini (1971) y Okada & Bukry (1980) usan el LO de *H. ampliaperta* para subdividir el largo intervalo entre NN4 y NN5. Su ocurrencia, sin embargo, es frecuentemente esporádica, particularmente hacia su LO, lo que hace que no se presente como un marcador muy viable (Bown, 1998).

La presencia muy abundante de *H. ampliaperta* en la última muestra analizada con nanoflora restringe la edad del tope de la secuencia hasta, antes de su LO. Por otro lado individuos afines a *C. premacintyreii* se han identificado en la última muestra del registro.

4.5 ODP 165, Site 999

La sección de mar abierto del testigo ODP 165, Site 999 analizada abarca un intervalo de tiempo desde el límite Oligoceno/Mioceno hasta el Mioceno tardío, correspondiente a las zonas NP25/NN1 (CP19/CN1) hasta la NN10 (CN8) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980).

Zonación Bioestratigráfica

Diversos esquemas de zonaciones con nanofósiles calcáreos han sido propuestos para el Cenozoico (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980).

La zonación clásica propuesta en este estudio está basada en los esquemas de Martini (1971) y Bukry (1973, 1975) para subdividir el Mioceno porque estas zonaciones han sido establecidas en secuencias muy detalladas del Caribe (Anexo VII). Adicionalmente se tienen en cuenta otros eventos propuestos por Gartner (1982), Okada & Bukry (1980), Raffi & Flores (1995), Theodoridis (1984), Varol (1989), entre otros; y los registrados por Bown (1998). Las cartas de distribución de nanofósiles sólo presentan los taxones más representativos (Anexo VII).

Introducción

La nanoflora es abundante y su preservación es media. En algunos niveles, se pueden observar estructuras muy delicadas de los escudos de algunos taxones. Sin embargo, otros niveles presentan un pobre contenido en nanofósiles donde es evidente la extrema disolución, aunque ninguna muestra es estéril. La recristalización es común y afecta principalmente a los individuos del género *Discoaster* impidiendo en algunos casos su identificación a nivel de especie.

Las muestras de sedimento del intervalo estudiado contienen en líneas generales, de abundante a común, especímenes de *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra minutula*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* y *Sphenolithus moriformis*. Común aparecen taxones del género *Sphenolithus* y en algunos niveles de *Helicosphaera*. En tanto que *Discoaster* se encuentra en poca abundancia hacia la base de la sección, registrándose un considerable incremento y variedad hacia el final de la secuencia, lo que estaría en concordancia con la idea de que prefieren aguas más cálidas, condiciones que habrían prevalecido después del óptimo climático del Mioceno que finalizaría hacia ~15 Ma (Zachos *et al.*, 2001).

A continuación se describen las biozonas definidas para la sección analizada, las cuales abarcan un periodo comprendido entre el límite Oligoceno/Mioceno, correspondientes a las zonas NN25 (CP19) hasta la NN10 (CN8) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980). Las zonas se han organizado de acuerdo a lo propuesto por Martini (1971).

4.5.1 Eventos bioestratigráficos en el límite Oligoceno/Mioceno

Intervalo: Core 61X, Section 1, 135-136 hasta Core 53X, Section 1, 125-126

Profundidad: 557.850 cm hasta 490.350 cm

El límite Oligoceno/Mioceno en términos de nanofósiles calcáreos es localizado en el techo de NP25 por algunos autores y en la base de NN1 por otros. La secuencia de desaparición de *H. recta*, *S. ciperoensis*, *R. bisecta* y *Z. bijugatus* suelen ser usados como marcadores (Perch-Nielsen, 1985); pero este conjunto de eventos pueden variar de acuerdo con los marcadores seleccionados por diferentes autores, además porque algunos taxones están restringidos por la latitud. Ninguno de los taxones anteriores se presenta en la secuencia.

De acuerdo a lo expuesto por Aubry & Villa (1996) el FO de *Sphenolithus delphix* es el único evento que marca el límite Oligoceno/Mioceno. Sin embargo, Fornaciari *et al.* (1990) indican que esta especie está restringida a la parte superior del Mioceno temprano, Subzona CN1c (NN2), donde aparecería con frecuencia. *S. delphix* es una especie de talla pequeña, difícil de identificar en condiciones de preservación moderada y/o pobre. En la sección se ha identificado tanto el FO como el LO de *S. delphix*.

Sphenolithus calyculus y *Sphenolithus capricornutus* han sido referidos como comunes hacia la base del Mioceno, muy cerca del límite Oligoceno/Mioceno (Maiorano & Monechi, 1998; Bown, 1998; Raffi *et al.*, 2006). Sus primeros registros se habrían presentado antes del FO *S. delphix* y después del LO de *R. bisecta*. En la secuencia del ODP 999 no fueron identificados, pudiendo ser indicativo de faltante en el registro sedimentario (Capítulo 5).

El LO de *Reticulofenestra bisecta* ha sido utilizado para fijar el límite NP25/NN1 (Berggren *et al.*, 1995 en 23.9 Ma; Rio *et al.*, 1990 para el Océano Índico). En el Mediterráneo este evento se habría presentado en la parte inferior de la zona de NN1 (Fornaciari & Rio, 1996, Bellas, 1997) y se considera la mejor aproximación al límite Oligoceno/Mioceno. Wei & Wise (1989) han propuesto que el LO de *R. bisecta* es un evento sincrónico a latitudes medias en el Atlántico Norte y Sur. En este estudio no se identificó *R. bisecta*.

El rango estratigráfico de *S. delphix* se ha seleccionado para marcar el límite Oligoceno/Mioceno por estar bien identificado y es el se aconseja usar para definir dicho límite en esta secuencia. Este evento que se habría presentado después de la sucesión de los últimos registros de taxones típicos del Oligoceno tardío como *H. recta*, *S. ciperoensis*, *R. bisecta* y *Z. bijugatus* (Perch-Nielsen, 1985) y *R. bisecta* (Berggren *et al.*, 1995 en 23.9 Ma; Rio *et al.*, 1990 para el Océano Índico).

4.5.2 Mioceno

Durante el Mioceno temprano (~24 Ma hasta ~16 Ma), la circulación termohalina era muy diferente a la actual porque los pasajes oceánicos a bajas latitudes (por ejemplo, entre el Istmo de Panamá y Tethys) permitían una circulación ecuatorial bien desarrollada.

El intervalo entre el Mioceno medio a tardío está caracterizado por grandes cambios que sucedieron en el sistema climático terrestre, como lo fueron la expansión de los casquetes polares de la Antártida, el enfriamiento y hundimiento de las masas de agua superficial e inicio del levantamiento del Istmo de Panamá y del Himalaya (Zachos *et al.*, 2001). Estas condiciones tuvieron un impacto significativo en la circulación oceánica, en el suministro de nutrientes y por ende, en la productividad de los océanos.

Mioceno temprano (Aquitaniense)

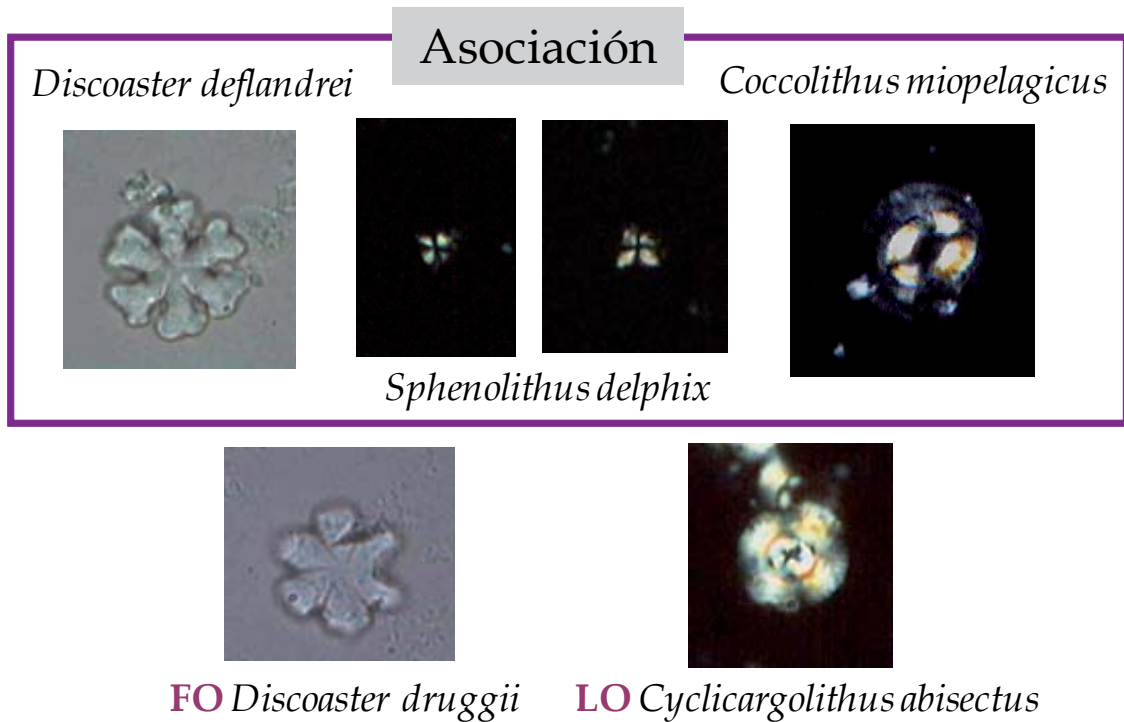
NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone

(CN1) *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone (CN1a) *Cyclicargolithus abisectus*
y (CN1b) *Discoaster deflandrei* Subzone

Intervalo: Core 53X, Section 1, 75-76 hasta Core 53X, Section 1, 20-21

Profundidad: 489.850 cm hasta 489.300 cm

Definición: LO *Helicosphaera recta* y/o LO *Sphenolithus ciperoensis*
hasta FO *Discoaster druggii*



NN1 es usualmente reconocida como la zona base del Mioceno. Bukry (1973) resalta en la parte más baja de esta zona (CN1a) la presencia común de *C. abisectus* y en la siguiente (CN1b), caracterizada por poca diversidad; la presencia común de *Discoaster deflandrei*. Lo anterior es coherente con lo encontrado en la sección estudiada, aunque *Discoaster* aún no es muy frecuente en la asociación.

Aumenta la abundancia de *Triquetrorhabdulus carinatus* y *C. floridanus*. El LO de *Helicosphaera recta* fue formalmente adoptado por Martini & Worsley (1970) como la base de NN1, pero hay indicios en otros estudios de la presencia de este taxón en secuencias más jóvenes (Rio *et al.*, 1990; en: Bown, 1998). *H. recta* no ha sido identificada en la secuencia.

De acuerdo con Okada & Bukry (1980) el LO de *C. abisectus* estaría ubicado en la base de CN1b. El LO de *C. abisectus* podría constituir un evento alterno a los eventos clásicos mencionados, puesto que su presencia en el registro es frecuente y su identificación no presenta mayores problemas.

Sin embargo, Firth (1992) estudiando la distribución de *C. abisectus* en el Atlántico Norte mediante análisis multivariados; sugiere que los eventos bioestratigráficos y la correlación basada en los LO de especímenes grandes de este taxón son asincrónicos y no serían útiles para precisar una edad determinada.

La esporádica presencia y mala preservación de *Discoaster druggii* no se presenta viable para determinar el techo de esta zona y dado que el LO de *C. abisectus* se habría presentado justo antes de su primer registro, se ha optado por definir el techo de esta zona con este evento.

El rango bioestratigráfico de *Sphenolithus delphix* presenta inconsistencias en su definición. Este taxón ha sido identificado por Aubry (1985) desde NP25 y en la parte inferior de NN1 (Martini & Worsley, 1970; Martini & Müller, 1986; Young, en: Bown, 1998), donde esta especie sería característica de la parte superior de NN1; lo cual podría marcar el límite Oligoceno/Mioceno (Oszczypko *et al.*, 2005).

De acuerdo a Fornaciari y otros (Fornaciari *et al.*, 1990) esta especie estaría restringida a la parte superior del Mioceno temprano, Subzona CN1c (NN2), donde aparecería con frecuencia. Estudios recientes (Raffi *et al.*, 2006) indican su FO y LO en el límite Oligoceno/Mioceno. Su FO y LO han sido identificados con claridad en el registro.

Este último evento se habría presentado antes del LO de *C. abisectus*. Particularidades relacionadas con este evento han sido mencionadas en el apartado anterior y serán detalladas más adelante (Capítulo 5).

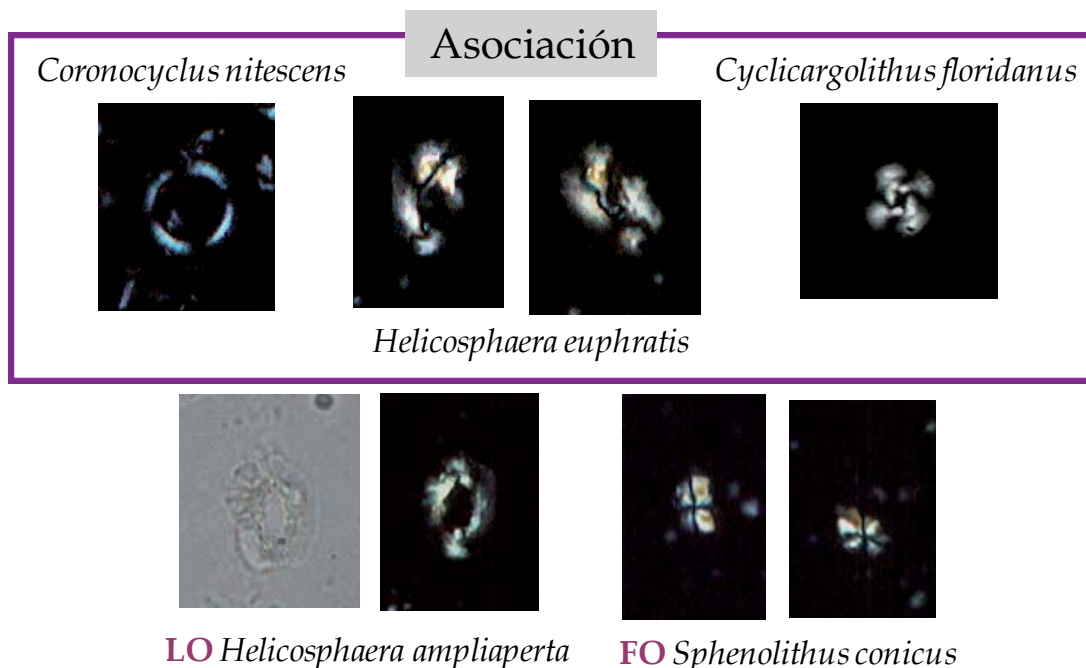
NN2 *Discoaster druggii* Zone

(CN1) *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone (CN1c) *Discoaster druggii* Subzone

Intervalo: Core 52X, Section 1, 105-106 hasta Core 52X, Section 1, 20-21

Profundidad: 480.550 cm hasta 479.700 cm

Definición: FO *Discoaster druggii* hasta LO *Triquetrorhabdulus carinatus*



La base de esta zona estaría representada por el FO de *Helicosphaera ampliaperta*, la cual no llega a ser abundante en la asociación; y la presencia frecuente de *D. druggii* (Perch-Nielsen *et al.*, 1985). Además, la ausencia de *H. recta* del registro no permite precisar su LO, evento que se ha discutido en el apartado anterior.

El evento bioestratigráfico más destacado es el FO de *H. ampliaperta* lo que define claramente esta zona. Sin embargo en estudios recientes se ha indicado que su FO biocronológicamente datado se habría presentado en sedimentos más jóvenes, después del FO de *Sphenolithus disbelemnus* (Raffi *et al.*, 2006). La distribución de *H. ampliaperta* estaría condicionada por restricciones ecológicas, pudiendo identificarse antes en el registro de secuencias más proximales (Bukry *et al.*, 1971; Haq & Lipps, 1971; Krhovský *et al.*, 1993; Perch-Nielsen, 1985).

Dado que ha sido mencionado que el FO de *D. druggii* se presentaría antes y después del LO de *S. delphix* (Bown, 1998; Raffi *et al.*, 2006), su comportamiento en la secuencia podría ser diacrónico. Además, dado que *D. druggii* puede ser difícil de distinguir de otros *Discoaster* cuando hay recrecimiento; su identificación presenta dificultades. Aunque la recristalización es evidente en varios individuos, se ha podido identificar su presencia en la base de CN1c (NN2), registrándose ligeras abundancias hacia la parte media de NN2.

De acuerdo con Oszczypko *et al.* (2005) la presencia simultánea de *Sphenolithus conicus*, *S. disbelemnus*, *R. pseudoumbilicus* y *T. carinatus*, caracterizan esta zona. En el registro tanto el FO como el LO de *S. disbelemnus* se han identificado. Lo anterior está acorde con lo sugerido por Young (en: Bown, 1998), donde su FO y el de *Umbilicosphaera rotula* son eventos bioestratigráficos característicos de la parte inferior de NN2.

En la sección analizada no se identificó *U. rotula*, aunque se registra la presencia de algunos individuos de *Umbilicosphaera* spp. Se ha observado que *T. carinatus* en algunos niveles es común, pero en general aparece en muy baja proporción en la asociación y mal preservado. Aunque en investigaciones previas realizadas en muestras de este mismo testigo se indica que su LO puede ser identificado con claridad (Kameo & Bralower, 2000); la revisión realizada en este estudio no lo ve tan evidente, sin embargo habría ocurrido antes del FO de *H. ampliapertura* y de *Sphenolithus belemnus*.

De Kaenel & Villa (1996) mencionan el LO de *Helicosphaera euphratis* (morfotipo grande) como un evento adicional para la parte superior de NN2, sin embargo otros autores le otorgan un rango más variable, hasta NN5 (Martini, 1970; Martini & Müller, 1986) o CN4 (Okada & Bukry, 1980). En la sección analizada, *H. euphratis* es muy poco frecuente, pero hacia la base de NN2 se observa su disminución sin que se precise claramente si es en este intervalo o más arriba su LO. Sin embargo, a partir de esta zona su presencia ya no se registra.

Estos autores también indican el LO de *S. conicus* en la parte superior de NN2. Esto estaría en concordancia con la posición de *S. conicus* documentada antes del FO de *S. belemnus* por Gartner (1992). En este estudio se ha identificado el LO de *S. conicus* en la parte superior de NN2 junto con el FO de *S. belemnus*. Lo anterior estaría en concordancia con lo planteado por Fornaciari *et al.* (1990). No obstante, varios autores indican que este taxón estaría principalmente restringido a NN1 (Martini & Worsley, 1970; Martini & Müller, 1986).

Este intervalo también presenta el LO de *Sphenolithus compactus* y *Discoaster adamanteus*, eventos que no han sido propuestos como robustos en los estudios clásicos. En el intervalo de interés, ambos taxones presentan una esporádica presencia, sin embargo, estarían restringidos hasta la zona NN2, a partir de la cual se habrían extinguido.

Mioceno temprano (Burdigaliense)

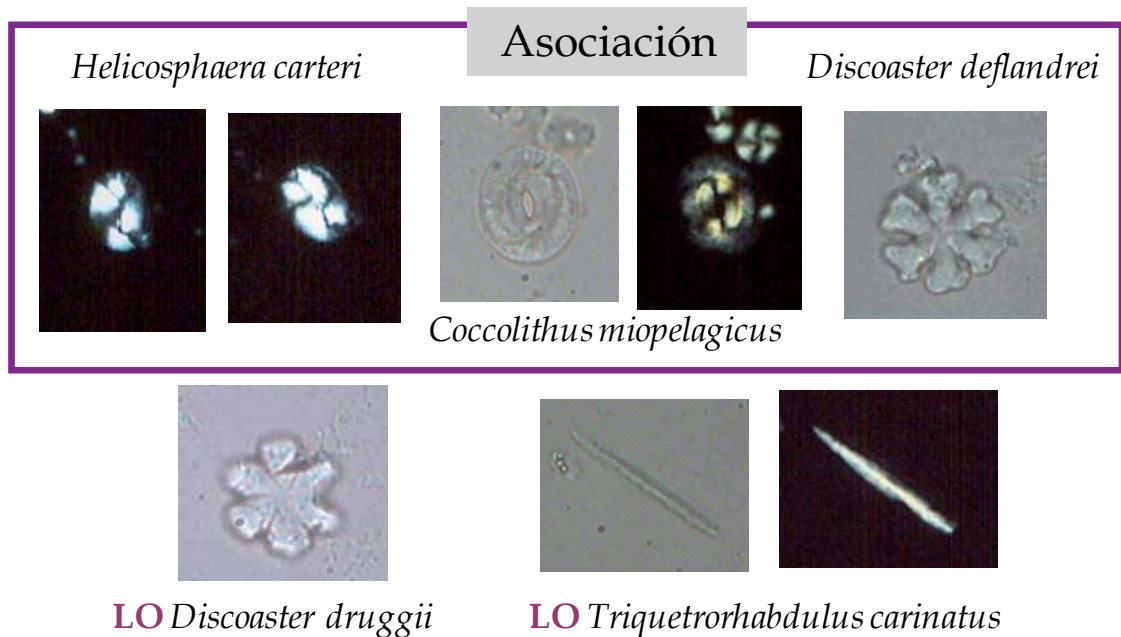
NN3 *Sphenolithus belemnus* Zone

(CN2) *Sphenolithus belemnus* Zone

Intervalo: Core 51X, Section 1, 120-121 hasta Core 48X, Section 1, 105-106

Profundidad: 471.100 cm hasta 442.150 cm

Definición: LO *Triquetrorhabdulus carinatus* hasta LO *Sphenolithus belemnus*



Martini (1971) propone el LO de *T. carinatus* para distinguir la base de NN3, pero este marcador usualmente se considera poco viable (ver discusión en Maiorano & Monechi, 1998). Rio *et al.* (1990) y Fornaciari *et al.* (1993) consideran que la disminución en la abundancia de *T. carinatus* en la base de CN1c es un dato más adecuado o que su ocurrencia más tardía en el registro, sería hacia el límite superior de NN2 (Coates *et al.*, 2003). El LO de *T. carinatus* para la sección estudiada se habría presentado justo antes del FO de *S. belemnus* reconocida en un nivel posterior.

Por otro lado, Bukry (1973) sugiere el FO de *S. belemnus* para reconocer la base de CN2; en tanto que el LO de esta especie sería un buen marcador para el límite NN3/NN4 y un evento secundario para definir el límite superior de CN2. Ejemplares bien conservados de *S. belemnus* son frecuentes en la secuencia estudiada y su identificación no reviste mayor problema.

No han sido propuestos eventos para la subdivisión de este intervalo, a excepción del FO de *Helicosphaera scissura* (de Kaenel & Villa, 1996). Este taxón no ha sido identificado en la asociación. La distribución discontinua de *C. nitescens* se ve reflejada en la secuencia, donde alterna su presencia/ausencia del registro hasta este nivel de NN3, a partir del cual permanece (en poca abundancia) hasta el final de la secuencia estudiada.

El rango estratigráfico de *D. druggii* sitúa su LO en NN3, aunque esporádicamente podría estar en NN4 o aún en NN5 (Perch-Nielsen, 1985; Martini & Müller, 1986). El LO de *D. druggii* estaría en este nivel en el testigo estudiado, evento que hay que considerar con discreción por cuanto este taxón es raro en la asociación y a menudo aparece muy recristalizado siendo difícil su identificación.

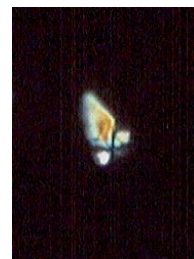
NN4 *Helicosphaera ampliaperta* Zone

(CN3) *Helicosphaera ampliaperta* Zone. Aproximadamente.

Intervalo: Core 48X, Section 1, 85-86 hasta Core 40X, Section 1, 125-126

Profundidad: 441.950 cm hasta 365.250 cm

Definición: LO *Sphenolithus belemnos* hasta LO *Helicosphaera ampliaperta*



LO *Sphenolithus belemnos*

FO *Sphenolithus heteromorphus*

La presencia de *Sphenolithus heteromorphus* caracteriza este intervalo, siendo en general abundante. Este también es un momento en el tiempo en el que se comienza a registrar una alta diversidad en las especies coccolitoforales: la mayoría de los taxones del Mioceno temprano, como *Helicosphaera obliqua* y *C. nitescens* aún persisten y hacen parte de la asociación junto con nuevas especies donde se destacan *Calcidiscus premacintyreii* (Gartner, 1992; de Kaenel & Villa, 1996) y *Discoaster exilis* (Bown, 1998).

El registro de *C. nitescens* es discontinuo. Ejemplares bien preservados de *C. premacintyreii* son identificados por primera vez en esta zona. Esto difiere del esquema bioestratigráfico planteado inicialmente para muestras de este testigo, donde indican que esta especie está completamente ausente tanto en CN3 y CN4 en secciones del Caribe (Kameo & Bralower, 2000).

El FO de *S. heteromorphus* define la zona de CN3 de la zonación propuesta por Bukry (1973). En la sección estudiada, los últimos especímenes de *S. belemnus* son registrados justo antes del FO de *S. heteromorphus*. Lo anterior está acorde con lo sugerido por otros autores (Olafsson, 1989 en el Atlántico ecuatorial; Fornaciari *et al.*, 1990 en el océano Índico y Gartner, 1992 en el Atlántico Norte).

Algunos autores mencionan que el LO de *Triquetrorhabdulus milowii* está muy cerca de la primera ocurrencia de *S. heteromorphus*. No obstante, se ha podido notar en esta revisión, que la distribución de *T. milowii* es sumamente esporádica y se registran ejemplares en niveles más jóvenes, lo que estaría acorde con lo propuesto por Biolzi *et al.* (1981) y Theodoridis (1984). Además de lo anterior, se han identificado individuos recristalizados de esta especie en NN5.

Se ha reconocido que algunos taxones de *Discoaster* están presentes en este intervalo, pero la fragmentación de los rayos y la intensa recristalización que presentan ha impedido su identificación. Sin embargo, se destaca el LO de *D. deflandrei*, además, del FO de *Discoaster signus* (= *Discoaster petaliformis*). El LO de *D. deflandrei* identificado en este estudio se habría presentado un poco después del tope de su acmé propuesto por Kameo & Bralower (2000) para este mismo testigo y estaría acorde con lo sugerido por Bukry (1973b); Rio *et al.* (1990) y Fornaciari (1996). Aunque este evento podría tener un carácter diacrónico (Bown, 1998). Sin embargo, su LO estaría justo antes del LO de

H. ampliaperta de acuerdo con Olafsson (1991) y Gartner (1992), situación que se presenta en la secuencia analizada y que ya ha sido registrada en la zonación inicial (Kameo & Bralower, 2000).

Discoaster variabilis es frecuente en la asociación. *Helicosphaera intermedia* presenta un registro discontinuo y escaso en la secuencia, pero a partir de este nivel ya no aparece más en el intervalo estudiado. Este comportamiento ya había sido descrito en investigaciones previas (Martini, 1970; Okada & Bukry, 1980; Martini & Müller, 1986), aunque destacando que este taxón puede estar presente inclusive en NN5 (CN4). Además, para esta zona ha sido descrito el LO de *H. obliqua* (Martini, 1970; Okada & Bukry, 1980; Martini & Müller, 1986), lo cual está acorde con lo sugerido en este estudio, donde en este intervalo se presentaría su LO.

Mioceno medio (Langhiense)

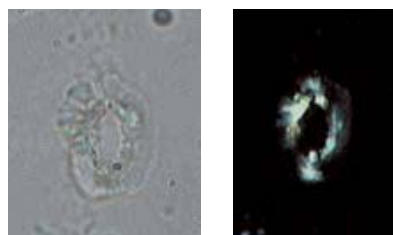
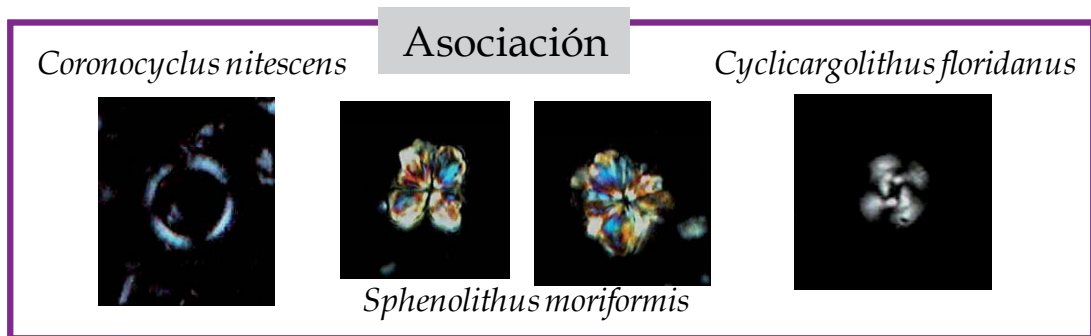
NN5 *Sphenolithus heteromorphus* Zone

(CN4) *Sphenolithus heteromorphus* Zone

Intervalo: Core 40X, Section 1, 70-71 hasta Core 38X, Section 1, 30-31

Profundidad: 364.700 cm hasta 345.100 cm

Definición: LO *Helicosphaera ampliaperta* hasta LO *Sphenolithus heteromorphus*



LO *Helicosphaera ampliaperta*

Ambos, Martini (1971) y Okada & Bukry (1980) usan el LO de *H. ampliaperta* para subdividir el largo intervalo entre NN4 y NN5. Su ocurrencia, sin embargo, es frecuentemente esporádica, particularmente hacia su LO, lo que hace que no se presente como un marcador muy viable (Bown, 1998). Aún más, en la sección estudiada, el LO de *H. ampliaperta* se ha identificado un poco antes que en la biozonación inicialmente propuesta (Kameo & Bralower, 2000), lo que confirma su esporádica continuidad en la secuencia. No obstante, es suficientemente viable como para definir el límite entre NN4/NN5 (CN3/CN4).

De acuerdo con Olafsson (1989) y Raffi *et al.* (1995) el repentino incremento en la abundancia de *Triquetrorhabdulus rugosus* y *Triquetrorhabdulus rioi* es un evento útil para correlacionar niveles antes del LO de *S. heteromorphus*. En esta sección no ha sido identificado *T. rioi*. Por otro lado, el FO de *T. rugosus* se presenta en la zona siguiente, NN6 (CN5). Es pertinente indicar que, en todo caso, el género *Triquetrorhabdulus* es muy escaso en todos los niveles de la secuencia estudiada. Además, la presencia de *Helicosphaera waltrans* y de la pequeña *Helicosphaera walbersdorfensis* ha sido propuesta como habituales en esta zona (Müller, 1981 y Fornaciari *et al.*, 1986; en: Bown, 1998). Estos taxones tampoco aparecen en la asociación.

El LO de *S. heteromorphus* es uno de los eventos más fácilmente reconocibles a nivel global, por ejemplo: en el Mediterráneo (Müller, 1978; Theodoridis, 1984; Fornaciari *et al.*, 1996) y en mar abierto (Fornaciari *et al.*, 1990; Olafsson, 1989, 1991). La extinción de *S. heteromorphus* ocurre en el cron C5ABr en el Atlántico ecuatorial (Backman *et al.*, 1990) y a latitudes medias en el Atlántico Norte (Olafsson, 1991).

En tanto que para el Pacífico oriental ecuatorial, su LO se ha estimado en el cron 5ACn/base Cron 5ABr (Raffi *et al.*, 1995). En la secuencia estudiada es uno de los eventos que no presenta mayores dudas para su localización. Además, este taxón aparece abundante y bien preservado. También, la extinción de *S. heteromorphus* se sugirió como candidata adecuada para definir el límite Serravaliense/Langhiense (Rio *et al.*, 1997). La ratificación del Serravaliense GSSP en 2006 (ISSC, 2006), sería coincidente con su LO y se habría producido cercana al evento isotópico Mi3b, el cual correspondería a un episodio de enfriamiento global (Cron C5ACn).

El FO de *D. signus* estaría en este nivel en el testigo estudiado. Raffi & Flores (1995) mencionan que su FO se habría presentado antes del LO de *H. ampliaperta*, lo que está acorde con lo identificado en esta sección.

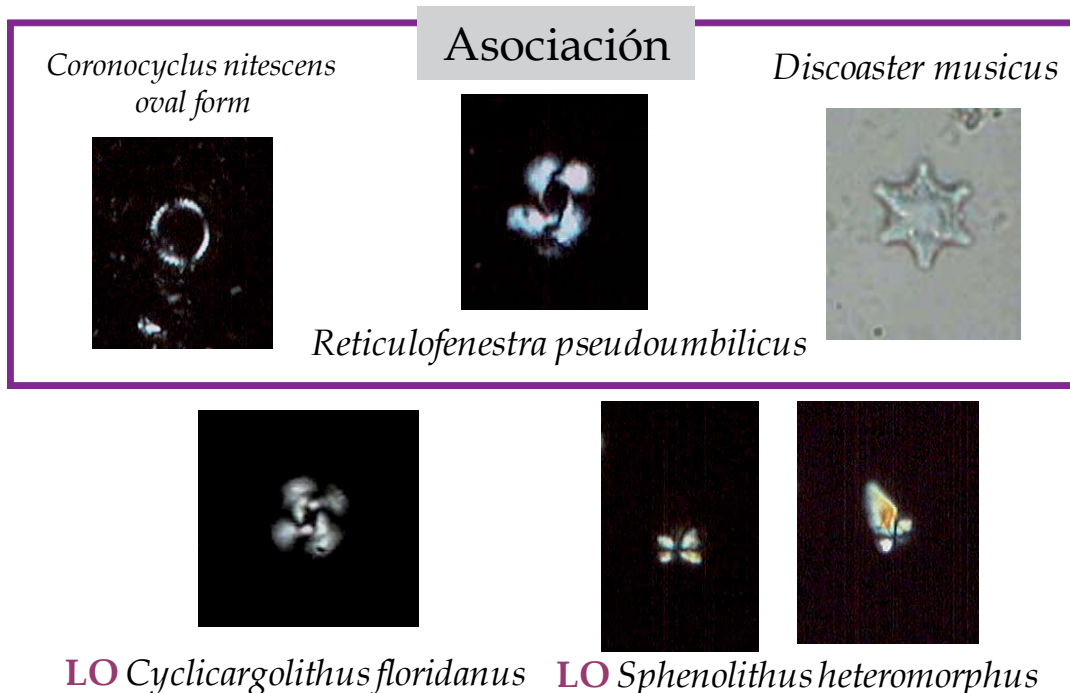
NN6 *Discoaster exilis* Zone

(CN5a) Parte inferior de *Discoaster exilis* Zone, *Coccolithus miopelagicus* Subzone

Intervalo: Core 37X, Section 1, 130-131 hasta Core 34X, Section 1, 20-21

Profundidad: 336.500 cm hasta 306.500 cm

Definición: LO *Sphenolithus heteromorphus* hasta FO *Discoaster kugleri*
y/o LO *Cyclicargolithus floridanus*



Este intervalo se caracteriza por tener poca diversidad. Muchas especies típicas de la asociación precedente desaparecen o llegan a ser raras, como es el caso de *C. floridanus*, *S. heteromorphus*, *C. nitescens*, *H. obliqua* y *Helicosphaera perch-nielseniae* (Bown, 1998). No obstante, varias especies tienen aquí su FO.

Se evidencia una gran complejidad para la subdivisión de este intervalo. El LCO de *C. floridanus* y el FO de *T. rugosus* y de *T. rioi* han sido eventos sugeridos para el reconocimiento de este intervalo (Bown, 1998).

El FO de *T. rugosus* se presentaría en esta zona (Perch-Nielsen, 1985). Sin embargo, el género *Triquetrorhabdulus* es escaso en todos los niveles de la secuencia estudiada y frecuentemente se observan recristalizados. Su FO se ha identificado en un nivel superior al LO de *C. floridanus*. Como su presencia es rara en el registro analizado, los eventos relacionados con su FO no se sugieren como viables.

El género *Cyclicargolithus* es abundante en todo el registro estudiado. Su buen estado de preservación permite distinguir claramente su LO en este nivel. Evento, que ya ha sido mencionado por varios investigadores (Bukry, 1973; Bown, 1998). Además, Burky (1973) ha propuesto su LO como un evento alternativo para marcar la base de la subzona CN5b. Sin embargo, este evento, en el testigo estudiado, se presenta en la subzona CN5a, justo antes del mencionado intervalo (Kameo & Bralower, 2000 y este estudio). Por otro lado, este evento también ha sido reconocido en secuencias más jóvenes en el Atlántico Norte (Takayama & Sato, 1987; Gartner, 1992). No obstante, algunos autores, tales como Olafsson (1989, 1991), Fornaciari *et al.* (1993, 1996) y Raffi *et al.* (1995) han mostrado que el LO de *C. floridanus* cambia con la latitud, de tal manera que, este evento debe ser usado con precaución en una correlación global.

El FO de *Discoaster kugleri* ha sido usado por Martini (1971) y Okada & Bukry (1980) para subdividir este intervalo. Este evento se considera ambiguo y difícil de precisar porque este taxón es comúnmente raro en la asociación. En el testigo analizado, *D. kugleri* no ha sido identificado en la parte inferior de este intervalo (Kameo & Bralower, 2000, y este estudio) y no es posible identificar su FO con precisión. Sin embargo, su LCO estaría cercana al LO de *C. nitescens*, aunque en todo caso este taxón aparece en muy baja abundancia. Además, el intervalo donde se ha identificado es muy estrecho.

No obstante, otros eventos alternativos ocurren un poco antes y podrían ser útiles: el LCO de *C. premacintyreii*, el LO de *C. nitescens* y LO de *C. premacintyreii* (Raffi *et al.*, 1995). Además, Fornaciari *et al.* (1996) sugiere que el LCO de *C. premacintyreii*, el cual ocurre justo antes del FO de *D. kugleri* (Gartner, 1992), es el mejor evento alternativo. Ambos eventos: los LO de *C. nitescens* y de *C. premacintyreii* son identificados en esta secuencia antes del LCO de *D. kugleri*. En el caso de *C. nitescens*, su LO en el registro estudiado es robusto, habiéndose identificado aún las formas ovales que preceden su extinción, algo ya mencionado antes (Bown, 1998).

No obstante, en varios niveles anteriores no se identificaron las formas circulares ni ovals de este taxón. Este evento se registra antes del LCO de *D. kugleri*. Además, se propone aquí como evento viable para marcar el límite entre CN5a/CN5b para suplir la incertidumbre que presenta el registro de *D. kugleri* en la sección estudiada.

Otros taxones también tienen aquí su FO, aunque no han sido mencionados como útiles para establecer un evento bioestratigráfico bien definido, o bien por su carácter diacrónico, o porque no han sido calibrados: *Florisphaera profunda* y *Discoaster musicus*. Para este último, su LO también estaría en este intervalo. El LO de *D. signus* estaría en esta sección en el testigo estudiado. Raffi & Flores (1995) mencionan que su LO se habría presentado después de los LO de *S. heteromorphus* y de *C. floridanus*, lo que no está acorde con lo observado en esta sección, donde los últimos ejemplares de *D. signus* se habrían identificado antes de los LO de las especies mencionadas. Sin embargo, ambos eventos difieren en unos pocos niveles y en todo caso se presentan dentro de los principales eventos que definen a NN6 (CN5).

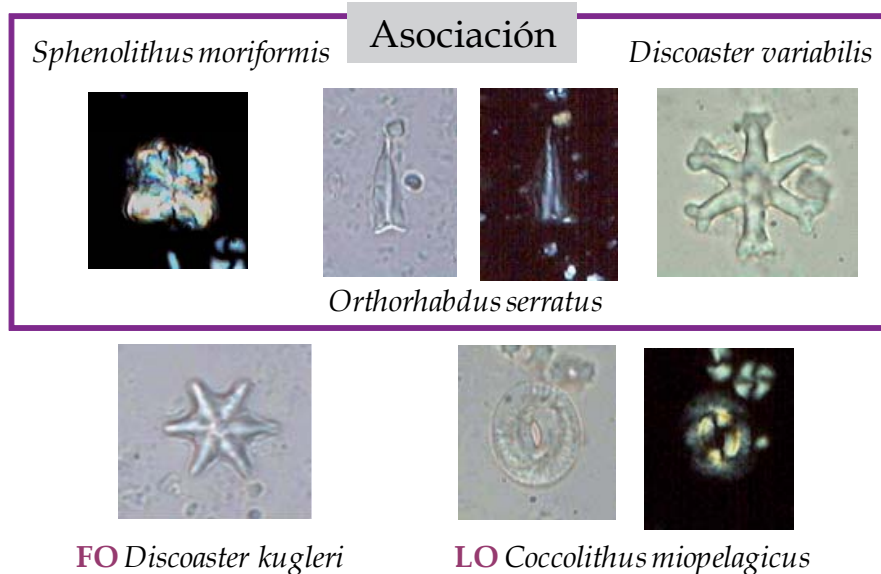
NN7 *Discoaster kugleri* Zone

(CN5b) Parte superior de *Discoaster exilis* Zone, *Discoaster kugleri* Subzone

Intervalo: Core 33X, Section 1, 110-111 hasta Core 30X, Section 1, 140-141

Profundidad: 297.800 cm hasta 269.400 cm

Definición: FO *Discoaster kugleri* y/o LO *Cyclicargolithus floridanus*
hasta FO *Catinaster coalitus*



Esta zona está caracterizada por la gran diversificación de *Discoaster*, donde aparecen los primeros individuos de cinco rayos. De acuerdo con Perch-Nielsen (1985), además de *D. kugleri*, también *Discoaster challengerii*, *Discoaster aff. brouweri* y *Discoaster bolli*, todos los taxones de *Discoaster* de seis rayos aparecen en esta parte del Mioceno medio. Además, se destaca la presencia de grandes placolitos, especialmente *R. pseudoumbilicus* (Bown, 1998) y la disminución de *D. deflandrei* (Perch-Nielsen, 1985). En este sector de la sección estudiada, la presencia de *R. pseudoumbilicus* es abundante y los individuos se presentan en tallas habitualmente grandes. En el caso de *D. deflandrei* es obvia su escasa presencia en este intervalo.

La base de NN7 está caracterizada por el FO de *Catinaster coalitus* y constituye un evento estándar para este intervalo. Este evento sería prácticamente coincidente con el LO de *Coccolithus miopelagicus* y el FO de *Discoaster bellus* (Bown, 1998). *C. coalitus* se presenta frecuente en este sector y bien preservado permitiendo marcar con precisión el límite inferior de este intervalo. Hecho que ya ha sido indicado en análisis previos realizados en este mismo testigo (Kameo & Bralower, 2000, y este estudio). En tanto que *D. bellus* no ha sido identificado en la asociación.

De acuerdo con observaciones previas hechas en este mismo testigo (Kameo & Bralower, 2000) esta zona se caracteriza por la pobre preservación de los nanofósiles, la cual se correspondería con un episodio de la crisis del carbonato (*carbonate crash*) en el océano (Lyle *et al.*, 1995). Además, individuos grandes (> 14µm) de *C. miopelagicus* estarían restringidos a este intervalo (Bown, 1998) y su LO estaría confinado al rango de *C. coalitus* (Bukry, 1971, 1973; Raffi *et al.*, 1995). En la sección estudiada, no sólo son frecuentes, sino que están bien preservados pese a la tendencia general de baja preservación de la asociación. Sin embargo, los últimos individuos han sido identificados justo antes del FO de *C. coalitus*, lo que no está acorde con lo planteado por Kameo & Bralower (2000) en estudios realizados en este mismo testigo. Ellos sitúan su LO justo después del FO de *C. coalitus*.

Por otro lado, Kroenke *et al.* (1991) identifican su FO justo antes del inicio de NN8, inmediatamente antes del FO de *C. coalitus*, lo que está acorde con lo planteado en este estudio. Okada & Bukry (1980) usaron el FO de *C. coalitus* para definir el límite entre las subzonas CN7a/CN7b.

Aunque este evento ocurre en este intervalo, su posición puede ser variable según lo argumentado por Peleo-Alampay & Wei (1995), en: Bown (1998). El FO de *C. macintyreii* se registra en este intervalo. Este taxón aparece en muy poca abundancia en la secuencia y es posible que haya tenido su FO hacia la base de este nivel de NN7 (CN5b). No se considera este FO como un evento viable para este intervalo.

Mioceno tardío (Serravaliense)

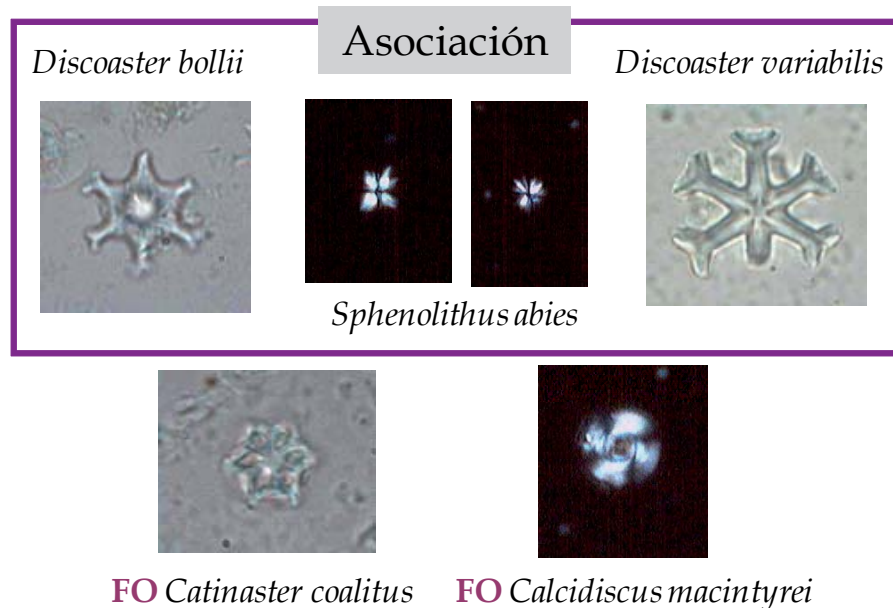
NN8 *Catinaster coalitus* Zone

(CN6) *Catinaster coalitus* Zone

Intervalo: Core 30X, Section 1,90-91 hasta Core 30X, Section 1, 55-56

Profundidad: 268.900 cm hasta 268.550 cm

Definición: FO *Catinaster coalitus* hasta FO *Discoaster hamatus*



Esta pequeña zona no tiene muchos eventos que la limiten, sin embargo, los sugeridos dentro de la zonación clásica están bien calibrados y extendidos. En la secuencia estudiada, el FO de *C. coalitus* es identificado con precisión, hecho que ya ha sido destacado en estudios previos realizados en muestras de este mismo testigo por Kameo & Bralower (2000). Esta zona se caracteriza por la abundancia de este taxón y su buena preservación. De la misma manera, el tope de este nivel está marcado por la primera ocurrencia de *Discoaster hamatus*, evento que también es claro en la asociación.

El LO de *C. miopelagicus*, ha sido descrito en este intervalo por Kameo & Bralower (2000) en muestras del mismo testigo objeto de esta revisión, y estaría localizado hacia el tope de CN6. Lo anterior está acorde con lo planteado en este estudio, donde aunque se presenta frecuente en NN7, hacia el final de este nivel disminuye abruptamente. La desaparición de *C. miopelagicus* y *C. coalitus* en NN8 sería súbita de acuerdo con Bukry (1971) y Gartner (1992).

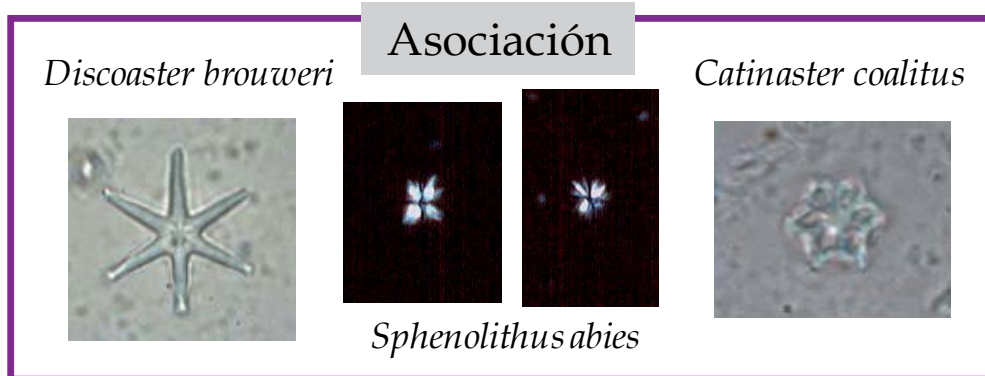
La zona NN8 puede ser subdividida por el FO de *Catinaster calyculus*. Este taxón, sin embargo, con frecuencia es raro si aparece en la asociación, pero llega a ser más abundante que *C. coalitus* hacia el tope de esta zona (Perch-Nielsen, 1985).

NN9 *Discoaster hamatus* Zone
(CN7) *Discoaster hamatus* Zone

Intervalo: Core 30X, Section 1, 15-16 hasta Core 29X, Section 1, 35-36

Profundidad: 268.150 cm hasta 258.750 cm

Definición: FO hasta LO *Discoaster hamatus*



FO/LO *Discoaster hamatus*

FO *Discoaster triradiatus*

FO *Helicosphaera sellii*

Esta zona abarca la distribución de *D. hamatus* en su totalidad. En las muestras analizadas, ambos, el FO y el LO han sido determinados con precisión (Kameo & Bralower, 2000, y este estudio).

Bukry (1973b) usa la primera aparición de *C. calyculus* para subdividir la zona (CN7) *D. hamatus* en CN7a/CN7b. Esta subdivisión, sin embargo, no está acorde con las observaciones hechas por Thierstein (1974) y Salis (1984) que indican que *C. calyculus* aparece antes de *D. hamatus* en el Océano Indico y en el Atlántico Sur, respectivamente.

Estas posibles incoherencias pueden ser debidas a diferentes conceptos taxonómicos o a un carácter diacrónico en la distribución de esta especie (Perch-Nielsen, 1985). Los FO de *Discoaster prepentaradiatus* y *Minylitha convalis* ocurrirían justo antes del LO de *D. hamatus* (Bown, 1998). Sin embargo, otros autores consideran que *M. convalis* junto con *Discoaster calcaris* estarían más restringidos a la parte inferior de NN10. No obstante, sus LO no serían eventos viables (Bown, 1998). En la secuencia estudiada ambos eventos están confinados al siguiente intervalo en NN10.

Se ha mencionado también la presencia de *D. bellus* a partir de esta zona, pero su identificación y posición bioestratigráfica suele ser problemática, por cuanto usualmente aparece en las secuencias en forma esporádica e inconsistente. Además, se ha registrado tanto abajo o arriba del rango de *D. hamatus* (Theodoridis, 1984). Para esta parte de la sección estudiada, este taxón no ha sido identificado. También se destaca la presencia continua, aunque en baja abundancia, de *Discoaster triradiatus* a partir de esta zona y para el resto de la sección.

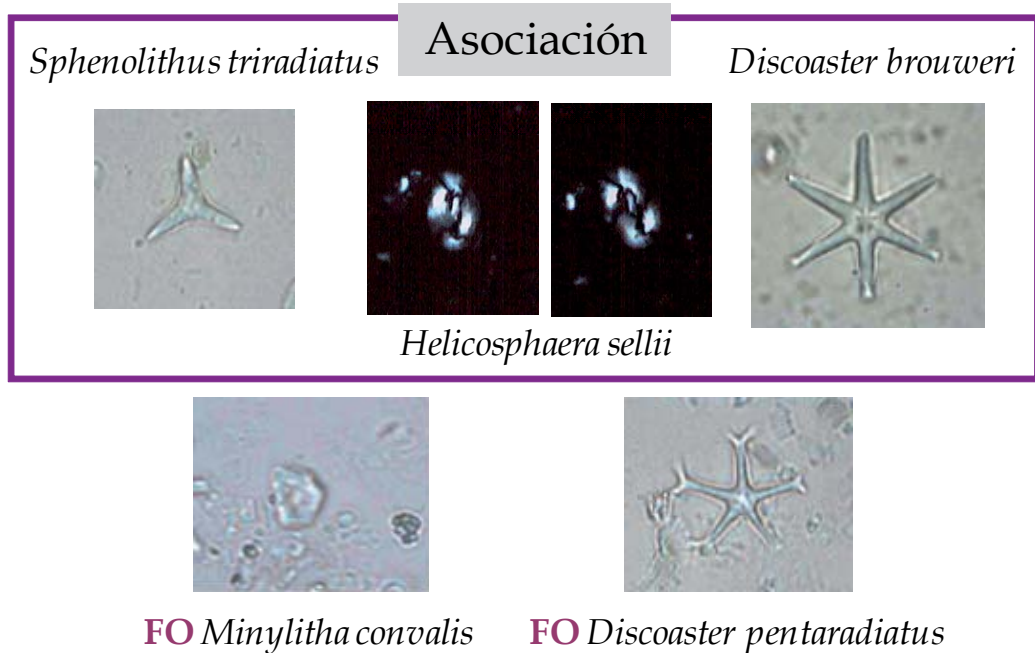
NN10 *Discoaster calcaris* Zone

(CN8) ± *Discoaster neohamatus* Zone

Intervalo: Core 29X, Section 1, 15-16 hasta Core 28X, Section 1, 25-26

Profundidad: 258.550 cm hasta 248.950 cm

Definición: LO *Discoaster hamatus* hasta FO *Discoaster quinqueramus* o FO *Discoaster berggrenii* o FO *Discoaster surculus*



Varios eventos caracterizan este intervalo. *C. calyculus* desaparece arriba de la base de NN10, usualmente después del LO de *C. coalitus* (Bown, 1998). Bukry (1973b) subdividió esta zona en CN8a/CN8b, la cual estaría limitada por el FO de *Discoaster neorectus* y/o el FO de *Discoaster loeblichii*. Además, los primeros ejemplares de *Discoaster surculus* aparecen en la parte superior de NN10. Aunque en la zonación inicial propuesta para este testigo (Kameo & Bralower, 2000), se proponen tanto, el FO como el LO de *C. calyculus* en esta zona, en la revisión que se plantea en este estudio, *C. calyculus* no ha sido identificado.

Otros eventos corresponden a la primera ocurrencia de *Discoaster bergrenii*, la cual ocurriría antes de la primera de *Discoaster quinquaramus*. El primer registro de *Discoaster pentaradiatus* estaría ubicado en la base de este nivel (Bown, 1998). Tanto *D. prepentaradiatus* como *D. pentaradiatus* tienen su primer registro en este intervalo.

Como se analizó en la sección anterior, el FO de *M. convalis* se presenta como de difícil precisión, no obstante, autores como Raffi & Flores (1995) lo sitúan en la base de este nivel, después de la última aparición de *D. hamatus*. Las observaciones realizadas en este estudio están acorde con lo que los mencionados autores proponen. Además, la excelente preservación y abundancia en la secuencia de este taxón, apoyan esta hipótesis.



Biocronología

5. Biocronología

Una cuidadosa calibración temporal de las secuencias es de crucial importancia para datar con precisión eventos geológicos y determinar tasas de cambio. Esto provee las bases para todas las interpretaciones concernientes a la evolución de cuencas, cambios en la circulación oceánica, evolución del clima y de la biota. El método de calibrado astronómico está basado en el hecho de que cambios cíclicos en los registros de diversos indicadores climáticos responden estadísticamente con variaciones en la insolación. Los modelos de edad se han construido por “*matching*” de patrones de variaciones cíclicas en indicadores climáticos con patrones de cambios en la radiación solar, los cuáles son controlados por variaciones en los parámetros orbitales terrestres (e.g. Hays *et al.*, 1976; Imbrie & Imbrie, 1980).

El calibrado astronómico es actualmente el método de datación absoluta más preciso para registros sedimentarios que abarquen un intervalo de tiempo a partir de los últimos 35 Ma, para los cuáles los astrónomos proveen una solución orbital precisa y válida para las variaciones en los parámetros orbitales terrestres (excentricidad, oblicuidad y precesión) (Laskar, 1999). De esta manera, la correlación de los ciclos sedimentarios con los parámetros orbitales ha dado como resultado el desarrollo de escalas de tiempo muy precisas para el Neógeno (e.g. Laskar *et al.*, 1993; Hilgen *et al.*, 1995; Hilgen *et al.*, 1999; Hilgen *et al.*, 2003) y ha culminado en la “*Astronomically Tuned Neogene Time Scale*” (ATNTS2004) (Lourens *et al.*, 2004). Dicha escala de tiempo, la ATNTS2004 (Lourens *et al.*, 2004), ha sido recientemente mejorada por Lisiecki & Raymo (2005) y Hüsing *et al.* (2007, 2010). Una escala de tiempo astronómica integra datos magnetoestratigráficos, bioestratigráficos y tefracronológicos además de los estratigráficos provenientes de la isotopía de oxígeno.

En lo que respecta a la biocronología de eventos de nanofósiles calcáreos, las investigaciones más destacadas se circunscriben a las de Berggreen *et al.* (1995) y Raffi *et al.* (2006). Además de las realizados por Raymo *et al.* (1989), Shackleton & Hall (1989), Shackleton *et al.* (1990), Wei (1993), Raffi *et al.* (1993), Hilgen *et al.* (2003), Holbourn *et al.*, 2007. A latitudes bajas, las estimaciones biocronológicas han podido llegar hasta el Mioceno (ODP Leg 138) y posteriormente hasta el Oligoceno (ODP Leg 154) (Shackleton *et al.*, 1995a, b, 1999).

En la escala temporal magnetoestratigráfica de Bergreen *et al.* (1995), los crones/subcronos en el Cenozoico varían en duración entre 0.01 hasta 0.03 Ma, con un distancia temporal en promedio entre dos crones/subcronos sucesivos de 0.38 Ma (Raffi *et al.*, 2006). Esta cifra representa el promedio de resolución cronológica que puede ser alcanzada para el Cenozoico con la escala de tiempo geomagnética. La revisión efectuada por Raffi *et al.* (2006) provee una visión global de la astrobiocronología de los nanofósiles calcáreos para los últimos 25 Ma, con particular énfasis en la posición relativa de los marcadores bioestratigráficos con respecto a las edades astronómicamente calibradas de las inversiones magnéticas y la estratigrafía isotópica, lo que permite la extrapolación de dichos eventos a otras localidades.

Partiendo del hecho de que una muestra de sedimento representa una asociación de especies en un tiempo promedio es difícil definir en qué medida existe o no diacronismo en la nanoflora observada. En general, se ha asumido que el primer y último registro de una especie aparece más o menos simultáneamente en un amplio ámbito geográfico (Bolli *et al.*, 1985). Pocos casos de extinciones diacrónicas de eventos de nanofósiles calcáreos han sido calibradas orbitalmente (Raffi *et al.*, 1993; Chapman & Chepstow, 1997). Aunque frecuentemente se estima que los bioeventos son sincrónicos al grado típico de resolución de los trabajos en bioestratigrafía (>100 ka), ciertos estudios han mostrado una notable sincronía a escala orbital (>100 ka) (Backman & Shackleton, 1983; Raffi *et al.*, 1993).

5.1 Edades astronómicas estimadas de horizontes de nanofósiles calcáreos

Previo a la comparación entre la señal calibrada orbitalmente con los eventos identificados en una secuencia en particular se requiere un análisis bioestratigráfico más o menos convencional en dónde la definición de un biohorizonte (evento bioestratigráfico o bioevento) está basada principalmente en el concepto teórico de primer registro, último registro, primer registro común y último registro común denotados como FO, LO, FCO y LCO, respectivamente. También, dicha definición puede corresponderse con cambios abruptos en la frecuencia de una especie (acmé o paracmé), además de cambios en la morfología interna o externa de un taxón en particular (biometría). La precisión, exactitud y viabilidad de

las correlaciones bioestratigráficas han sido discutidas ampliamente en el pasado (e.g. Hills & Thierstein, 1989; Wei & Wise, 1989; Olafsson & Villa, 1992; Spencer-Cervato *et al.*, 1994; Raffi, 1999). Además, factores como el estado de preservación, tasa de productividad, retrabajamiento -principalmente en secciones de superficie-, contaminación a lo largo del pozo y presencia discontinua o rara de algunos marcadores hacen menos clara la definición de los biohorizontes. Hay que tener en cuenta también los diversos conceptos taxonómicos usados por diferentes autores para la identificación de los individuos.

Los eventos clásicos y adicionales de nanofósiles calcáreos propuestos en este estudio para las secuencias recuperadas en continente -Arroyo Alférez y Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4- constituyen el primer estudio de referencia para dichas secciones ante la ausencia de estudios previos. En lo que corresponde al testigo oceánico ODP 999, Kameo & Bralower (2000) documentaron menos eventos que los identificados en este trabajo para el mismo intervalo estudiado. Además, algunos eventos no fueron identificados ni en rutinas LM ni en SEM, como el caso de los FO y LO de *Catinaster calyculus*.

Se ha considerado oportuno realizar la exposición de la escala bioestratigráfica y zonación de nanofósiles calcáreos (Capítulo 4) y el calibrado temporal (este apartado) en forma independiente, debido al gran volumen de información incorporado. En adelante se procurará evitar reiteraciones; no obstante habrán referencias iguales para el intervalo temporal que es común a las tres secciones (límite Oligoceno/Mioceno a Mioceno medio/tardío), dado que la mayoría de los eventos de nanofósiles identificados son sincrónicos, es decir que ocurren en un rango temporal igual o con mínimas diferencias a nivel global. Para profundizar en la discusión de los eventos clásicos, adicionales y en la biozonación consultar el Capítulo 4 de este estudio.

A continuación se presentan los eventos de nanofósiles calcáreos clásicos y adicionales susceptibles de haber sido identificados en las secuencias analizadas para el intervalo de tiempo correspondiente al Eoceno tardío hasta el Mioceno tardío.

Dichos bioeventos han sido calibrados por diversos autores cuyas referencias aparecen incorporadas en las tablas correspondientes (Tablas 1-5).

Biohorizonte	Zona/subzona (transición)	ODP Leg 138		ODP Sites 925, 926		Mediterráneo oriental	
		Edad (Ma)	Referencia	Edad (Ma)	Referencia	Edad (Ma)	Referencia
HCO <i>Minylitha convallis</i>		7.78-8.3	7-9	8.785	4, 5	8.685	6, 11
PB <i>Reiculofenestra pseudoumbilicus</i>						8.761	6
LO <i>Discoaster pentaradiatus</i>		9.1	7-9				
HO <i>Catinaster calyculus</i>				9.674	4, 5		
HO <i>Discoaster hamatus</i>	CN7-CN8, NN9-NN10	9.560	7-10, 14	9.687	4, 5	9.530	6, 11
HO <i>Catinaster coalitus</i>				9.687	4, 5		
LO <i>Minylitha convallis</i>		9.416	7-9	9.755	4, 5	9.606	6, 11
Cross-over <i>Discoaster hamatus-D. neohamatus</i>				9.762	4, 5		
LO <i>Discoaster neohamatus</i>				10.521	4, 5	9.867	12, 13
HCO <i>Discoaster exilis</i>	* CN6-CN7	10.427	1, 7, 8				
LO <i>Discoaster hamatus</i>	CN6-CN7, NN8-NN9	10.541	7, 8	10.549	4, 5	10.184	12, 13
LO <i>Discoaster calcaris</i>	* CN6-CN7						
LO <i>Discoaster bellus</i> gr.		10.676	7, 8				
LO <i>Discoaster brouweri</i>		10.72	7, 8	10.764	4, 5	10.398	12, 13
LO <i>Catinaster calyculus</i>				10.785	4, 5	10.734	12, 13
LO <i>Catinaster coalitus</i>	CN5b-CN6, NN7-NN8			10.886	4, 5	10.733	12, 13
HO <i>Coccolithus miopelagicus</i>		10.613	7-10	11.020	4, 5	10.967	12, 13
Serravalliense-Tortonense	11.600 Ma						

Tabla 1. Edades astronómicas estimadas de biohorizontes de nanofósiles calcáreos para el intervalo de 5.3-11.6 Ma, de acuerdo a la ATNTS2004 (Lourens et al., 2004). En negrilla se indican los límites de Épocas y /o Estados. En itálica están las edades obtenidas a través de interpolación lineal entre los límites de inversiones más cercanos en secciones selectas. * Indican definición alternativa de Zona. Códigos numéricos de las zonas de nanofósiles, NN (Martini, 1971) y CN (Okada & Bukry, 1980). LO, ocurrencia más baja. HO, ocurrencia más alta. HCO, ocurrencia consistente más alta. PB, inicio del paracmé. Modificada de Raffi et al. (2006). Referencias: 4. Shackleton & Crowhurst (1997); 5. Backman & Raffi (1997); 6. Raffi et al. (2003); 7. Schneider (1995); 8. Raffi et al. (1995); 9. Gartner (1992); 10. Olafsson (1991); 11. Hilgen et al. (1995); 12. Hilgen et al. (2000a); 13. Hilgen et al. (2000b).

Biohorizonte	Zona/subzona (transición)	ODP LEG 138		ODP Sites 925, 926		ODP Sites 1218, 1219		Mediterráneo oriental	
		Edad (Ma) ^a	Referencia	Edad (Ma)	Referencia	Edad (Ma)	Referencia	Edad (Ma)	Referencia
Serravaliense-Tortonense	11.600 Ma								
HCO <i>Discoaster kugleri</i>				11.578	4, 5			11.596	12, 13
LCO <i>Discoaster kugleri</i>	CN5a–CN5b, NN6–NN7			11.863	5, 15			11.905	12, 13
HO <i>Cyclicargolithus floridanus</i>		<i>12,037</i>	7, 8						
HO <i>Coronocyclus nitescens</i>		<i>12,254</i>	7, 8	12.124	2, 14				
HCO <i>Calcidiscus premacintyreii</i>		<i>12,447</i>	7, 8	12.453	14, 16			12.381–12.51	13, 16
LCO <i>Triquetrorhabdulus rugosus</i>	CN4–CN5 *	<i>12,671</i>	7, 8						
HCO <i>Cyclicargolithus floridanus</i>		<i>13,294</i>	7, 8	13.334	2, 15, 16			13.283	13
Langhiense–Serravaliense	13.654 Ma								
HO <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	CN4–CN5a, NN5–NN6			13.532	5, 15			13.654	17
HO <i>Helicosphaera ampliaperia</i>	CN3–CN4, NN4–NN5			14.914	18				
AE <i>Discoaster deflandrei</i>				15.663	18				
LO <i>Discoaster signus</i>				15.702	18				
Burdigaliense–Langhiense	15.974 Ma								
LCO <i>Sphenolithus heteromorphus</i>				17.721	2, 15, 19				
HCO <i>Sphenolithus belemnus</i>	CN2–CN3, NN3–NN4			17.973	2, 15, 19				
HO <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	CN1–CN2, NN2–NN3			18.315	2, 15, 19	19.183	23		
LO <i>Sphenolithus belemnus</i>				18.921	15, 19, 20				
Aquitaniense–Burdigaliense	20.428 Ma								
LO <i>Helicosphaera ampliaperia</i>				20.393	15, 19, 20				
Cross-over <i>Helicosphaera euphratis</i> - <i>Helicosphaera carteri</i>				20.894	15, 19, 20				
LCO <i>Helicosphaera carteri</i>				21.985	15, 19, 20				
HCO <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>						22.092	23		
LO <i>Sphenolithus disbelemnus</i>				22.760	19, 21, 22	22.413	23		
LO <i>Discoaster druggi</i>	NN1–NN2							22.824	3
Oligoceno–Mioceno/ Chattense–Aquitaniense	23.030 Ma								
HO <i>Sphenolithus delphix</i>				23.065	19, 21, 22	23.089	23		
LO <i>Sphenolithus delphix</i>				23.328	19, 21, 22	23.356	23		
HO <i>Sphenolithus ciperoensis</i>	CP19b–CN1a			24.242	19, 21, 22	24.398	23		

Tabla 2. Edades astronómicas estimadas de biohorizontes de nanofósiles calcáreos para el intervalo de 11.6-25 Ma, de acuerdo a la ATNTS2004 (Lourens *et al.*, 2004). En negrilla se indican los límites de Épocas y /o Estados. En itálica están las edades obtenidas a través de interpolación lineal entre los límites de inversiones más cercanos en secciones selectas. * Indican definición alternativa de Zona. a, indica edad obtenida por calibración directa en sección de continente en el Atlántico occidental (Marruecos) (Krijgsman *et al.*, 2004). Códigos numéricos de las zonas de nanofósiles, NN (Martini, 1971) y CN (Okada & Bukry, 1980). LO, ocurrencia más baja. HO, ocurrencia más alta. LCO, ocurrencia consistente más baja. HCO, ocurrencia consistente más alta. AE, final del acmé.

Modificada de Raffi *et al.* (2006). Referencias: 2. Curry *et al.* (1995); 3. Lourens (2004); 4. Shackleton & Crowhurst (1997); 5. Backman & Raffi (1997); 12. Hilgen *et al.* (2000a); 13. Hilgen *et al.* (2000b); 14. Backman *et al.* (1990); 15. Shackleton *et al.* (1999); 16. Turco *et al.* (2002); 17. Abels *et al.* (2005); 18. Shackleton *et al.* (2001); 19. Pälike *et al.* (2006); 20. Fornaciari (1996); 21. Raffi (1999); 22. Shackleton *et al.* (2000); 23. Backman, Pälike, Raffi, (no publicado).

Biohorizonte	Zona/subzona (transición)	Océano Pacífico ecuatorial		Océano Atlántico latitudes medias		Océano Índico tropical		Mediterráneo oriental Referencia
		(sub)cron	Referencia	(sub)cron	Referencia	(sub)cron	Referencia	
PB <i>Reticulofenestra pseudoubilicus</i>		C4r.2r	7, 8					
HCO <i>Minylitha convallis</i>		C4r.2r	7, 8	C4n.2n (tope)	9	C4r.2n Med		6
LO <i>Discoaster pentaradiatus</i>		C4Ar.1n	7, 8	C4Ar.1r	9			
HO <i>Catinaster calyculus</i>				C5n/C4A	9			
HO <i>Discoaster hamatus</i>	CN7–CN8, NN9–NN10	C4Ar.2r	7, 8	C4Ar.2n (base)	10	C4Ar.2r		14
HO <i>Catinaster coalitus</i>				C5n/C4Ar	10	C5n/C4Ar		8, 14
LO <i>Minylitha convallis</i>		C4Ar.2r (tope)	7, 8	C5n (tope)	9	C4Ar.1r Med		6
LO <i>Discoaster neohamatus</i>		(mid-) C5n.2n	7, 8	C5n (tope)	9			
LO <i>Discoaster hamatus</i>		(mid-) C5n.2n	7, 8	(mid-) C5n.2n	9, 10	(mid-) C5n.2n ?		8, 14
LO <i>Discoaster bellus</i> gr.	CN6–CN7, NN8–NN9	(mid-) C5n.2n	7, 8	(mid-) C5n.2n	9	(mid-) C5n.2n ?		8, 14
HCO <i>Discoaster exilis</i>	CN6–CN7 *	(mid-) C5n.2n	1, 7, 8					
LO <i>Catinaster calyculus</i>		(mid-) C5n.2n	1, 7, 8					
LO <i>Discoaster calcaris</i>	CN6–CN7 *	(mid-) C5n.2n	1, 7, 8					
LO <i>Catinaster coalitus</i>	CN5b–CN6, NN7–NN8	C5n.2n (base)	7, 8					
HO <i>Coccolithus miopelagicus</i>		(mid-) C5n.2n	7–10	C5n.2n (base)	9, 10			
Serravallense-Tortonense	11.600 Ma	C5r.2r.2n						
HCO <i>Discoaster kugleri</i>		C5r.2n	1, 7, 8	C5r.3n	9			
LCO <i>Discoaster kugleri</i>	CN5a–CN5b, NN6–NN7	C5r.3r	1, 7, 8	C5r.3r	9			
HO <i>Cyclicargolithus floridanus</i>		C5An/C5r	7, 8	C5r (base)	10			
HO <i>Coronoicyclus nitescens</i>		C5An.2n (tope)	7, 8	C5An.1r ?	10			
HCO <i>Calcidiscus premacintyreii</i>		C5An.2n	7, 8	C5An.1r/C5An ?	9			
LCO <i>Triquetrorhabdulus rugosus</i>	CN4–CN5 *	C5An.2r (base)	7, 8	C5Ar.1r	10			
HCO <i>Cyclicargolithus floridanus</i>		C5AAr	7, 8	C5AAr	10			
Langhense-Serravallense	13.654 Ma	C5ABr						
HO <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	CN4–CN5a, NN5–NN6	C5ABr/C5ABn	7, 8	C5ABr	10			
HO <i>Helicosphaera ampliaperta</i>	CN3–CN4, NN4–NN5			C5Br	9, 10, 18			
AE <i>Discoaster deflandrei</i>				C5Br	18			
LO <i>Discoaster signus</i>				C5Br	18			
Burdigalense-Langhense	15.974 Ma	C5Cn.1n						
LCO <i>Sphenolithus heteromorphus</i>				C5Dr	9, 10	C5Dr		14
HCO <i>Sphenolithus belemnos</i>	CN2–CN3, NN3–NN4			C5En (tope)	9, 10	C5En (tope)		14
LO <i>Sphenolithus belemnos</i>				C6n (tope)	9, 10			
HO <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	CN1–CN2, NN2–NN	C6Bn.2n–C6n	23	C6Bn.2n	10			
Aquitaniense-Burdigalense	20.428 Ma							
LO <i>Sphenolithus disbelemnos</i>		C6Br	23	C6Cn.1n	20, 21			
LO <i>Discoaster druggi</i>	NN1–NN2	C6Cn.1n	23	C6Cn (tope)	19			
Oligoceno–Mioceno/Chattense–Aquitaniense	23.030 Ma							
HO <i>Sphenolithus delphix</i>		C6Cn.2r	23	C6Cn.2r	20, 21			
LO <i>Sphenolithus delphix</i>		C6Cn.3r/6Cr	23	C6Cn.3r/6Cr	20, 21			
HO <i>Sphenolithus ciperoensis</i>		C7n.2n	23	C7n.2N (tope)	10			

Tabla 3. Posición paleomagnética de biohorizontes en el intervalo Mioceno tardío/Oligoceno tardío obtenidas a partir de la calibración directa de secuencias magnetoestratigráficas oceánicas seleccionadas. * Indican definición alternativa de Zona. LO, ocurrencia más baja. HO, ocurrencia más alta. LCO, ocurrencia consistente más baja. HCO, ocurrencia consistente más alta. PB, inicio del paracmé. AE, final del acmé. Códigos numéricos de las zonas de nanofósiles, NN (Martini, 1971) y CN (Okada & Bukry, 1980).

Modificada de Raffi *et al.* (2006). Referencias: 1. Raffi & Flores (1995); 6. Raffi *et al.* (2003); 7. Schneider (1995); 8. Raffi *et al.* (1995); 9. Gartner (1992); 10. Olafsson (1991); 14. Backman *et al.* (1990); 18. Shackleton *et al.* (2001); 19. Pälike *et al.* (2006); 20. Fornaciari (1996); 23. Backman; Pälike, Raffi, (no publicados).

Evento	Zona/subzona (transición)	(Sub)cron	Edad (Ma)	Referencia
LAD <i>Reticulofenestra bisecta</i>		Subcron C6Cn.2r	23.9	9
FAD <i>Sphenolithus delphix</i>		Cron C6Cr	24.3	10
LAD <i>Zygrhablithus bijugatus</i>		Cron C6Cr	24.5	10
LAD <i>Sphenolithus ciperoensis</i>		Cron C6Cr/C7n	24.75	13
LAD <i>Chiasmolithus altus</i>		Cron C8n	26.1	8
FAD <i>Sphenolithus umbrellus</i>		Cron C9n	~ 27.5	10
LAD <i>Sphenolithus distentus</i>		Cron C9n	27.5	1, 11
LAD <i>Sphenolithus predistentus</i>		Cron C9n	27.5	1
LAD <i>Sphenolithus pseudoradians</i>		Cron ClOr	29.1	11
FAD <i>Sphenolithus ciperoensis</i>		Subcron Cl ln.2n	29.9	1
FAD <i>Sphenolithus distentus</i>		Cron C12r	31.5- 33.1	12, 15
LAD <i>Reticulofenestra umbilicus</i> / <i>R. hillae</i>		Inicio Cron C12r en latitudes bajas-medias	32.3	1, 10
		Final Cron C12r en altas latitudes, al sur	31.3	8
LAD <i>Isthmolithus recurvus</i>		Cron C12r	31.8-33.1	11, 8
LAD <i>Ericsonia formosa</i>		Cron C12r en latitudes bajas-medias	32.8	1, 3
		Cron C18 en altas latitudes, al sur	~ 39.7	2, 14, 16
Acme <i>Clausicoccus subdistichus</i>		Cron C13n	33.3	18
LAD <i>Reticulofenestra oamaruensis</i>		Cron C13r	33.7	8
LAD <i>Discoaster saipanensis</i>		C13r en latitudes bajas-medias	34.2	1, 5
		C16n i en altas latitudes, al sur	35.4	8
LAD <i>Discoaster barbadiensis</i>		C13r en latitudes bajas-medias	34.3	2, 6
		C18n en altas latitudes, al sur	~ 39	3
LAD <i>Reticulofenestra reticulata</i>	CN7-CN8, NN9-NN10	C15r en latitudes bajas-medias	35	4, 6, 7
		C16n.2n en altas latitudes, al sur	36.1	8

Tabla 4. Magnetocronología de edades de nanofósiles calcáreos para el intervalo Eoceno tardío/Oligoceno tardío. Códigos numéricos de las zonas de nanofósiles, NN (Martini, 1971) y CN (Okada & Bukry, 1980). FAD, ocurrencia más baja. LAD, ocurrencia más alta. Acme, Acmé.

Modificada de Berggren *et al.* (1995). Referencias: 1. Berggren *et al.* (1995); 2. Aubry (1983) (en: Berggren *et al.*, 1995); 3. Aubry (1992); 4. Aubry (1995) (en: Berggren *et al.*, 1995); 5. Aubry *et al.* (1995); 6. Poag & Aubry (1995); 7. Premoli Silva *et al.* (1988); 8. Wei & Thierstein (1991); 9. Wei (1991); 10. Miller *et al.* (1985); 11. Poore *et al.* (1982); 12. Poore *et al.* (1983); 13. Shackleton *et al.* (1984); 14. Spiess (1990); 15. Wei & Wise (1989); 16. Wei & Wise (1990).

La calibración de los intervalos de 8.5-12.5 Ma y 15.29-14.17 Ma han sido objeto de la calibración de nanofósiles calcáreos más actualizada (Hüsing *et al.*, 2007, 2010), no obstante, las secciones estudiadas son del Mediterráneo y se ha observado que dichas edades son más antiguas que aquellas referidas para secuencias en el Atlántico (Tabla 5). Por esta razón no han sido tenidas en cuenta en este estudio.

Especies	Evento	Ciclo	Nueva Posición	Nueva edad astronómica (Ma)
Foraminíferos Planciónicos				
<i>Neoglobobulimina</i> grupo	s/d	150-152	91.43-91.955	9.917 ± 0.011
<i>Globobulimina parvulabata</i>	LO	150	91.27-91.43	9.934 ± 0.006
<i>Neoglobobulimina</i> grupo	d/s	145	89.435-90.25	10.060 ± 0.049
<i>Neoglobobulimina atlantica</i> s.s.	LRO	126-127	83.75-83.97	10.499 ± 0.009
<i>Neoglobobulimina atlantica</i> l.s.	LO	110	78.24-78.635	10.838 ± 0.011
<i>Neoglobobulimina atlantica</i> l.s.	FO	96-97	73.38-73.54	11.159 ± 0.005
<i>Neoglobobulimina</i> grupo	2nd influx	96-97	73.38-73.54	11.159 ± 0.005
<i>Paraglobobulimina stakensis</i>	LO	94-95	72.655-72.82	11.207 ± 0.007
<i>Globobulimina apertura</i>	FRO	78-79	65.3-65.61	11.562 ± 0.006
<i>Globobulimoides subquadratus</i>	LCO	76-77	63.985-64.27	11.610 ± 0.007
<i>Neoglobobulimina</i> grupo	FO	67-68	59.98-60.23	11.798 ± 0.004
<i>Paraglobobulimina stakensis</i>	IIAE	57-58	53.13-53.29	12.026 ± 0.003
<i>Paraglobobulimina mayeri</i>	LO	56	51.775-51.97	12.072 ± 0.003
<i>Paraglobobulimina stakensis</i>	IIAB	42	40.52-40.91	12.444 ± 0.005
<i>Paraglobobulimina stakensis</i>	IAE	37	33.155-33.735	12.614 ± 0.006
<i>Globobulimina parvulabata</i>	FO	30	28.135-28.685	12.771 ± 0.007
<i>Paraglobobulimina mayeri</i>	F(C)O	30	28.135-28.685	12.771 ± 0.007
Nanofósiles Calcáreos				
<i>Coccolithus miopelagicus</i>	LRO	104	75.98	10.984 ± 0.000
<i>Discoaster kugleri</i>	LCO	76	63.795-63.985	11.621 ± 0.004
<i>Discoaster kugleri</i>	FCO	61	55.56-55.74	11.957 ± 0.003
<i>Calcidiscus premacintyreii</i>	L(C)O	44-45	42.495-42.765	12.381 ± 0.005
<i>Calcidiscus macintyreii</i>	FO	43-44	41.785-42.15	12.404 ± 0.007

Tabla 5. Nuevas edades astronómicas de bioeventos de plancton calcáreo para el intervalo de 8.5-12.5 Ma, mediante el calibrado de ciclos sedimentarios básicos con la ATNTS2004 (Lourens *et al.*, 2004) en la sección del Monte del Corvi, Italia. Modificada de Hüsing *et al.* (2007).

Con el propósito de describir con claridad aspectos relacionados con los horizontes de nanofósiles calcáreos de tal manera que puedan ser consultadas por separado, se han organizado por secuencias. Las secuencias se han organizado partiendo de las recuperadas en continente hacia las de mar abierto, con el objetivo de seguir una progresión hacia condiciones más oceánicas en el registro y porque las últimas, tienen una edad más joven. En el caso de la sección del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 será mencionada su acepción completa la primera vez, en adelante se abreviará como Estratigráfico 4. Finalmente se ha optado por conservar el nombre completo de cada especie en su primera mención. En adelante se usará su abreviatura, según la normativa establecida.

5.2 Horizontes de nanofósiles calcáreos en el Arroyo Alférez

La tabla 6 relaciona la posición estratigráfica de los eventos de nanofósiles calcáreos propuesta para el intervalo estudiado. La edad de los horizontes y las referencias correspondientes han sido tomadas de Berggren *et al.* (1995) y Raffi *et al.* (2006). La revisión bioestratigráfica realizada en este estudio (Capítulo 4) propone cambios en la posición original de algunos eventos y además, sugiere otros como alternativos (Tabla 6). En este estudio se identificaron 40 eventos entre clásicos y alternativos, desde el LO de *Reticulofenestra reticulata* (35 Ma; Berggren *et al.*, 1995) hasta el FO de *Sphenolithus heteromorphus* (17.721 Ma; Raffi *et al.*, 2006); los cuales corresponden a una resolución de ~ 0.431 Ma (Figura 14).

Pese a que existen varios horizontes de nanofósiles calibrados para el intervalo que abarca la sección del Arroyo Alférez (Berggren *et al.*, 1995; Raffi *et al.*, 2006) sólo se seleccionaron nueve de ellos para establecer las tasas de sedimentación y su relación con la posición dudosa de algunos de los eventos identificados (Tabla 6, Figura 14). El análisis detallado de la concurrencia o aparente “diacronismo” en ciertos horizontes sugiere que el registro presenta hiatos, con una entidad superior a 100 000 años y en consecuencia significativos. Los cuáles no obstante, representando un considerable rango de tiempo faltante; no afectaron la identificación de las zonas de nanofósiles (Capítulo 4).

Lo anterior indica que en la sección del Arroyo Alférez la continuidad no está asegurada, bien porque el intervalo de muestreo está en el límite de la resolución de las secuencias, o en otro casos debido a las presencia de hiatos. Diversos estudios precedentes ya habían indicado la existencia de hiatos en la sucesión de secuencias neógenas en el Caribe (Bürgl, 1959; 1961; Stainforth, 1965; Eames, 1955, Eames *et al.*, 1962; Duque-Caro, 1979; Kellogg *et al.*, 2005; Guzmán, 2006) principalmente referidas al límite Oligoceno/Mioceno (Stainforth, 1968; Duque-Caro, 1972a, 1972b, 1973; Keller & Barron 1983) y Mioceno tardío (Keller & Barron 1983). De acuerdo al análisis de los resultados realizados en esta sección, se proponen cuatro faltantes en el registro y/o eventos de erosión que afectaron este intervalo de tiempo, referidos a la transición Oligoceno/Mioceno y Mioceno temprano/Mioceno medio (Figura 14).

Evento	Muestra	Profundidad estratigráfica (m)
FO <i>Triquetrorhabdulus rioi</i>	G05-CB-708	1666.875
FO <i>Helicosphaera waltrans</i>	G05-CB-704	1656.625
FO <i>Helicosphaera walberdorfensis</i>	G05-CB-704	1656.625
FO <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	G05-CB-700	1640.625
LO <i>Sphenolithus belemnus</i>	G05-CB-700	1640.625
LO <i>Triquetrorhabdulus milowii</i>	G05-CB-700	1640.625
FO <i>Sphenolithus belemnus</i>	G05-CB-699	1629.375
LO <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	G05-CB-694	1612.625
LO <i>Sphenolithus disbelemnus</i>	G05-CB-693	1611.125
FO <i>Triquetrorhabdulus milowii</i>	G05-CB-693	1611.125
FO <i>Sphenolithus disbelemnus</i>	G05-CB-655	1541.375
LO <i>Helicosphaera ampliapertura</i>	G05-CB-655	1541.375
LO <i>Sphenolithus conicus</i>	G05-CB-655	1541.375
LO <i>Sphenolithus dissimilis</i>	G05-CB-655	1541.375
LO <i>Discoaster adamanteous</i>	G05-CB-644	1511.625
FO <i>Helicosphaera ampliapertura</i>	G05-CB-600	1362.750
FO <i>Sphenolithus conicus</i>	G05-CB-600	1362.750
LO <i>Cyclicargolithus abisectus</i>	G05-CB-597	1358.375
FO <i>Helicosphaera recta</i>	G05-CB-594	1352.375
LO <i>Reticulofenestra bisecta</i>	G05-CB-587	1340.625
LO <i>Zygrhabdulus bijugatus</i>	G05-CB-582	1333.125
LO <i>Sphenolithus ciperoensis</i>	G05-CB-571	1314.375
LO <i>Chiamolithus altus</i>	G05-CB-557	1289.375
LO <i>Pedinocyclus larvalis</i>	G05-CB-522	1237.875
LO <i>Sphenolithus distentus</i>	G05-CB-503	1211.375
LO <i>Sphenolithus predistentus</i>	G05-CB-490	1192.125
FO <i>Sphenolithus compactus</i>	G05-CB-443	1082.875
FO <i>Sphenolithus ciperoensis</i>	G05-CB-394	994.625
FO <i>Helicosphaera carteri</i>	G05-CB-334	763.375
FO <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	G05-CB-320	741.375
FO <i>Helicosphaera compacta</i>	G05-CB-306	687.625
FO <i>Cyclicargolithus abisectus</i>	G05-CB-262	614.625
FO <i>Helicosphaera recta</i>	G05-CB-262	614.625
FO <i>Reticulofenestra umbilicus</i>	G05-CB-205	500.875
FO <i>Sphenolithus distentus</i>	G05-CB-131	348.875
FO <i>Helicosphaera perch-nielseniae</i>	G05-CB-131	348.875
FO <i>Cyclicargolithus floridanus</i>	G05-CB-107	291.625
LO <i>Reticulofenestra reticulata</i>	G05-CB-83	249.875
LO <i>Toweious callosus</i>	G05-CB-83	249.875
LO <i>Helicosphaera lophota</i>	G05-CB-63	200.375

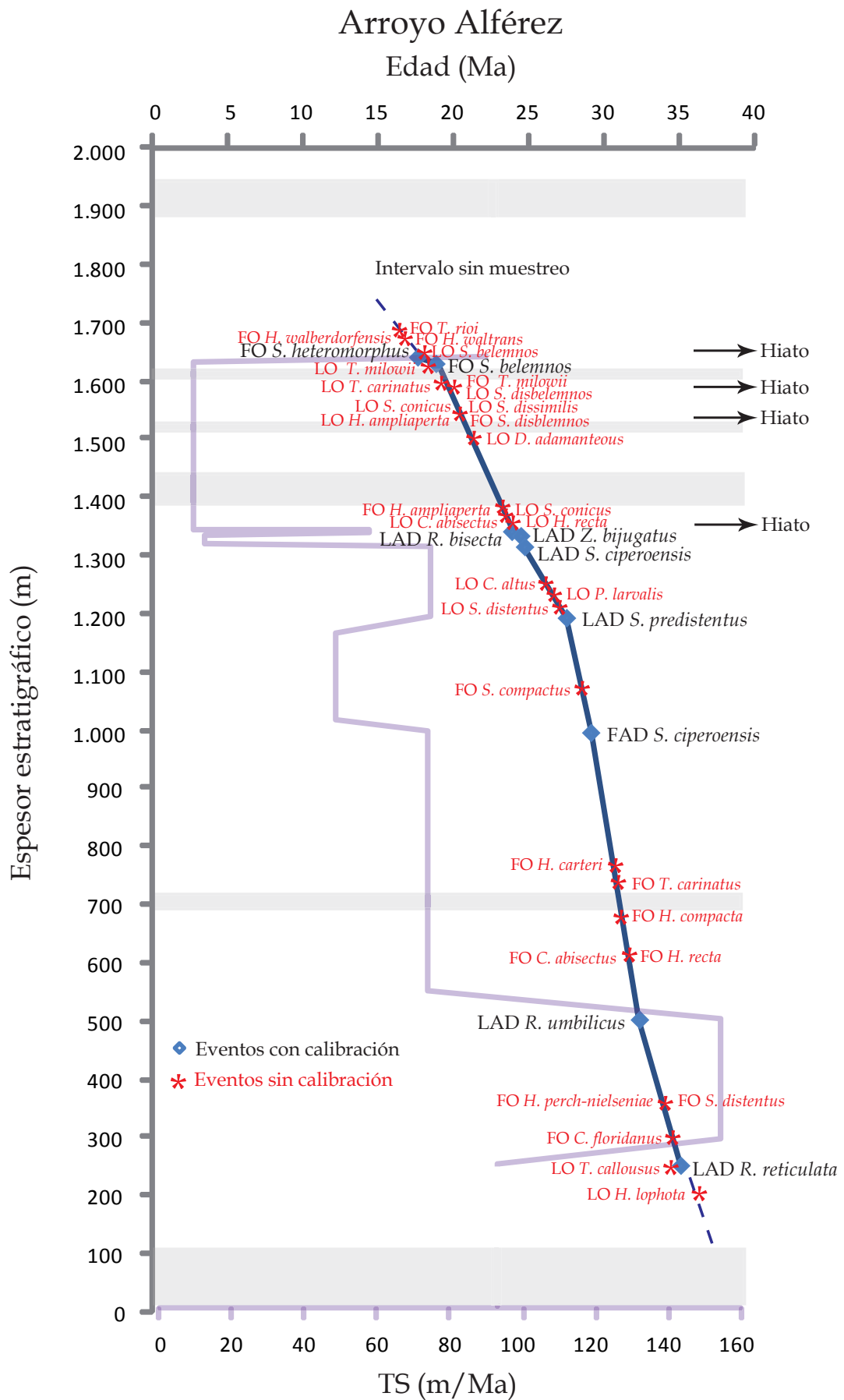
Tabla 6. Posición estratigráfica de los eventos bioestratigráficos de nanofósiles calcáreos propuestos en este estudio para la sección del Arroyo Alférez. FO, primer registro; LO, último registro.

La base de la secuencia es estéril en nanofósiles calcáreos y corresponden principalmente a arenitas lodosas, arenitas y concreciones de mudstone (Ramírez & Rey, 2005). La transición Eoceno tardío/Oligoceno temprano hasta el LO de *Reticulofenestra umbilicus* se caracteriza por ser el intervalo con la mayor tasa de sedimentación de la secuencia caracterizado por sucesiones muy gruesas de arcillolitas limosas con ocasionales intercalaciones de limolitas (Ramírez & Rey, 2005), con predominio de los géneros *Helicosphaera* y *Reticulofenestra*. La densidad de muestreo es baja y no se descarta que existan niveles de erosión y/o hiatos. Sin embargo, en una primera aproximación, la sucesión es coherente con las zonas/horizontes de nanofósiles clásicas. A partir del Oligoceno temprano hasta el inicio de la transición Oligoceno/Mioceno las tasas de sedimentación presentan valores medios y no hay evidencia en cuanto a la posición sucesiva de los eventos esperados.

Diversos eventos alternativos han sido propuestos, los cuáles permiten que la distribución del género *Helicosphaera* presente viabilidad en cuanto a su aplicación local. Se destaca un nivel estéril en nanofósiles calcáreos entre los FO de *Helicosphaera compacta* y *Triquetrorhabdulus carinatus*. Aunque el género *Sphenolithus* no es abundante en este intervalo se constituye en la principal herramienta bioestratigráfica para la zonación, excepto en lo que se refiere a *Sphenolithus distentus* que es raro en la asociación.

El predominio en la asociación del género *Cyclicargolithus* es destacado y constituye una referencia robusta en lo que respecta a los eventos de *Cyclicargolithus abisectus*. El Oligoceno medio a tardío se caracteriza por la escasa presencia del género *Chiasmolithus*, cuyo LO como género - y a nivel de especie, *Chiasmolithus altus*- son viables debido a su fácil identificación en el registro.

Figura 14. *Página siguiente*. Edades astronómicas estimadas de biohorizontes de nanofósiles calcáreos (Berggren *et al.*, 1995; Raffi *et al.*, 2006) para el intervalo estudiado en el registro del Arroyo Alférez. En negro se indican los eventos calibrados astronómicamente. En rojo se destacan otros eventos identificados en este estudio. En violeta se representa la tasa de sedimentación calculada en m/Ma. Barras en gris claro indican intervalos estériles en nanofósiles calcáreos. La línea discontinua en azul indica la extrapolación lineal de la continuidad temporal de los intervalos con calibración. LO, ocurrencia más baja; FO, ocurrencia más alta; HO, ocurrencia más alta. FAD, primer registro; LAD, último registro.



Hacia la transición con el Mioceno las tasas de sedimentación se incrementan levemente y se presentan los LO registros de varias de las especies típicas del Oligoceno: *Sphenolithus ciperoensis*, *Zygrhablithus bijugatus* y *Reticulofenestra bisecta*. El LO de *R. bisecta* se ha propuesto como el evento que marca el límite Oligoceno/Mioceno en esta secuencia (Capítulo 4). La transición al Mioceno suscita diversos interrogantes en cuanto a la sucesión de los eventos (discutidos en detalle en el Capítulo 4) y en cuanto a la presencia del registro completo (Figura 14). Las tasas de sedimentación disminuyen drásticamente alcanzando valores mínimos en la secuencia y corresponden a sucesiones muy gruesas de arcillolitas limosas con laminación plana a ligeramente ondulada continua paralela, observada en algunos intervalos (Ramírez & Rey, 2005).

La presencia ocasional de intercalaciones de capas delgadas de sublitoarenitas (Ramírez & Rey, 2005) podría estar referida a los intervalos estériles en nanofósiles. La no identificación de los horizontes de *Sphenolithus delphix* ni en su primer ni último registro, como tampoco la de *Sphenolithus capricornutus* y *Sphenolithus calyculus*; sugieren un faltante en el registro. Además el inicio del Mioceno está caracterizado por la ausencia de nanoflora en algunas muestras, las cuáles podrían corresponder a la posición estratigráfica de dichos taxones.

No obstante, en la secuencia correspondiente de mar abierto, site ODP 999, tanto el FO como el LO de *S. delphix* ha sido identificado con claridad. Por otra parte en la secuencia del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 –en adelante Estratigráfico 4–, la distribución de *S. capricornutus* y *S. calyculus* es reconocida. Si se considera que la sección del Estratigráfico 4 ha sido extraída de sedimentos temporalmente correspondientes y en la misma Formación (Formación el Carmen) que los del Arroyo Alférez, y que la secuencia correspondiente de mar abierto de ambas secciones, site ODP 999 presenta la sucesión de eventos desde el LO *R. bisecta* en el hole B (Mejía-Molina, 2010; en preparación) hasta el LO de *S. delphix* (en el ODP 999, hole A); es posible sugerir un faltante en el registro de al menos 0.835 Ma.

Este faltante de tiempo ya había sido propuesto (Stainforth, 1965, 1968; Burgl, 1961) en Perú, Ecuador, Venezuela y Trinidad donde se propone la existencia de una inconformidad regional para el Oligoceno tardío/Mioceno más temprano asociado a un periodo regional de levantamiento y erosión.

El Mioceno temprano hasta el Mioceno medio (tope de la secuencia) presenta tasas de sedimentación muy bajas y comprende una serie de niveles estériles en nanofósiles calcáreos (3) y la presencia de hiatos en el registro (3) que han incluso afectado las posiciones de algunos de los eventos, complicando la secuencia de eventos estratigráficos (Figura 14). La descripción litológica indica que capas lenticulares muy gruesas de arenitas conglomeráticas (sublitoarenitas) se intercalan, ocasionalmente, con capas muy delgadas de limolitas y arcillolitas limosas (Ramírez & Rey, 2005). Kellogg (1984), menciona que un evento erosivo de carácter regional marcaría el inicio de un nuevo ciclo tectónico-estratigráfico, informalmente denominado Discordancia del Mioceno temprano. Se habría presentado una actividad tectónica menor comparada con la del Oligoceno-Mioceno temprano, con una subsidencia continua pero con la sedimentación menos controlada por el fallamiento y más definida por los procesos isostáticos asociados al levantamiento de las Sierras Nevada de Santa Marta, de Perijá y a las Cordillera Central y Occidental.

En lo que se refiere a los horizontes de nanofósiles calcáreos, *Helicosphaera ampliapertura* es esporádica al inicio de su FO en las tres secciones estudiadas, comportamiento ya mencionado con anterioridad (Capítulo 4). El hecho de que aparezca en el Arroyo Alférez antes de su posición calibrada (anterior al FO de *Sphenolithus belemnus*), no supone un problema de consideración. No obstante la anomalía referida a su LO sí lo es. Ha sido documentada posterior a la distribución estratigráfica de *S. belemnus* y a los FO de *S. heteromorphus* y *Discoaster signus* (Capítulo 4). Los continuos faltantes en el registro sumados a su irregular distribución en la asociación permiten sugerir una ausencia temporal importante por cuanto su LO, en el Arroyo Alférez, se ha localizado concurrente con el LO de *Sphenolithus disbelemnus*; datum que se presentaría mucho antes dentro de la sucesión de horizontes calibrados de nanofósiles esperada (Raffi *et al.*, 2006). Se estima que antes del FO de *S. belemnus*, faltarían al menos 2.367 Ma en el registro.

Por otra parte el LO de *T. carinatus* adolece de inconsistencias en su distribución. Se sitúa su LO anterior a la posición calibrada, que lo menciona como posterior al FO de *S. belemnus* (Raffi *et al.*, 2006). Siendo que *T. carinatus* llega a ser común dentro de la asociación, su LO concurrente con la posición estratigráfica del FO de *S. belemnus* supone un faltante de al menos 0.606 Ma.

Es seguro que pese a haberse identificado tanto el FO como el LO de *S. belemnus* en el Arroyo Alférez, los diversos hiatos en los que resulta comprometida su posición estratigráfica sugieren la ausencia temporal de parte de su distribución (Figura 14). Además, su LO se presenta simultáneo con el FO de *S. heteromorphus* (Figura 14). Esta ocurrencia simultánea ya ha sido documentada por Bukry (1972) en el Site 140 en el Atlántico, Pujos (1985) en el Pacífico ecuatorial y Takayama & Sato (1987) en el Atlántico Norte (Capítulo 4). El análisis realizado en este estudio del Estratigráfico 4 y del ODP 999 han reconocido su LO de acuerdo a la posición calibrada sugerida (Raffi *et al.*, 2006) que lo sitúa anterior al FO de *S. heteromorphus*. Partiendo de lo anterior se estima que dicha concurrencia entre ambos horizontes representa un hiato de al menos 1.20 Ma.

El análisis detallado de la secuencia del Arroyo Alférez ha puesto de manifiesto la “concurrencia” o aparente “diacronismo” de ciertos horizontes de nanofósiles, los cuáles sugieren que el registro presenta hiatos, los cuáles no obstante, representando un considerable rango de tiempo faltante (~5.008 Ma, como mínimo); no afectan la identificación de las zonas de nanofósiles (Capítulo 4). Los cuatro faltantes de tiempo en el registro y/o eventos de erosión, sumados a los niveles estériles en nanofósiles calcáreos (Figura 14); referidos a la transición Oligoceno/Mioceno y Mioceno temprano/Mioceno medio podrían corresponder a los documentados con anterioridad (Stainforth, 1968; Duque-Caro, 1972a, 1972b, 1973, 1979; Keller & Barron 1983; Kellogg *et al.*, 2005; Guzmán, 2006). De acuerdo a Keller & Barron (1983), en un estudio en secuencias marinas del Pacífico, identifican 8 hiatos; desde el Oligoceno tardío al Mioceno tardío. Dichas secciones analizadas estarían correlacionadas con secuencias profundas a través de los océanos alrededor del mundo. Además, se corresponderían con inconformidades en mar abierto producidas por cambios eustáticos. Dichos cambios reflejarían periodos de intensidad polar, donde los hiatos serían el producto del incremento de las glaciaciones y de la circulación de aguas profundas.

A partir de la última muestra estudiada con nanoflora, el registro del Arroyo Alférez es estéril en nanofósiles calcáreos y representaría la transición hacia condiciones más someras de la cuenca y corresponderían a una sucesión de capas medianas y gruesas de sublitoarenitas con intercalaciones de capas delgadas de limolitas (Ramírez & Rey, 2005). Dichos sedimentos harían parte de la Formación Rancho (equivalente temporal

de la Formación Porquero en la secuencia). El contacto entre los sedimentos de plataforma de la Formación el Carmen y los de la Formación Rancho sería concordante, dificultándose su diferenciación (Barrera *et al.*, 1999). Hacia el Mioceno medio se observa una discordancia regional que marcaría el paso de facies profundas a someras en la cuenca, coincidiendo con los primeros pulsos de la Orogenia Andina e involucrando episodios de levantamiento sobre el cinturón plegado de san Jacinto (Kellogg, 1984). De acuerdo con Duque-Caro *et al.* (1996) la Formación El Carmen abarca un periodo de tiempo desde el Oligoceno temprano hasta el Mioceno temprano. En el Norte de Colombia, Duque-Caro (1972a, 1972b, 1973), encuentra indicios de esta inconformidad en la sección de Carmen-Zambrano y Subcuenca de San Jorge (Valle Inferior del Magdalena).

5.3 Horizontes de nanofósiles calcáreos en el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4

En la Tabla 7 se relaciona la posición estratigráfica de los eventos de nanofósiles calcáreos propuesta para el intervalo estudiado del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 –en adelante Estratigráfico 4-. La edad de los horizontes y las referencias correspondientes han sido tomadas de Berggren *et al.* (1995) y Raffi *et al.* (2006). El análisis bioestratigráfico realizado en este estudio (Capítulo 4) propone algunos cambios en la posición original de ciertos eventos y además, sugiere otros como alternativos (Tabla 7). Fueron identificados 24 eventos entre clásicos y alternativos, desde el LO de *R. bisecta* (23.9 Ma; Berggren *et al.*, 1995) hasta el FO de *S. heteromorphus* (17.721 Ma; Raffi *et al.*, 2006); los cuales corresponden a una resolución de ~0.257 Ma (Figura 15). Berggren *et al.* (1995) y Raffi *et al.* (2006) sugieren varios horizontes calibrados de nanofósiles para el intervalo que abarca la sección del Estratigráfico 4. Se seleccionaron siete de ellos para establecer las tasas de sedimentación y su relación con la posición dudosa o ausencia de algunos de los eventos susceptibles de haber sido identificados (Tabla 7, Figura 15).

El análisis detallado de anomalías en ciertos horizontes sugiere que el registro presenta hiatos y/o eventos de erosión, los cuáles no obstante, representando un rango de tiempo faltante discreto; no afectaron la identificación de las zonas de nanofósiles (Capítulo 4). Estudios precedentes ya habían indicado la existencia de hiatos en secuencias neógenas en el Caribe (Bürgl, 1959; 1961; Stainforth, 1965; Eames, 1955, Eames *et al.*, 1962;

Duque-Caro, 1979; Kellogg *et al.*, 2005; Guzmán, 2006) indicadas para el límite Oligoceno/Mioceno (Stainforth, 1968; Duque-Caro, 1972a, 1972b, 1973; Keller & Barron 1983) y Mioceno tardío (Keller & Barron 1983).

Evento	Muestra	Profundidad (m)
LO <i>Triquetrorhabdulus milowii</i>	E4/44.00	44.000
TA <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	E4/73.40 BIO	73.400
BA <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	E4/75.00 BIO	88.700
FO <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	E4/88.70 BIO	88.700
LO <i>Sphenolithus belemnus</i>	E4/96.30 BIO	96.300
LO <i>Ortorhabdus serratus</i>	E4/101.00	101.000
LO <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	E4/107.50	107.500
FO <i>Sphenolithus belemnus</i>	E4/119.90 BIO	119.900
LO <i>Sphenolithus disbelemnus</i>	E4/125.78 BIO	125.780
FO <i>Ortorhabdus serratus</i>	E4/130.00	130.000
FO <i>Sphenolithus disbelemnus</i>	E4/135.00	135.000
LO <i>Sphenolithus conicus</i>	E4/140.00	140.000
FO <i>Sphenolithus conicus</i>	E4/172.00	172.000
FO <i>Helicosphaera vedderi</i>	E4/179.00	179.000
FO <i>Helicosphaera ampliaperta</i>	E4/180.85 BIO	180.850
FO <i>Discoaster druggii</i>	E4/186.55 BIO	186.550
FO <i>Triquetrorhabdulus milowii</i>	E4/193.00	193.000
LO <i>Cyclicargolithus abisectus</i>	E4/202.50	202.500
LO <i>Sphenolithus capricornutus</i>	E4/208.00	208.000
LO <i>Sphenolithus calyculus</i>	E4/208.00	208.000
FO <i>Sphenolithus capricornutus</i>	E4/239.00	239.000
FO <i>Sphenolithus calyculus</i>	E4/239.00	239.000
LO <i>Sphenolithus dissimilis</i>	E4/248.00	248.000
LO <i>Reticulofenestra bisecta</i>	E4/269.25 BIO	269.250

Tabla 7. Posición estratigráfica de los eventos bioestratigráficos de nanofósiles calcáreos propuestos en este estudio para el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. FO, primer registro; LO, último registro.

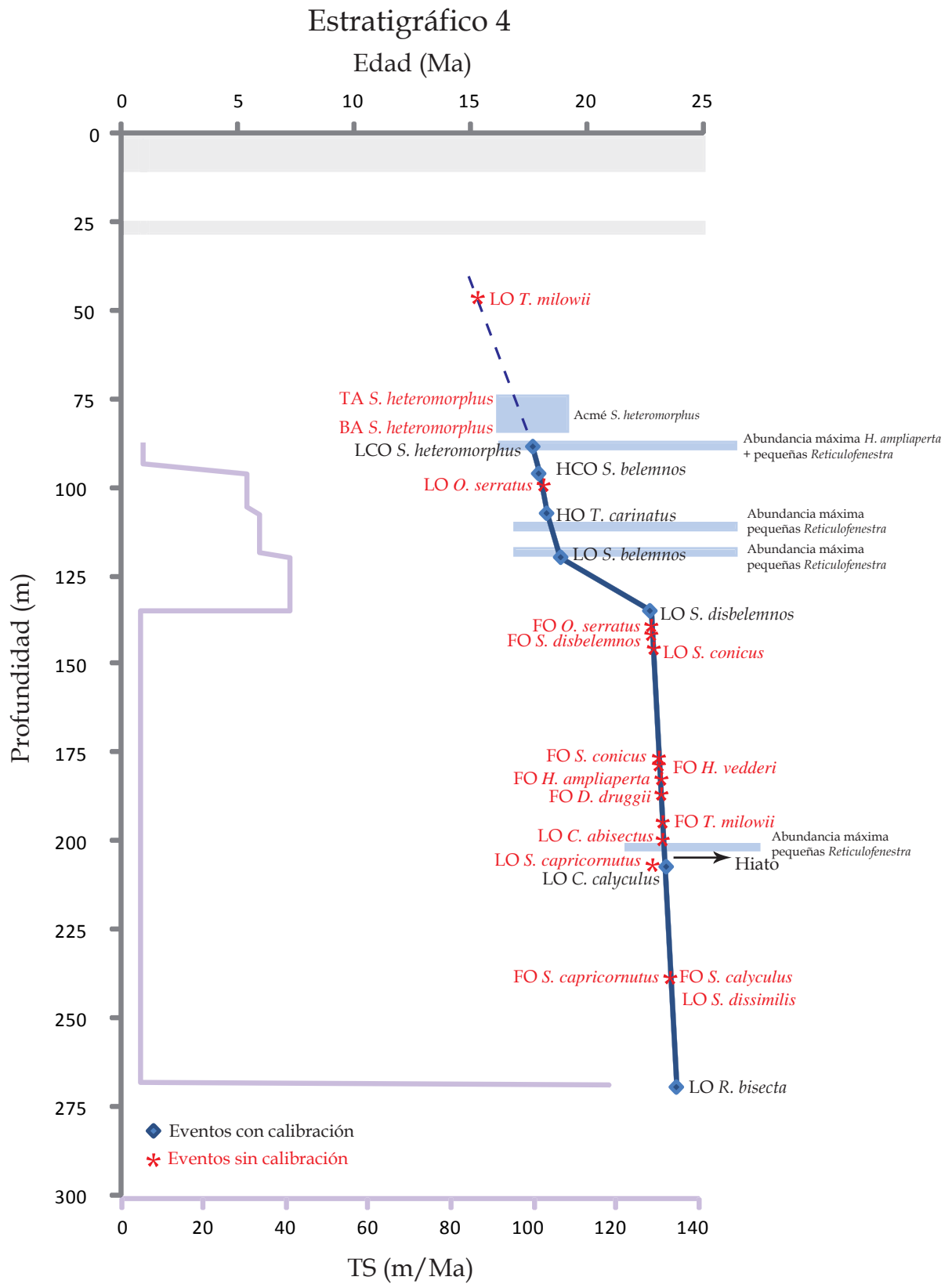
Los resultados obtenidos para esta sección proponen un faltante temporal en el registro y/o evento de erosión referido a la transición Oligoceno/Mioceno (Figura 15). Además se indican algunos niveles de máxima productividad de ciertas especies de nanofósiles relacionadas o no con importantes cambios en las tasas de sedimentación (Figura 15), los cuáles serán detallados en el Capítulo 6.

La transición Oligoceno/Mioceno corresponde a la base de la secuencia donde la tasa de sedimentación es muy baja, correspondiendo a limolitas con abundante presencia de foraminíferos y conchas (Torres *et al.*, 2007). Característica que configura el registro hasta el LO de *S. disbelemnus* donde se alcanzan los mayores valores de las tasas de sedimentación. La sucesión de los eventos (discutidos en detalle en el Capítulo 4) y la posible ausencia del registro completo (Figura 15) presentan ciertas particularidades.

Los horizontes correspondientes al LO de *R. bisecta* (con viabilidad discreta por su identificación en una única muestra) y la totalidad del rango temporal de *S. capricornutus* y *S. calyculus* indican que debería haber sido identificado tanto el FO como LO de *S. delphix*. La no presencia de los horizontes de *S. delphix* en la sección sugiere un faltante en el registro. Además, la sección del Estratigráfico 4 ha sido extraída de sedimentos temporalmente correspondientes con los de mar abierto del site ODP 999 en donde si fue identificado el rango temporal de *S. delphix*.

Y como en la sección del ODP 999, hole B se registra el LO de *R. bisecta* (Mejía-Molina, 2010; en preparación); es posible sugerir un faltante en el registro de al menos 0.263 Ma. Además el inicio del Mioceno en el Estratigráfico 4 presenta intervalos de casi ausencia de nanoflora con preservación muy pobre donde sólo los ejemplares robustos de la asociación se conservan. Este faltante de tiempo ya había sido propuesto por Stainforth (1965, 1968) y Burgl (1961) en secuencias de Perú, Ecuador, Venezuela y Trinidad. En dichos estudios se propone la existencia de una inconformidad regional para el Oligoceno tardío/Mioceno más temprano asociado a un periodo regional de levantamiento y erosión.

Figura 15. *Página siguiente.* Edades astronómicas estimadas de biohorizontes de nanofósiles calcáreos (Berggren *et al.*, 1995; Raffi *et al.*, 2006) para el intervalo estudiado en el registro del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. En negro se indican los eventos calibrados astronómicamente. En rojo se destacan otros eventos identificados en este estudio. En violeta se representa la tasa de sedimentación calculada en m/Ma. Barras en gris claro indican intervalos estériles en nanofósiles calcáreos. La línea discontinua en azul indica la extrapolación lineal de la continuidad temporal de los intervalos con calibración. LO, ocurrencia más baja; FO, ocurrencia más alta; HO, ocurrencia más alta. HCO, ocurrencia consistente más alta. FAD, primer registro; LAD, último registro. BA, base del acmé, TA, techo del acmé.



El resto de la secuencia se presenta continua, con tasas de sedimentación bajas correspondiendo a limolitas y limolitas arcillosas con abundante presencia de foraminíferos y conchas, ocasionalmente bioturbadas (Torres *et al.*, 2007). Fiorini & Jaramillo (2007) realizaron un estudio en esta misma sección donde a partir de muestras de foraminíferos bentónicos se realizó la interpretación paleoambiental. La asociación sería característica de un ambiente de talud con aporte considerable de nutrientes y tasas de sedimentación bajas.

Con relación a los eventos de nanofósiles calcáreos se han podido establecer los horizontes esperados provistos de calibración (Figura 15). Se destaca el intervalo con mayor tasa de sedimentación correspondiente a la distribución temporal de *S. belemnus*, donde se identificaron dos importantes niveles de alta productividad de nanofósiles calcáreos donde la secuencia presenta mayor proporción de shale (Torres *et al.*, 2007). La distribución abundante y consistente de *S. heteromorphus* en la sección permite indicar, aparte de su FO, los eventos bioestratigráficos referidos a la base (BA) y tope de su acmé (TA); los cuáles se constituyen en una herramienta importante a nivel local en espera de su posible aplicación a nivel global (Figura 15). Dichos eventos han sido propuestos también para el site ODP 999 en esta investigación (apartado 5.4 de este capítulo).

Se ha estimado que en el Estratigráfico 4 la base del acmé de *S. heteromorphus* tiene lugar a partir de que su abundancia dentro del total de la asociación está por encima de ~40%. A su vez, el tope del acmé (TA), correspondería a la disminución de *S. heteromorphus* por debajo del 40% del total de la asociación. Ante la ausencia de eventos calibrados cercanos al acmé de *S. heteromorphus* se plantea que en todo caso, se habría presentado antes del FO de *D. signus* (15.702 Ma; Raffi *et al.*, 2006) y del LO de *H. ampliaperta* (14.914 Ma; Raffi *et al.*, 2006). No existen muchas referencias que mencionen la excepcional abundancia de *S. heteromorphus*, salvo los mencionados por Raffi & Flores (1995) quienes registran florecencias (*blooms*) de esta especie en el ODP Leg 138; localizado en la Cuenca de Guatemala. Sin embargo la paracmé de *S. heteromorphus* ha sido reconocida en secuencias del Mediterráneo (Di Stefano, 1993, 1995; Fornaciari *et al.*, 1996; Dall'Antonia *et al.*, 2001). En el Estratigráfico 4 no se registra dicho evento, por el contrario la distribución de *S. heteromorphus* es de común a dominante.

A partir de la última muestra estudiada con nanoflora, el registro del Estratigráfico 4 es estéril en nanofósiles calcáreos y representaría la transición hacia condiciones más someras de la cuenca. Este intervalo consiste en areniscas limosas parcialmente cementadas con horizontes de oxidación y clastos subangulares ferruginosos (Torres *et al.*, 2007). Dichos sedimentos harían parte de la Formación Rancho (equivalente temporal de la Formación Porquero en la secuencia). El contacto entre los sedimentos de plataforma de la Formación el Carmen y los de la Formación Rancho sería concordante, dificultándose su diferenciación (Barrera *et al.*, 1999).

De acuerdo con Kellogg (1984), hacia el Mioceno medio se observa una discordancia regional que marcaría el paso de facies profundas a someras en la cuenca, coincidiendo con los primeros pulsos de la Orogenia Andina e involucrando episodios de levantamiento sobre el cinturón plegado de san Jacinto. De acuerdo con Duque-Caro *et al.* (1996) la Formación El Carmen abarca un periodo de tiempo desde el Oligoceno temprano hasta el Mioceno temprano. En el Norte de Colombia, Duque-Caro (1972a, 1972b, 1973), encuentra indicios de esta inconformidad en la sección de Carmen-Zambrano y Subcuenca de San Jorge (Valle Inferior del Magdalena).

5.4 Horizontes de nanofósiles calcáreos en el ODP 999

La Tabla 8 relaciona la posición estratigráfica de los eventos de nanofósiles calcáreos inicialmente propuesta por Kameo & Bralower (2000) para el intervalo estudiado. Edades propuestas y referencias correspondientes en Kameo & Bralower (2000). La revisión bioestratigráfica realizada en este estudio (Capítulo 4) propone algunos cambios en la posición original de ciertos eventos y además, sugiere otros como alternativos (Tabla 8). Todos referidos a la sección 1 del Hole A. Los eventos identificados por Kameo & Bralower (2000) abarcan aproximadamente 10.27 Ma desde el FO de *S. belemnus* (19.70 Ma) hasta el FO de *Minylitha convalis* (9.43 Ma); lo que representa una resolución de ~0.604 Ma. En este estudio se identificaron 45 eventos entre clásicos y alternativos, desde el FO de *S. delphix* (23.328 Ma; Raffi *et al.*, 2006) hasta el FO de *Discoaster pentaradiatus* (9.1 Ma; Raffi *et al.*, 2006); los cuales permiten incrementar la resolución del intervalo estudiado hasta ~0.316 Ma (Figura 16).

Tabla 8. Posición estratigráfica de los eventos bioestratigráficos de nanofósiles calcáreos propuestos por Kameo & Bralower (2000) (I) y los sugeridos en este estudio (II).

Todos los eventos referidos al Site 999, Sección 1, Hole A.
 B acmé, base del acmé; T acmé, techo del acmé; B paracmé, base del paracmé; T paracmé, techo del paracmé; B, primera ocurrencia; T, última ocurrencia; N, dato no viable. FO, primer registro; LO, último registro. BA, base del acmé; TA, techo del acmé.
 Modificada de Kameo & Bralower (2000).

(I) Evento Kameo & Bralower (2000)	Edad (Ma)	Core, sección, intervalo (cm) Inferior	Profundidad (mbsf)
B <i>Minylitha convallis</i>	9.43	28X-7, 22	257.17
T <i>Discoaster hamatus</i>	8.36	29X-1, 100	259.01
T <i>Catinaster calyculus</i>	9.36	29X-7, 22	266.87
B <i>Discoaster hamatus</i>	10.39	30X-1, 22	268.11
B <i>Catinaster calyculus</i>	10.70	30X-3, 21	270.46
T <i>Coccolithus mitopelagicus</i>	10.39	30X-4, 21	272.36
B <i>Catinaster coaltius</i>	10.71	30X-5, 100	274.61
T <i>Discoaster kugleri</i>	11.50	32X-1, 22	287.31
B common <i>Discoaster kugleri</i>	11.74	33X-7, 30	305.60
T <i>Coronocyclus nitescens</i>	12.12	35X-3, 23	318.49
T <i>Cyclicargolithus floridanus</i>	13.19	35X-CC	325.40
T <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	13.57	37X-6, 22	342.56
T <i>Helicosphaera ampliaptera</i>	15.83	39X-CC	363.85
T acme <i>Discoaster deflandrei</i>	16.21	42X-CC	391.70
B <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	18.10	49X-1, 100	451.30
T <i>Sphenolithus belemnos</i>	18.40	49X-4, 100	454.95
B <i>Sphenolithus belemnos</i>	19.70	52X-1, 100	480.10
Límite Oligoceno/Mioceno, bajo la secuencia analizada			

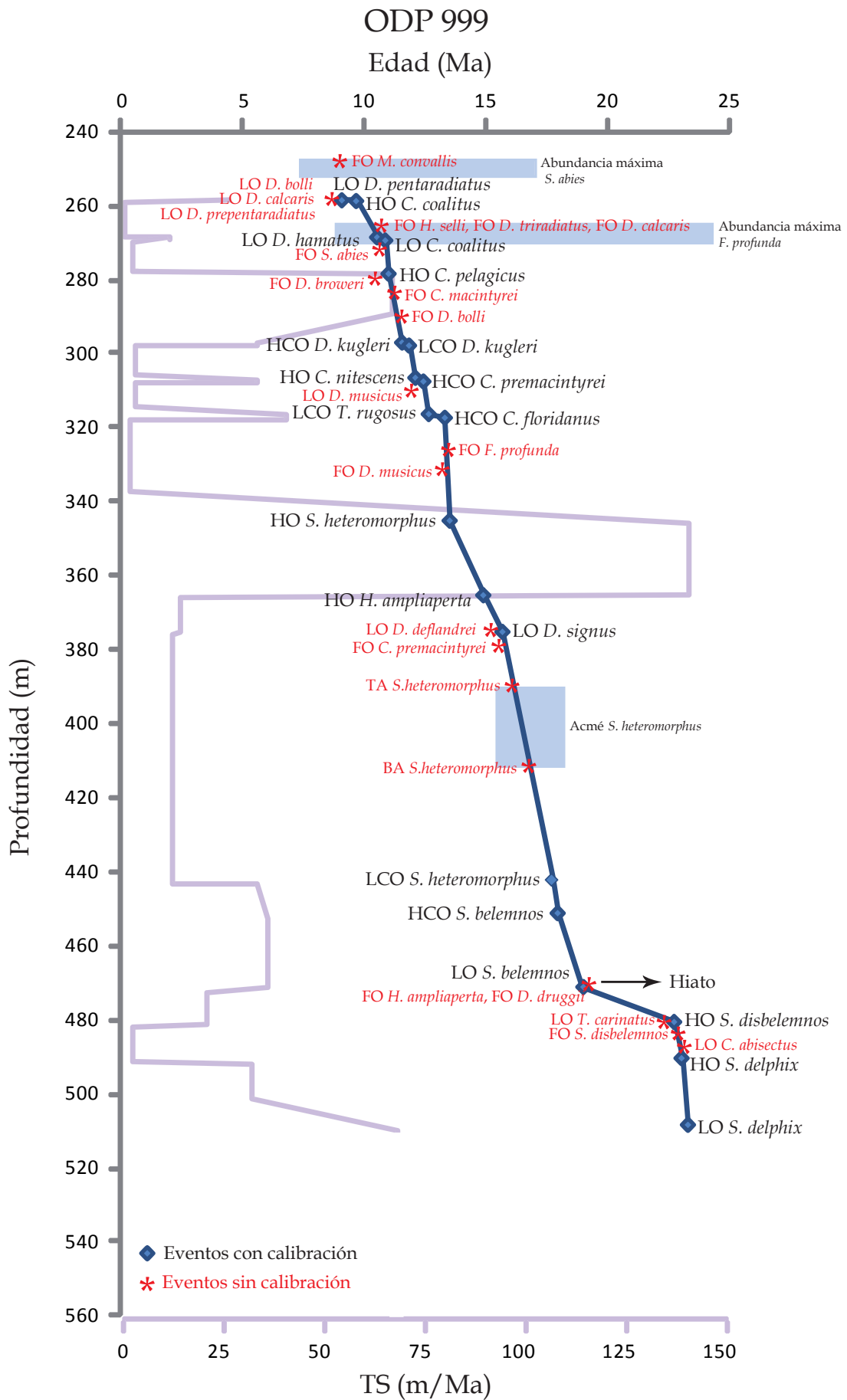
(II) Evento (este estudio)	Core, sección, intervalo (cm) Inferior	Profundidad (mbsf)
FO <i>Minylitha convallis</i>	28X-1, 25	248.95
FO <i>Discoaster pentaradiatus</i>	29X-1, 15	258.55
FO <i>Discoaster prepentaradiatus</i>	29X-1, 15	258.55
LO <i>Discoaster calcaris</i>	29X-1, 15	258.55
LO <i>Discoaster bolli</i>	29X-1, 15	258.55
LO <i>Discoaster hamatus</i>	29X-1, 35	258.75
FO <i>Helicosphaera selli</i>	29X-1, 135	259.75
FO <i>Discoaster triradiatus</i>	29X-1, 135	259.75
FO <i>Discoaster calcaris</i>	29X-1, 135	259.75
FO <i>Catinaster coaltius</i>	30X-1, 15	268.15
FO <i>Discoaster hamatus</i>	30X-1, 55	268.55
FO <i>Sphenolithus abies</i>	30X-1, 140	269.40
FO <i>Catinaster coaltius</i>	30X-1, 140	269.40
FO <i>Discoaster broweri</i>	31X-1, 80	278.40
LO <i>Coccolithus mitopelagicus</i>	31X-1, 80	278.40
FO <i>Calcidiscus macintyreii</i>	31X-1, 140	279.00
LO <i>Discoaster bolli</i>	32X-1, 145	288.65
LO <i>Discoaster kugleri</i>	33X-1, 30	297.00
FO <i>Discoaster kugleri</i>	33X-1, 110	297.80
LO <i>Coronocyclus nitescens</i>	34X-1, 20	306.50
LO <i>Calcidiscus premacintyreii</i>	34X-1, 120	307.50
LO <i>Discoaster muscivus</i>	34X-1, 120	307.50
FO <i>Triquetrorhabdulus rugosus</i>	35X-1, 30	316.30
LO <i>Cyclicargolithus floridanus</i>	35X-1, 130	317.30
FO <i>Florisphaera profunda</i>	36X-1, 115	326.75
FO <i>Discoaster muscivus</i>	37X-1, 130	336.50
LO <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	38X-1, 30	345.10
LO <i>Discoaster signus</i>	39X-1, 70	355.10
LO <i>Helicosphaera ampliaptera</i>	40X-1, 125	365.25
LO <i>Discoaster deflandrei</i>	41X-1, 145	375.15
FO <i>Discoaster signus</i>	41X-1, 145	375.15
FO <i>Calcidiscus premacintyreii</i>	42X-1, 25	383.65
TA <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	43X-1, 110	394.10
BA <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	45X-1, 110	413.20
FO <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	48X-1, 105	442.15
LO <i>Sphenolithus belemnos</i>	49X-1, 45	451.15
FO <i>Helicosphaera ampliaptera</i>	51X-1, 120	471.10
FO <i>Sphenolithus belemnos</i>	51X-1, 120	471.10
FO <i>Discoaster druggii</i>	51X-1, 120	471.10
LO <i>Sphenolithus disbelemnos</i>	52X-1, 20	479.70
LO <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	52X-1, 20	479.70
FO <i>Sphenolithus disbelemnos</i>	52X-1, 105	480.55
LO <i>Cyclicargolithus abisectus</i>	53X-1, 20	489.30
LO <i>Sphenolithus delphix</i>	53X-1, 125	490.35
FO <i>Sphenolithus delphix</i>	55X-1, 5	508.35

La mayoría de los horizontes de nanofósiles calibrados que han sido propuestos para el intervalo que abarca la sección del ODP 999 (Raffi *et al.*, 2006) se identificaron en el registro. Se seleccionaron 20 de ellos para establecer las tasas de sedimentación y su relación con la posición dudosa de algunos de los eventos identificados (Tabla 8, Figura 16). El análisis detallado de la concurrencia o aparente “diacronismo” en ciertos horizontes sugiere que el registro presenta hiatos, los cuáles no representan un considerable rango de tiempo faltante y no afectan la identificación de las zonas de nanofósiles (Capítulo 4). O que han sido debidos a restricciones ecológicas.

Investigaciones anteriores ya habían indicado la existencia de hiatos en secuencias neógenas en el Caribe (Bürgl, 1961; 1965; Stainforth, 1965; Eames, 1955, Eames *et al.*, 1962; Duque-Caro, 1979; Kellogg *et al.*, 2005; Guzmán, 2006) referidas al límite Oligoceno/Mioceno (Stainforth, 1968; Duque-Caro, 1972a, 1972b, 1973; Keller & Barron 1983) y Mioceno tardío (Keller & Barron 1983). El análisis de los resultados realizados en el site ODP 999 propone una anomalía en el registro y/o eventos de erosión que afectaron este intervalo de tiempo, referidos al Mioceno temprano (Figura 16).

Niveles de máxima productividad de ciertas especies de nanofósiles relacionadas o no con importantes cambios en las tasas de sedimentación (Figura 16) constituyen rasgos destacados en esta secuencia, los cuáles serán detallados en el Capítulo 6.

Figura 16. *Página siguiente.* Edades astronómicas estimadas de biohorizontes de nanofósiles calcáreos (Raffi *et al.*, 2006) para intervalo estudiado en el registro del ODP 999, de acuerdo a la ATNTS2004 (Lourens *et al.*, 2004). En negro se indican los eventos calibrados astronómicamente. En rojo se destacan otros eventos identificados en este estudio. En violeta se representa la tasa de sedimentación calculada en m/Ma. LO, ocurrencia más baja. LCO, ocurrencia consistente más baja. FO, ocurrencia más alta, HO, ocurrencia más alta. HCO, ocurrencia consistente más alta. BA, base del acmé, TA, techo del acmé.



La transición Oligoceno/Mioceno corresponde a la base de la secuencia donde la tasa de sedimentación alcanza valores medios, disminuyendo rápidamente hasta mínimos relacionados con la distribución temporal de *S. disbelemnus*. Corresponde a arcillolitas de nanofósiles y foraminíferos inconsolidadas. En general el registro sedimentario de toda la sección del ODP 999 analizada está muy completo, sin inconformidades aparentes. Esto puede ser debido a la naturaleza aislada del sitio de extracción topográficamente elevado y a la ausencia de turbiditas en toda la secuencia recuperada (Sigurdsson *et al.*, 1997). Característica que configura el registro hasta el FO de *S. belemnus* donde los mayores valores de las tasas de sedimentación aumentan.

La sucesión de los eventos (discutidos en detalle en el Capítulo 4) y la posible ausencia del registro completo (Figura 16) presentan ciertas particularidades. Los horizontes ausentes correspondientes al LO de *R. bisecta* y la totalidad del rango temporal de *S. capricornutus* y *S. calyculus* indican que la base del registro sería posterior a los mismos. La presencia de los horizontes de *S. delphix* en la sección configuran los horizontes más antiguos identificados. En la sección vecina del ODP 999, hole B si se registra el LO de *R. bisecta* (Mejía-Molina, 2010; en preparación). Es posible sugerir que la distribución esperada de *S. capricornutus* y *S. calyculus* estaría presente y sería susceptible de ser identificada si se ampliara el intervalo objeto de análisis en esta investigación. Por otra parte el inicio del Mioceno en el site ODP 999 presenta intervalos de nanoflora con muy baja abundancia y preservación pobre donde sólo los ejemplares robustos de la asociación se conservan. Con lo que no se descarta que el rango temporal de *S. capricornutus* y *S. calyculus* pueda faltar. Este faltante de tiempo ya había sido propuesto por Stainforth (1965, 1968) y Burgl (1965) en secuencias de Perú, Ecuador, Venezuela y Trinidad. En dichos estudios se propone la existencia de una inconformidad regional para el Oligoceno tardío/Mioceno más temprano asociado a un periodo regional de levantamiento y erosión.

La secuencia se presenta continua hasta el LO de *H. ampliaperta*, con tasas de sedimentación bajas. Con relación a los eventos de nanofósiles calcáreos se han podido establecer los horizontes esperados provistos de calibración (Figura 16), excepto por la concurrencia de los FO de *Discoaster druggi* y *H. ampliaperta* con el horizonte calibrado del FO de *S. belemnus*. *H. ampliaperta* es esporádica al inicio de su FO en las tres secciones estudiadas, comportamiento ya mencionado con anterioridad (Capítulo 4).

El hecho de que aparezca en el site ODP 999 antes de su posición calibrada (anterior al FO de *S. belemnus*), no supone un problema de consideración y quizá refleja la restricción de dicha especie a ambientes neríticos. En algunas investigaciones (Bukry *et al.*, 1971; Haq & Lipps, 1971) se ha indicado que *Helicosphaera* es rara en sedimentos de mar abierto y que está cercanamente asociada con sedimentación en áreas próximas a la costa y de plataforma. Características que también resalta Perch-Nielsen (1985), indicando que especies de *Helicosphaera* vivirían en ambientes eutróficos poco profundos, con incremento de su abundancia en ambientes hemipelágicos costeros.

La anomalía relacionada con el LO de *H. ampliaperta* sugiere además, un posible diacronismo hacia la base de su distribución temporal por cuanto para el intervalo del ODP 999 la presencia común de dicha especie corresponde al nivel temporalmente calibrado de su primer registro (Raffi *et al.*, 2006). Dicha calibración se efectuó en secciones de mar abierto menos proximales que las del testigo ODP 999. Comportamiento que sería común a escala regional para el Norte de Colombia.

En lo que respecta al FO de *D. druggi*, su esporádica distribución y la notable falta de viabilidad de su validación como horizonte, no permite indicar con claridad si su concurrencia podría deberse a un hiato. Aunque no se descarta un faltante en la secuencia, se considera que las anomalías referidas a *D. druggi* -y en general a los eventos del Mioceno temprano de *Discoaster* como el acmé de *Discoaster defladrei*- no son aplicables debido en parte a la frecuente recristalización de los ejemplares. Además, el género *Discoaster* no llega a ser común -al menos en el ODP 999- hasta el Mioceno medio.

Por otra parte el LO de *T. carinatus* adolece de inconsistencias en su distribución. Se sitúa su LO anterior a la posición calibrada, que lo menciona como posterior al FO de *S. belemnus* (Raffi *et al.*, 2006). Siendo que *T. carinatus* es sumamente raro dentro de la asociación, su LO concurrente con la posición estratigráfica del FO de *S. disbelemnus* confirma la inconsistencia en su distribución o restricción ecológica puesto que ha sido mencionado que el género *Triquetrorhabdulus* estaría presente en aguas cálidas (Lipps, 1969) con incremento de su abundancia en ambientes hemipelágicos costeros (Perch-Nielsen, 1985).

La distribución abundante y consistente de *S. heteromorphus* en la sección permite indicar, aparte de su FO, los eventos bioestratigráficos referidos a la base (BA) y tope de su acmé (TA); los cuáles se constituyen en una herramienta importante a nivel local potencialmente aplicable a nivel global (Figura 16). Dichos eventos han sido propuestos también para el Estratigráfico 4 en esta investigación (apartado 5.3 de este capítulo). Se ha estimado que en el ODP 999 la base del acmé de *S. heteromorphus* tiene lugar a partir de que su abundancia dentro del total de la asociación está por encima de ~40%. A su vez, el tope del acmé (TA), correspondería a la disminución de *S. heteromorphus* por debajo del 40% del total de la asociación.

Ante la ausencia de eventos calibrados cercanos al acmé de *S. heteromorphus* se plantea que en todo caso, se habría presentado antes del FO de *D. signus* (15.702 Ma; Raffi *et al.*, 2006) y del LO de *H. ampliapertura* (14.914 Ma; Raffi *et al.*, 2006). Ambos horizontes han sido identificados en la sección. No existen muchas referencias que mencionen la excepcional abundancia de *S. heteromorphus*, salvo los mencionados por Raffi & Flores (1995) quienes registran florecencias de esta especie en el ODP 138 en el Pacífico ecuatorial. No obstante la paracmé de *S. heteromorphus* ha sido reconocida en secuencias del Mediterráneo (Di Stefano, 1993, 1995; Fornaciari *et al.*, 1996; Dall'Antonia *et al.*, 2001). En el ODP 99 no se registra dicho evento, por el contrario la distribución de *S. heteromorphus* es de común a dominante donde marca un considerable incremento en el total de nanofósiles por gramo, reflejada en los mayores valores de la tasa de sedimentación de todo el intervalo analizado. Las particularidades referidas a la máxima productividad de esta especie están detalladas en el Capítulo 6.

A partir del LO de *S. heteromorphus* una sucesión de caídas abruptas en la tasa de sedimentación hasta alcanzar el valor mínimo para todo el registro (cercano al LO de *D. pentaradiatus*, 9.1 Ma; Raffi *et al.*, 2006) configuran el intervalo de mayor cantidad de horizontes de nanofósiles calibrados y alternativos identificados en esta sección. A su vez los valores del total de nanofósiles por gramo (detallados en el Capítulo 4) indican que importantes cambios afectaron la sedimentación y/o preservación del registro.

Dichos cambios estarían relacionados con los episodios de la crisis del carbonato (*carbonate crash*) (Farrell *et al.*, 1995; Lyle *et al.*, 1995; Pisias *et al.*, 1995) registrada en el Mioceno tardío en el centro y este del Pacífico ecuatorial (Farrell *et al.*, 1995;

Lyle *et al.*, 1995; Piasias *et al.*, 1995). No obstante la evidente disminución en la abundancia de nanofósiles calcáreos y los diversos estados de preservación de los especímenes, la sucesión de eventos calibrados esperados no fue afectada.

El tope de la secuencia analizada en el site ODP 999 presenta niveles de máxima productividad de *Florisphaera profunda* y *Sphenolithus abies*, relacionados o no con importantes cambios en las tasas de sedimentación (Figura 16), algunos de los cuáles serán detallados en el Capítulo 6.

El último horizonte de nanofósiles calcáreos calibrado identificado en la sección corresponde al FO de *D. pentaradiatus* (9.1 Ma; Raffi *et al.*, 2006) y estaría cercano al tope de la sección de interés.



**Evolución Paleoclimatológica del
Mioceno temprano a tardío**

6. Evolución Paleoceanográfica del Mioceno temprano a tardío

El Cenozoico está caracterizado por haber presentado una tendencia de enfriamiento global de largo-plazo desde las condiciones de ausencia de hielo del mundo invernadero (*greenhouse*) presentadas en el Paleoceno inferior hacia las del mundo helado (*icehouse*) del Neógeno (Zachos *et al.*, 2001) (Figura 17). La transición climática del Mioceno medio es el paso de enfriamiento de mayor envergadura (*cooling step*, de acuerdo a Zachos *et al.*, 2001) durante la evolución climática en el Cenozoico (Zachos *et al.*, 2001). La fase cálida del Mioceno temprano, representada por su máximo en el denominado *Óptimo Climático del Mioceno Medio* (*Middle Miocene Climatic Optimum*, MMCO; 17-14.5 Ma), fue seguida por la tendencia general de enfriamiento de largo-plazo del Mioceno medio a tardío. El pronunciado enfriamiento del Mioceno tardío marca uno de los puntos de grandes cambios (*turning point*) en la historia climática (Shackleton & Kennett, 1975).

El cierre del Pasaje de Panamá en el Plioceno actuó como un detonante crítico en los patrones de circulación oceánica en el Neógeno con su impacto intenso en los cambios climático moduladores (*forcing*) de la circulación oceánica y en los mecanismos de retroalimentación de la biota. Este evento tectónico es responsable de los cambios en los regímenes de circulación profunda y superficial en el Atlántico y Pacífico; además de la intensificación de la circulación termohalina en el Atlántico Norte debido al incremento en la salinidad y el transporte de calor hacia altas latitudes en el Norte (Maier-Reimer *et al.*, 1990; Haug & Tiedemann, 1998; Billups *et al.*, 1999; Haug *et al.*, 2001a; Nisancioglu *et al.*, 2003).

El subsecuente periodo del Plioceno temprano a medio representa el mayor periodo en la historia de la tierra con calentamiento global sostenido (e.g. Dowsett *et al.*, 1992; Ravelo & Andreasen, 2000; Billups, 2002), que precedió al dramático enfriamiento asociado con el inicio de la Glaciación en el Hemisferio Norte (Northern Hemisphere Glaciation, NHG) hacia 2.74 Ma (Raymo *et al.*, 1996; Dowsett *et al.*, 1999; Bartoli *et al.*, 2005) como paso final hacia las condiciones climáticas actuales de la tierra (Zachos *et al.*, 2001) (Figura 17).

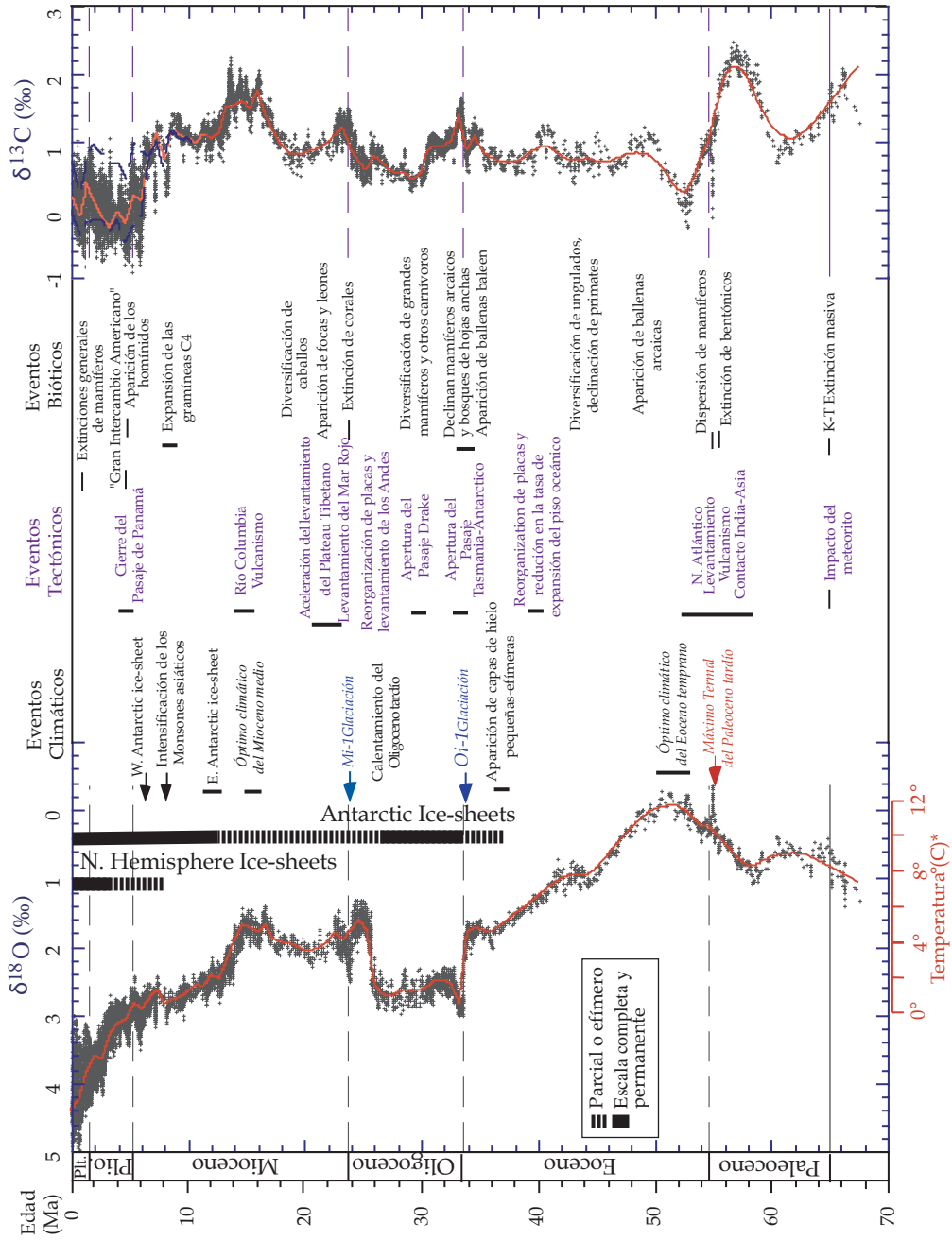


Figura 17. Isotopos globales de oxígeno y carbón de registros del océano profundo basados en datos compilados de más de 40 sites del DSDP (*Deep Sea Drilling Program*) y del ODP (*Ocean Drilling Program*). La mayoría de los datos están derivados de los análisis de dos taxones de foraminíferos bentónicos, *Cibicides* y *Nuttallides*. Algunos eventos tectónicos y bióticos son mencionados. Modificada de Zachos *et al.* (2001).

6.1 Indicadores de productividad

La distribución de las asociaciones de nanofósiles calcáreos son usadas para inferir la dinámica de las aguas superficiales, los patrones de variación de la temperatura y de la circulación oceánica y los gradientes de productividad (e.g. McIntyre & Bé, 1967; Okada & McIntyre, 1977; Lohmann & Carlson, 1981; Chepstow-Lusty *et al.*, 1989; Molfino & McIntyre, 1990; Brummer & van Eijden, 1992; Kinkel *et al.*, 2000; Young, 1994; Beaufort *et al.*, 2001; Flores *et al.*, 2005; Flores *et al.*, 2010); partiendo del supuesto teórico de que sus restos fósiles reflejan las características químicas de las masas de agua donde habrían vivido (Roth, 1994). Por otro lado, la distribución de una especie en particular o la relación entre la abundancia de ciertos grupos de especies han sido aplicadas para monitorizar los cambios en la productividad de las masas de agua superficial o de la dinámica de la nutriclina/termoclina (Molfino & McIntyre, 1990; Jordan *et al.*, 1996; Flores *et al.*, 2000).

Aparte de su uso frecuente en bioestratigrafía de secuencias marinas, el excepcional registro fósil de los cocolitóforos preserva importantes señales para interpretar la variabilidad ambiental en el registro geológico. No hay muchos estudios que profundicen en los aspectos ecológicos de taxones muy antiguos. Las especies del Mioceno superior identificadas en este estudio están extintas, y de esta manera la interpretación de su comportamiento y condiciones ambientales no es del todo clara (Young, 1994).

Apariciones y/o extinciones y abundancias de especies de cocolitóforos y nanofósiles calcáreos cambian sustancialmente a través del tiempo como resultando de las variaciones en las condiciones paleoambientales (e.g. McIntyre, 1967; McIntyre *et al.*, 1970, 1972; Haq, 1980; Roth, 1989, 1994) y de la evolución biológica de los organismos. La diversidad en los registros del Cenozoico está relacionada con el cambio en el clima, incrementando su diversidad con el calentamiento y disminuyendo con el enfriamiento (Bown *et al.*, 2004). En general, en intervalos cálidos se registran taxones “especialistas” (*K-selected taxa*, “specialist”) como *Discoaster*, mientras que en los fríos lo harían los grupos adaptados a condiciones meso y eutróficas como *Reticulofenestra*.

La diversidad en el Mioceno no está bien correlacionada con las tendencias paleoclimáticas pero sugiere que, mientras el enfriamiento sucedía a latitudes altas (particularmente asociado al crecimiento del casquete antártico), los habitantes de condiciones más cálidas, oligotróficas se habrían expandido en latitudes bajas, constituyendo una alta diversidad global (Bown *et al.*, 2004).

Aunque una de las tres secciones analizadas en esta investigación –la del Arroyo Alférez– abarca un espacio temporal muy amplio, desde el Eoceno superior hasta el Mioceno medio, el lapso temporal común a las tres se refiere al límite Oligoceno/Mioceno hasta el Mioceno medio/superior. Es por esta razón que aspectos relacionados con las condiciones de productividad de nanofósiles calcáreos destacados en el área de estudio profundizarán únicamente en este periodo. Además el análisis de las secciones indica que dichos eventos de productividad están relacionados principalmente con los géneros *Reticulofenestra* <5µm, *Discoaster* spp. y *Sphenolithus* (*Sphenolithus heteromorphus* y *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus neoabies*). En estos géneros se centra la reconstrucción aquí presentada.

El género *Sphenolithus* se considera confinado a masas de agua superficial cálidas y bien oxigenadas en ambientes de mar abierto (Aubry, 1992; Fornaciari *et al.*, 1996), “especialistas” (*k-selected taxa*, “specialist”) adaptados a ambientes cálidos y oligotróficos (e.g. Haq & Lohmann, 1976; Chepstow-Lusty *et al.*, 1992). Flores *et al.* (2005) en estudios en la Cuenca de Sorbas (España) registra notables abundancias de *Sphenolithus* en los sapropeles, indicando su preferencia por ambientes cálidos y oligotróficos (Haq & Lohmann, 1976; Lohmann & Carlson, 1981; Flores & Sierro, 1987; Flores *et al.*, 1995; Castradori, 1998). *Sphenolithus moriformis* es considerado un taxón de aguas poco profundas y cálidas (Bralower, 2002; Sagular & Görmüş, 2006). Además, Wade & Bown (2006) refieren que los *Sphenolithus* serían oportunistas y ocuparían un rango amplio de ambientes, pudiendo presentar abundancias elevadas en condiciones inusuales. De acuerdo a las hipótesis concernientes a su paleoecología serían considerados indicadores de condiciones “cálidas”-oligotróficas.

Estudios realizados en asociaciones modernas registran el comportamiento “oportunista” (estrategas r) de los pequeños placolitos (= pequeñas *Reticulofenestra*, Okada & Honjo, 1973) en secuencias recuperadas en el Pacífico.

Más aún, especies de talla pequeña de Noelaerhabdaceae (=pequeñas *Reticulofenestra*) incrementarían su abundancia durante episodios de surgencia (Okada & Wells, 1997; Negri & Villa 2000; Flores *et al.*, 2000) y durante periodos de alta fertilización (Biekart, 1989). Aparentemente, en lo que respecta a los placolitos, esta sería una respuesta de reproducción-rápida (fast-reproducing response) relacionada con la estrategia de la r, donde el comportamiento "oportunista" estaría representado por especímenes en estado inicial (*early-stage*), pequeños y simples (e.g. Margalef, 1967a, 1967b, 1978; Young, 1994).

Por otra parte, muy bajas abundancias en especies de Noelaerhabdaceae indicarían una fuerte intensificación en la estratificación de la columna de agua (Flores *et al.*, 2000). Se considera que el grupo de las pequeñas *Reticulofenestra* es un indicador de condiciones de productividad superficial elevada (condiciones eutróficas) con una posición de la nutriclina/termoclina somera (e.g. Okada & Wells, 1997; Negri & Villa 2000; Flores *et al.*, 2000).

Discoaster ha sido objeto de diversos estudios, donde lo consideran habitante de aguas cálidas y oligotróficas (e.g. Lohmann & Carlson, 1981; Flores & Sierro, 1987; Chepstow-Lusty *et al.*, 1989, 1992; Flores *et al.*, 1992, 1995; Vazquez *et al.*, 2000; Bralower, 2002); quizá con una preferencia por aguas poco profundas (Perch-Nielsen, 1985). Su comportamiento, tal como ha sido mencionado para *Sphenolithus*, seguiría la estrategia de la k ("especialistas"), adaptándose a ambientes oligotróficos de aguas cálidas (Haq & Lohmann, 1976; Chepstow-Lusty *et al.*, 1992). Sin embargo tal comportamiento depende de la diversidad y del número de individuos, donde un dominio de *Discoaster* en la asociación refleja un comportamiento especialista. Algunas especies de *Discoaster* han sido asociados a condiciones de aguas cálidas debido a su presencia consistente en latitudes bajas (Haq & Lohmann, 1976; Lohmann & Carlson, 1981) y se cree que fueron sensibles a las variaciones de la temperatura (Backman *et al.*, 1986; Backman & Pestiaux, 1987).

Es claro que abundancias de *Discoaster* no se darían sólo por descensos en la temperatura asociados a incrementos en la latitud, sino también, con una variabilidad en la concentración de nutrientes (Gibbs *et al.*, 2004). No obstante Flores *et al.* (2005) indican que este género incrementarían su abundancia cuando la picnoclina es profunda.

Aunque especulativo, esto podría indicar que el comportamiento de *Discoaster* es similar al de *Florisphaera profunda*, un habitante de la zona fótica inferior de aguas tropicales y subtropicales en los océanos actuales (Okada & McIntyre, 1977; Molfino & MacIntyre, 1990), o bien corresponden a un grupo orgánico diferente a los coccolitóforos con requerimientos distintos (Flores, 2010; comunicación personal).

Los nanofósiles calcáreos aportan datos acerca de cómo fueron las características de paleoproduktividad de una región. En este apartado se analiza la distribución y abundancia de ciertos taxones y su relación con el número de nanolitos totales por gramo de sedimento seco. Las condiciones de extracción de las secuencias estudiadas no permitieron obtener datos de la densidad seca del sedimento, lo que impide el cálculo del flujo de nanolitos. Además, como ya ha sido indicado en el apartado de la Biocronología, las tasas de sedimentación calculadas deben ser tenidas en cuenta con discreción, debido a los faltantes estratigráficos identificados en las secciones proximales.

Para calcular el número de nanolitos totales por gramo de sedimento seco (N) se ha seguido el procedimiento descrito por Flores & Sierro (1997a):

$$N = n \times R^2 \times V \times r^{-2} \times g^{-1} \times v^{-1}$$

Las técnicas de preparación para análisis con nanofósiles calcáreos están descritas en el Anexo I.

No se realizaron estimaciones porcentuales incluyendo a toda la asociación. Los resultados compilados en este apartado se presentan en porcentajes calculados entre las especies y/o taxones previamente seleccionados como indicadores de productividad. Además se incorporan datos de nanofósiles totales por gramo de sedimento seco para cada muestra analizada. Por otra parte datos semi-cuantitativos de la distribución de todas las especies de *Sphenolithus* identificadas tanto en las secuencias proximales como en la de mar abierto y sus aspectos morfológicos distintivos están descritas en el Anexo II y IX.

Los cambios globales y regionales que ocurrieron en las secuencias estudiadas del Norte de Colombia y Mar Caribe están bien reflejadas en el carácter de la asociación de nanofósiles calcáreos y en el patrón de fluctuación de su abundancia. Con el propósito de investigar con profundidad en estas características, es necesario llevar a cabo estudios adicionales, con particular énfasis en análisis cuantitativos de las asociaciones de *Sphenolithus*, que se han revelado cómo estratégicos en este trabajo y que podrían haber constituido intervalos de excepcional abundancia. No sólo en lo que respecta a su distribución regional sino a diferentes latitudes.

El uso que se le da al término florescencia (*eclosión, bloom*) es generalmente impreciso y reviste dificultades por cuanto en ocasiones no existe un concepto biológico claramente discernible en el registro para su establecimiento. En este trabajo ha sido definido, arbitrariamente, para referirse únicamente a los episodios de excepcional abundancia de *Sphenolithus*, que constituyen intervalos estratigráficos fácilmente identificables en la secuencia. Dichos intervalos corresponden al acmé de una especie o no, donde la asociación llega a ser casi mono-específica. Estos niveles, a partir de ahora serán mencionados como Intervalos de Dominio de *Sphenolithus* (IDS), según lo propuesto por Mejía-Molina *et al.* (2010) (Anexo IX).

Sin duda es necesario asumir estos retos con el propósito de dilucidar su comportamiento en los momentos de excepcional abundancia y entender como influyeron los factores ambientales intrínsecos a la dinámica paleoceanográfica del Mar Caribe. Un mayor conocimiento de la paleoecología de los *Sphenolithus* optimizará su uso como indicador paleoceanográfico y permitirá estimaciones más robustas acerca de por ejemplo, su relación con la temperatura, la estratificación de las masas de agua superficial y la productividad superficial.

6.2 Variaciones en la abundancia en las secciones proximales: sección del Arroyo Alférez y del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4

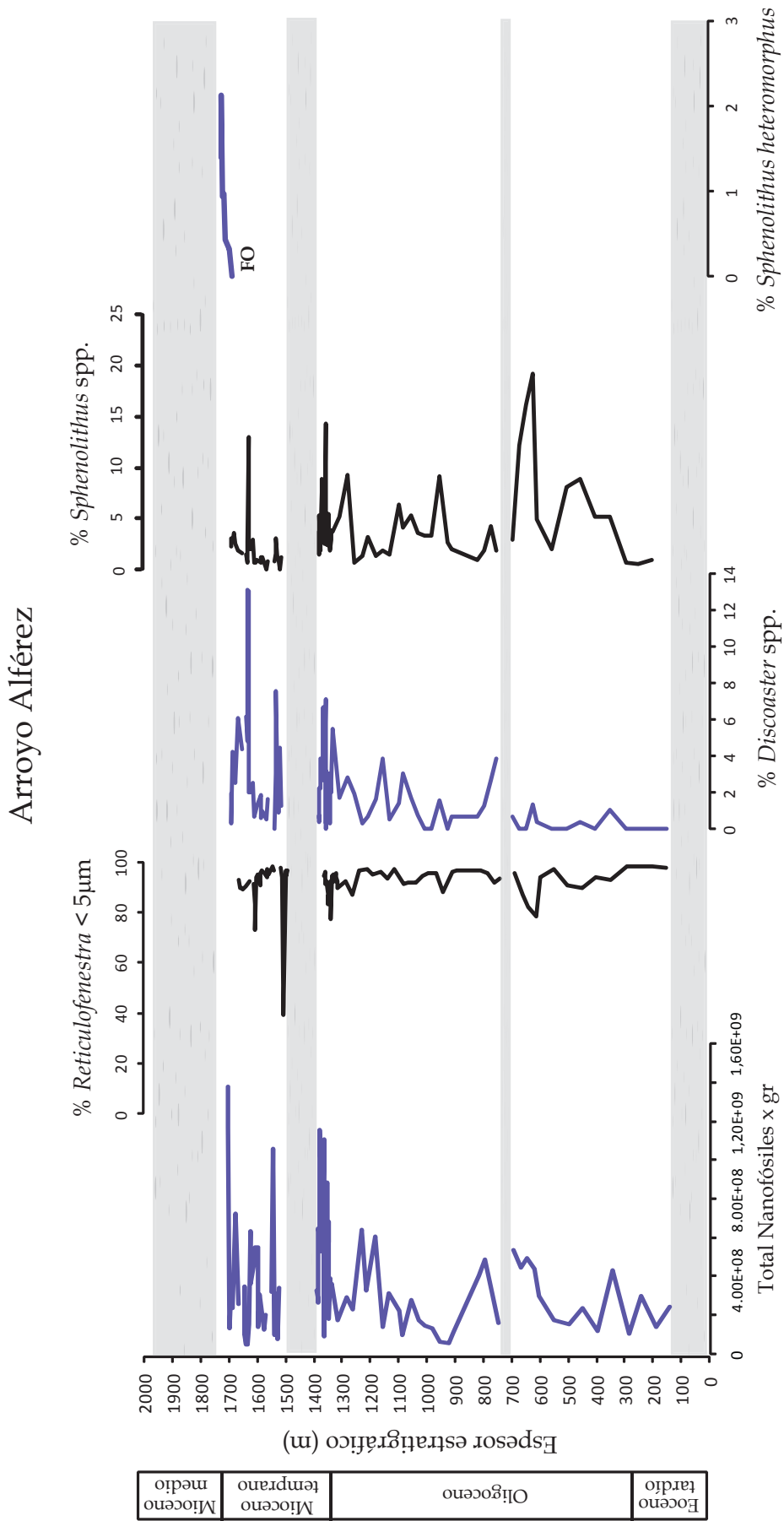
El patrón de distribución de los *Sphenolithus* spp. en el Arroyo Alférez está caracterizado por picos de abundancia poco acusados en niveles discretos, sin embargo, los especímenes no llegan a ser dominantes en la asociación (Figura 18).

El tamaño general de los especímenes es notablemente más pequeño que el de la descripción original, presentando tallas que en general, no superan las 6 μm (Anexo II).

El Mioceno temprano presenta porcentajes de *Sphenolithus* spp. muy bajos (~4%). *Discoaster* varía de entre el 2-8%. *Reticulofenestra* <5 μm es el principal constituyente de la asociación y en general presenta porcentajes de cerca del 90%. Un notorio descenso (~40% de abundancia) se presenta al inicio del Mioceno (Figura 18). En momentos de abundancia media a alta de *Sphenolithus* spp. (~14%) se corresponde con el pico más acentuado de abundancia de *Discoaster* (~14%). En este intervalo las pequeñas *Reticulofenestra* (principalmente de *Reticulofenestra minuta* y *Reticulofenestra minutula*) no muestran cambios significativos (Figura 18).

Los valores del total de nanofósiles por gramo en el Arroyo Alférez no muestran una correlación clara con respecto a los cambios en las abundancias de los géneros estimados en este apartado. Toda vez que ante la imposibilidad de disponer de datos de flujos de nanofósiles y con los continuos faltantes estratigráficos en el registro (bicronología, apartado 5.2), dichos cambios no son indicadores directos de la productividad superficial. Sin embargo, un pico acentuado en el total de nanofósiles por gramo registrado en el inicio del Mioceno temprano coincide con picos de mediana magnitud tanto en *Discoaster* spp. como en *Sphenolithus* spp. Por otra parte, el máximo del total de nanofósiles por gramo se presenta hacia el tope del registro, en el Mioceno medio y está acompañado por un aumento en la abundancia de *S. heteromorphus* (Figura 18).

Figura 18. *Página siguiente.* Porcentajes de *Reticulofenestra* <5 μm , *Discoaster* spp., *Sphenolithus* spp., *Sphenolithus heteromorphus* y nanofósiles totales por gramo de sedimento seco en el Arroyo Alférez. Barras en gris corresponden a intervalos estériles en nanofósiles calcáreos. FO, primer registro.



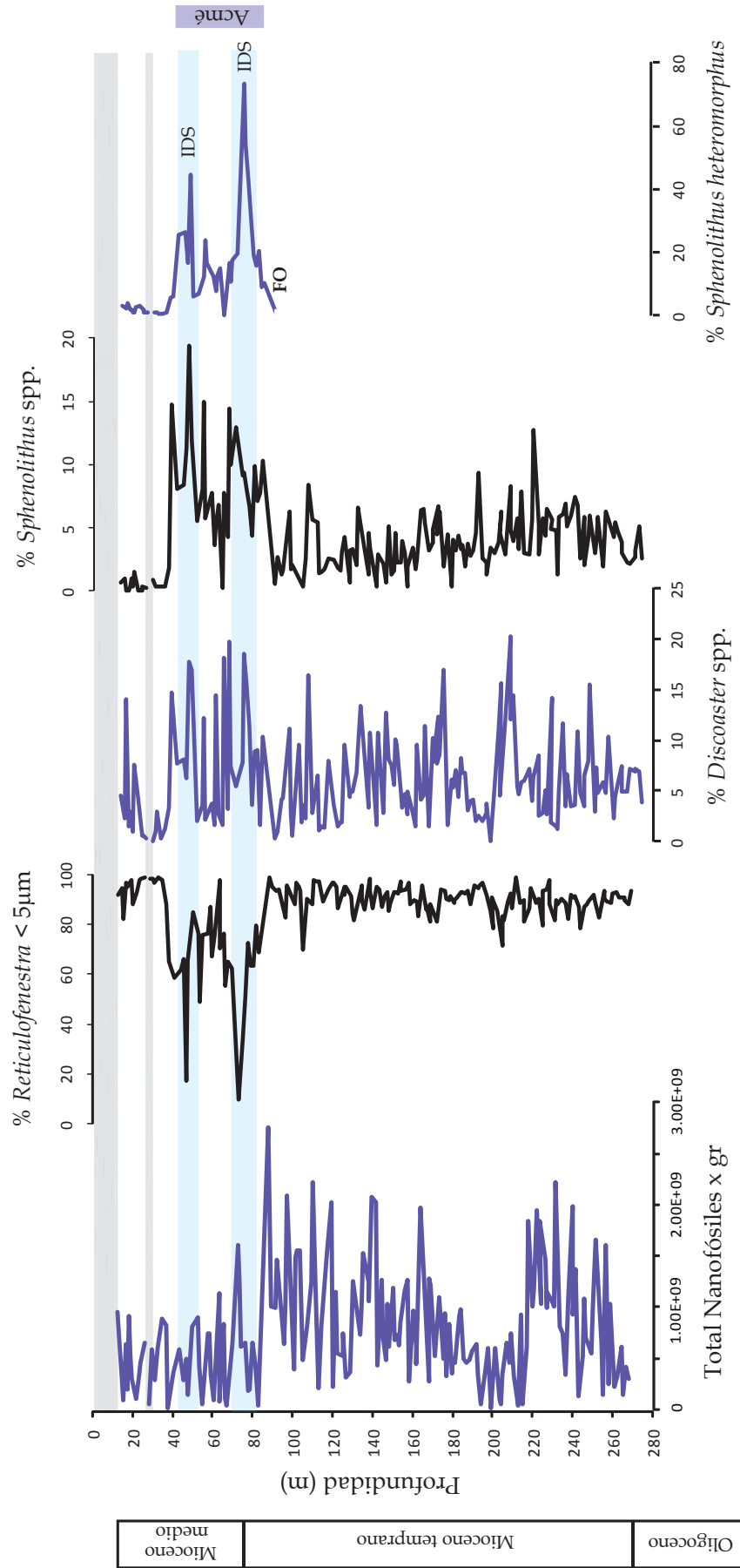
En el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 los porcentajes de *Sphenolithus* spp. varían desde un mínimo del 1% en el Mioceno temprano (intervalo cercano al faltante estratigráfico identificado en la biocronología, apartado 5.3) hasta el máximo registrado de ~20%. El rango de tamaño de los individuos de *Sphenolithus* spp. está dentro del propuesto en la descripción original (Anexo II). El evento de *Sphenolithus* más importante tiene lugar en el Mioceno medio y corresponden al acmé de *S. heteromorphus*. (Figura 19). El registro en este nivel muestra porcentajes de *S. heteromorphus* cercanos al 80% (Figura 19). Se observó un predominio de la talla pequeña de los individuos de *S. heteromorphus*, los cuáles llegan a constituirse en dominantes en la asociación.

Reticulofenestra <5µm es el principal constituyente de la asociación y en general presenta porcentajes de cerca del 80%, excepto en dos picos de descenso abrupto donde los porcentajes son de ~2 y ~10%, respectivamente. *Reticulofenestra* <5µm está prácticamente ausentes del registro en este nivel. Tales mínimos de abundancia se habrían presentado en el Mioceno medio y son sincrónicos con los intervalos de dominio de *S. heteromorphus* ya mencionados. Los porcentajes de *Discoaster* son muy variables, oscilando entre un ~5 y un ~15%. *Discoaster* spp. no presenta una tendencia similar a la observada en *Sphenolithus* spp., excepto en ciertos niveles estrechos, pero una correlación positiva fue identificada durante el acmé de *S. heteromorphus* (Figura 19).

El no disponer de flujos de nanofósiles no permite indicar que los cambios en los valores del total de nanofósiles por gramos reflejan los cambios en la productividad superficial pero la descripción litológica del intervalo de interés sugiere que es parcialmente homogénea. Además, salvo en la base de la secuencia, para el resto del registro no fueron propuestos faltantes estratigráficos. Los valores del total de nanofósiles por gramo son sumamente variables en el registro con una clara tendencia hacia valores mínimos a partir de la transición Mioceno temprano/Mioceno medio (Figura 19).

Figura 19. Página siguiente. Porcentajes de *Reticulofenestra* <5µm, *Discoaster* spp., *Sphenolithus* spp., *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus heteromorphus* y nanofósiles totales por gramo de sedimento seco en el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. Barras en gris corresponden a intervalos estériles en nanofósiles calcáreos. FO, primer registro. IDS, Intervalo de Dominio de *Sphenolithus*.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4



En el Mioceno temprano se presentan varios picos que están relacionados o no con cambios en las abundancias de los géneros estimados en este apartado, aunque en niveles estrechos, se observó una correlación positiva con *Sphenolithus* spp.

El Mioceno medio hasta el final de la secuencia se caracteriza por valores bajos en el total de nanofósiles, bien correlacionada positivamente con aumentos en los porcentajes de *Sphenolithus* spp. *S. heteromorphus* y *Discoaster* spp. Así mismo se observó una evidente correlación negativa con *Reticulofenestra* <5µm.

El máximo del total de nanofósiles por gramo se presenta hacia transición Mioceno temprano/Mioceno medio justo después de que el FO de *S. heteromorphus* haya ocurrido. Este evento se corresponde con un descenso progresivo en *Reticulofenestra* <5µm y un aumento poco acusado en *Discoaster* spp. (~12%) y *Sphenolithus* spp. (~12%) (Figura 19). Durante el acmé de *S. heteromorphus* el total de nanofósiles por gramo es bajo, siendo notorio un descenso acusado durante los intervalos de IDS.

6.3 Variaciones en la abundancia en la sección de mar abierto: testigo ODP 999

Los porcentajes de abundancia de *Sphenolithus* spp. oscilan entre un mínimo de ~1% hasta un máximo de ~22%. El tamaño general de los especímenes de *Sphenolithus* spp. es normal o levemente mayor que el propuesto en la descripción original de cerca de 9 x 5 µm para los taxones más robustos, como en el caso de *S. heteromorphus* (Anexo II). Se identificaron tres excepcionales eventos de *Sphenolithus* con grandes abundancias de *S. heteromorphus* y *S. abies* (Figura 20), constituyendo intervalos de dominio IDS. *Reticulofenestra* <5µm es el constituyente más común de la asociación y en general presenta porcentajes de cerca del 70%, excepto en tres intervalos de descenso abrupto donde los porcentajes caen hasta un mínimo del ~1%.

En el Mioceno temprano se observó que los porcentajes de *Sphenolithus* spp. son muy variables con dos intervalos de aumento pronunciado donde se registran valores de ~20%. *Discoaster* presenta marcadas variaciones en la abundancia, de entre un mínimo del ~5% hasta un máximo de 38%. Dicho máximo coincide con un pronunciado descenso en *Sphenolithus* spp. *Reticulofenestra* <5µm mantiene porcentajes elevados de

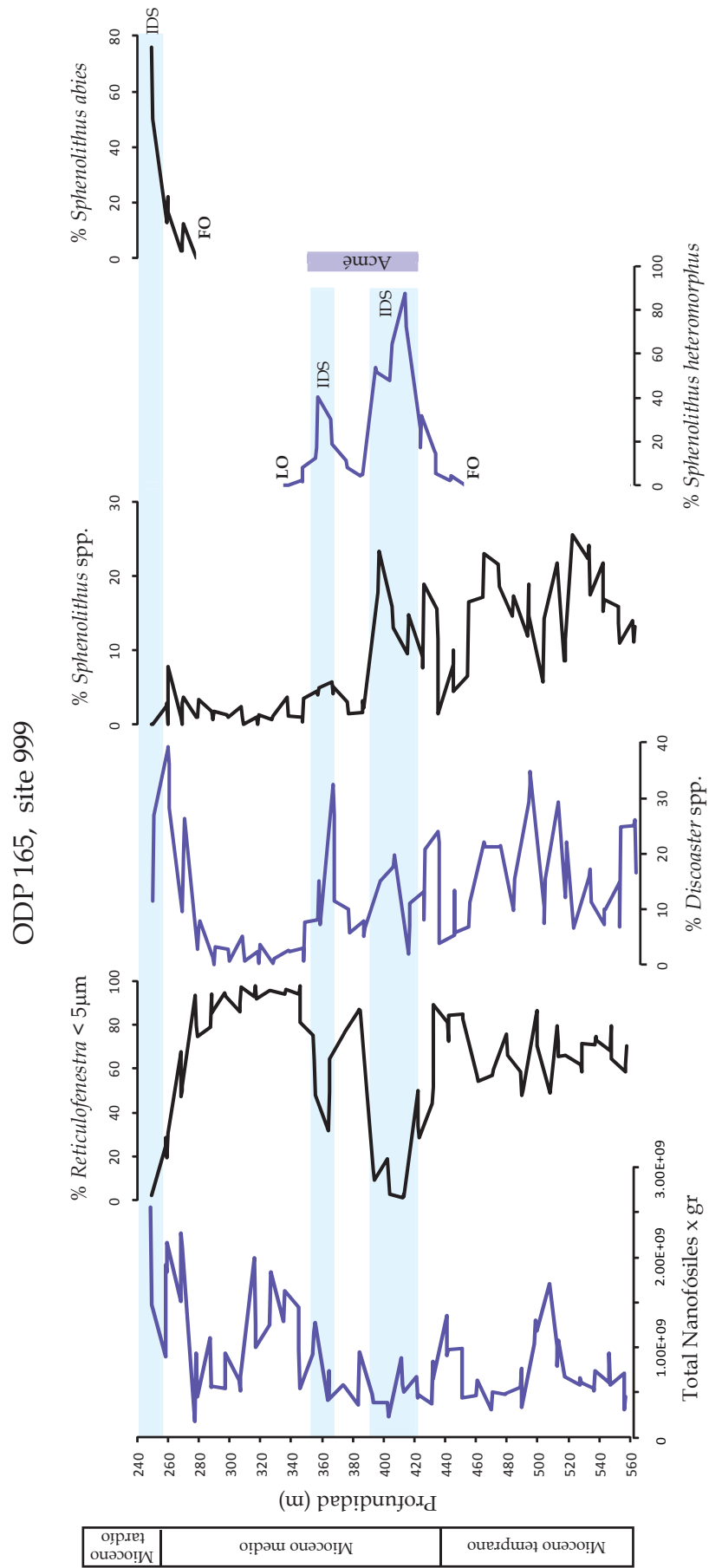
alrededor del 70%, con un aumento notable hacia la transición con el Mioceno medio. Durante este intervalo tanto *Sphenolithus* spp. como *Discoaster* spp. presentan un comportamiento contrario, disminuyendo notablemente su proporción en el registro.

Durante el inicio del Mioceno medio (Figura 20) se observaron notables abundancias de *S. heteromorphus*, IDS. Este nivel constituye su intervalo de acmé. La talla predominante de los individuos de *S. heteromorphus* en este nivel es más pequeña que la indicada en la descripción original. Anexo II. Tales abundancias excepcionales están referidas principalmente a dos pronunciados picos en los cuáles se registran porcentajes de ~60 y ~85%, respectivamente; constituyéndose en el taxón dominante dentro de la asociación. Simultáneamente se observó una notable reducción en el grupo de las pequeñas *Reticulofenestra* con dos picos de mínima abundancia de ~22 y ~2, respectivamente. Se destaca que los episodios IDS de *S. heteromorphus* están separados por un nivel de marcado descenso en la abundancia (~2%) que a su vez se corresponde con un máximo en *Reticulofenestra* <5µm (~80%). Los porcentajes de *Discoaster* spp. presentan una tendencia similar a la mencionada para *S. heteromorphus*, con dos picos de mayor abundancia de ~26% y ~36% (Figura 20).

En el intervalo comprendido entre el final del Mioceno medio hacia la transición con el Mioceno tardío (Figura 20) se caracteriza por presentar los mínimos porcentajes de *Sphenolithus* spp. (~1%) y *Discoaster* spp. (~2%) de todo el registro. Dicho intervalo coincide con los máximos porcentajes de *Reticulofenestra* <5µm (~98%).

Hacia el final del registro, en el inicio del Mioceno tardío se identificó un incremento significativo en *S. abies*, IDS. Tal como se observó en el caso del acmé de *S. heteromorphus*, se destaca el abrupto descenso simultáneo del grupo de las pequeñas *Reticulofenestra*. En este nivel *Reticulofenestra* <5µm está prácticamente ausente del registro. *Sphenolithus* spp. y *Discoaster* spp. presenta una tendencia similar a la observada en *Reticulofenestra* <5µm (Figura 20).

Figura 20. Página siguiente. Porcentajes de *Reticulofenestra* <5µm, *Discoaster* spp., *Sphenolithus* spp., *Sphenolithus heteromorphus* y nanofósiles totales por gramo de sedimento seco en ODP 999. FO, primer registro; LO, último registro. IDS, Intervalo de Dominio de *Sphenolithus*.



En el ODP 999 el intervalo analizado es parcialmente homogéneo -salvo por la presencia de algunos niveles de cenizas- descrito como arcillolitas de nanofósiles (Sigurdsson *et al.*, 1997) y sin inconformidades aparentes (Sigurdsson *et al.*, 1997; Kameo & Bralower *et al.*, 2000; este estudio), lo que permite asumir que la tasa de sedimentación no sufre mayores cambios, y que ante la ausencia de silíceos y terrígenos en el registro; el número de nanolitos totales por gramo de sedimento seco estaría marcando la productividad superficial.

El pico más acentuado del total de nanofósiles por gramo registrado en el inicio del Mioceno temprano coincide con picos de mediana magnitud en *Discoaster* spp. y *Sphenolithus* spp. A su vez se registra una disminución en *Reticulofenestra* <5µm. La transición Mioceno temprano/Mioceno medio está caracterizada por un pico pronunciado en el total de nanofósiles por gramo, marcado por un aumento en *Reticulofenestra* <5µm y una disminución en *Sphenolithus* spp. y *Discoaster* spp..

Durante el Mioceno medio, en los momentos de máximas abundancias de *S. heteromorphus* (IDS) el total de nanofósiles por gramo presenta una tendencia general de descenso con picos discretos. El valor mínimo del total de nanofósiles por gramo registrado hacia el tope del Mioceno medio coincide con un aumento en *Reticulofenestra* <5µm y valores mínimos de *Sphenolithus* spp. y *Discoaster* spp. Se destaca la pobre preservación de toda la asociación. Dicho evento precede el FO de *S. abies* en la secuencia.

El máximo del total de nanofósiles por gramo de todo el registro se presenta hacia el tope de la secuencia en el inicio del Mioceno tardío, con la abrupta disminución de *Reticulofenestra* <5µm, *Discoaster* spp. y *Sphenolithus* spp. Este evento se corresponde con el nivel de máxima abundancia de *S. abies*.

6.4 Evolución paleocianográfica para el Norte de Colombia y Mar Caribe

Las secciones analizadas en el Norte de Colombia y Mar Caribe (Cuenca de Colombia) presentan cambios notables en los patrones de distribución y abundancia de los grupos de *Sphenolithus*, pequeñas *Reticulofenestra* y *Discoaster* que permiten presentar

un modelo de alternancia de condiciones eutróficas-oligotróficas. Además, niveles destacados de gran abundancia (IDS) de *S. heteromorphus* y *S. abies* fueron identificados en el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 y en el ODP 999. Dichos episodios imprimen características especiales al intervalo considerado del Mioceno temprano a Mioceno tardío. No se considera prudente hacer extensiva la reconstrucción propuesta a la secuencia del Arroyo Alférez debido a que presenta hiatos y niveles estériles en nanofósiles. Sin embargo las características que se derivan del análisis de los taxones considerados dan una idea muy general de las condiciones que habrían prevalecido en el sector más nerítico del área geográfica que abarca ese estudio.

Partiendo del supuesto de que los *Sphenolithus* tendrían un comportamiento ecológico similar a los cocolitóforos, parece ser que su respuesta ante ciertas condiciones de productividad es anómala. En tales circunstancias los registros del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 y del ODP 999 muestran una alternancia de orden supraorbital entre condiciones eutróficas y oligotróficas bien marcadas por los cambios drásticos observados en las abundancias de *Sphenolithus* (probable indicador de oligotrofia y condiciones "cálidas") y *Reticulofenestra* <5µm (reconocido estratega r e indicador de eutrofia). Cuando se observan los patrones de abundancias de *Discoaster* se observa que no hay una correlación directa consistente ni positiva ni negativa con las variaciones en los otros géneros considerados (*Reticulofenestra* <5µm y *Sphenolithus*). No es oportuno sugerir que *Discoaster* aumentaría su abundancia en condiciones más eutróficas u oligotróficas, sin embargo la correlación positiva observada con *Sphenolithus* favorece su preferencia por condiciones cálidas y oligotróficas de manera más o menos consistente con los IDS.

El Mioceno temprano en ambas secciones se presenta como un periodo de predominio de condiciones eutróficas con el registro de grandes abundancias de *Reticulofenestra* <5µm. Episodios de oligotrofia estarían marcados por el incremento en abundancia de *Sphenolithus* spp. y *Discoaster*. Sin embargo este último no muestra una tendencia tan robusta como *Sphenolithus* sobre todo en la sección del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4.

La transición del Mioceno temprano al Mioceno medio tanto en el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 como en el ODP 999 está caracterizada por un descenso muy

pronunciado en la abundancia de *Reticulofenestra* <5µm marcando el paso al predominio de condiciones oligotróficas que configurarían el inicio del Mioceno medio. En este escenario dos episodios de intensa oligotrofización de la cuenca están reflejados por los intervalos de dominio de *Sphenolithus* spp. referidos principalmente a las mayores abundancias de *S. heteromorphus*, IDS.

En lo que respecta a las excepcionales abundancias de *S. heteromorphus* se corresponde estratigráficamente con su acmé. La abrupta reducción simultánea del grupo de las pequeñas *Reticulofenestra* acompañan estos episodios. Su casi ausencia del registro en los intervalos IDS estaría relacionada con la intensa estratificación de la columna de agua y una mayor oligotrofia. En términos generales, el patrón de abundancia del resto de la asociación permanece en las mismas proporciones antes y después del episodio, excepto por el incremento en *Discoaster* en algunos niveles. *Discoaster* está comúnmente recrecido impidiendo en ocasiones su reconocimiento a nivel de especie.

En otros miembros del género *Sphenolithus* se ha observado un comportamiento similar. En sedimentos recuperados durante la campaña NGHP 01 en 2007 (Mar Árabe) se identificó un nivel de gran abundancia de *S. distentus*, principalmente constituido por individuos de talla pequeña (Flores *et al.*, 2010; comunicación personal). También observaron la ausencia casi total de pequeñas *Reticulofenestra* y un leve incremento en *Reticulofenestra bisecta*. Por otra parte Raffi & Flores (1995) indican la presencia de florecencias (*blooms*, según lo propuesto en su trabajo) de *S. heteromorphus* en los sites 844 y 845 del ODP 138, recuperados en una zona de surgencia en mar abierto (Bahía de Guatemala). Además, recientemente, un intervalo de excepcional abundancia de *S. morimorfis* fue identificado en el ODP 999, hole B (Mejía-Molina, 2010; en preparación). Tal como se registra en esta investigación, la talla de los individuos de *Sphenolithus* es pequeña.

Una característica notable en las especies de *Sphenolithus* que constituyen los intervalos IDS (*S. heteromorphus* y *S. abies*) es la reducción de su tamaño, predominando las de menor talla. No obstante a la luz de los conocimientos actuales y ante la ausencia de estudios biométricos no es posible determinar si dicho comportamiento podría estar relacionado o no con la reducción similar en el tamaño de los placolitos en momentos de eclosión propuesta en investigaciones precedentes.

La relación positiva entre mayores abundancias de *S. heteromorphus* y menos acusado en *Sphenolithus* spp. con una mayor temperatura de las masas de agua superficiales parece estar bien reflejado tanto en el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 como en el ODP 999. En ambas secciones los dos máximos de abundancia de *S. heteromorphus* (picos de oligotrofia) están separados por un intervalo de alta producción de *Reticulofenestra* <5µm, el cual marca un pico de eutrofia.

El intervalo de dominio de *S. heteromorphus* en general representa un periodo de marcada oligotrofia en la cuenca que se habría presentado después de su FO y antes de LO de *Helicosphaera ampliaperta* (Capítulo 5). Tales horizontes están bien documentados en ambas secuencias y corresponden a 17.721 Ma y 14.914 Ma (Raffi *et al.*, 2006), respectivamente. Periodo de tiempo que se corresponde con el *Óptimo Climático del Mioceno Medio* (*Middle Miocene Climatic Optimum*, MMCO; 17-14.5 Ma) (Zachos *et al.*, 2001).

El incremento en la temperatura global del océano (Miller *et al.*, 1991, Wright *et al.*, 1992) podría haber desencadenado una mayor estratificación en las masas de agua donde cambios en la circulación oceánica por el inicio de la reconfiguración de los pasajes oceánicos, como en el Panamá, habrían desencadenado cambios climáticos de largo-plazo (Kutzbach *et al.*, 1993; Mikolajewicz *et al.*, 1993; Driscoll & Haug, 1998; en: Zachos *et al.*, 2001) y una redistribución en la columna de agua de los nutrientes.

Además, la relación entre las mayores abundancias de *Discoaster* registradas en todas las secciones con el inicio de las condiciones más cálidas en el Mioceno indica una relación con los cambios globales de temperatura más o menos robusta. Sin embargo, la ausencia de indicadores de temperatura más adecuados, como las alkenonas o los isótopos y el grado de resolución alcanzando en esta investigación, no permite sugerir una correlación más directa con las variaciones observadas en los registros.

Hacia el tope del Mioceno medio se registran valores mínimos del total de nanofósiles por gramo (ODP 999) o considerablemente bajos (Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4). Dicho intervalo precede el FO de *S. abies* en el ODP 999 y el final del registro con nanoflora en el Carmen de Bolívar, Estratigráficos 4 que sería antes del LO de *H. ampliaperta*.

Esta disminución abrupta y los valores mínimos que se mantienen en niveles cercanos estarían relacionados con los episodios de la crisis del carbonato (*crash carbonate*) documentada ampliamente en investigaciones anteriores, registrada en el Mioceno tardío en el centro y este del Pacífico ecuatorial (Farrell *et al.*, 1995; Lyle *et al.*, 1995; Pisias *et al.*, 1995). Lamentablemente la resolución alcanzada en esta investigación no permite indicar dichos episodios con certeza, no obstante la evidente disminución en la abundancia de nanofósiles calcáreos y la baja preservación de los especímenes identificada.

Sólo en el ODP 999 el registro incluye el inicio del Mioceno tardío donde se observó la abundancia excepcional de *S. abies*, IDS. Dicho intervalo podría corresponder al inicio de su acmé pero al no disponer de más muestras hacia el techo del evento no es posible establecerlo. En lo que refiere a *S. abies*, parece haber una respuesta evidente que lo relaciona con una marcada oligotrofia de la cuenca, donde la estratificación intensa de las masas de agua habría condicionado un ambiente favorable para su proliferación. En este intervalo *Reticulofenestra* <5µm está prácticamente ausente del registro. Contrario a lo observado en los IDS de *S. heteromorphus*, el valor total de nanofósiles por gramo indica un periodo de mayor abundancia general de nanolitos.

Basado en el aparente comportamiento de *Sphenolithus* propuesto en las secuencias analizadas -con predominio de individuos de talla pequeña-, parece razonable predecir que algunas especies de *Sphenolithus* constituirían florecencias o por lo menos intervalos de dominio IDS en momentos intensa oligotrofia e intensa estratificación de las masas de agua superficial. De esta manera *Sphenolithus* sería un género indicador de condiciones oligotróficas adaptado a una mayor estratificación de las masas de agua superficial y con una respuesta positiva ante el incremento de la temperatura superficial.

Al menos para el Norte de Colombia y Mar Caribe *Sphenolithus* habría constituido intervalos de dominio IDS, tanto en ambientes proximales (Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4) como en mar abierto (ODP 999).



Conclusiones

7. Conclusiones

Generales

En la sección del Arroyo Alférez la nanoflora en general es poco abundante, con preservación media. En ciertos niveles se observa un pobre contenido en nanofósiles donde es evidente la extrema disolución, también presenta niveles estériles. La baja presencia de múltiples taxones de nanofósiles calcáreos razonablemente bien preservados, caracterizan la secuencia del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. En algunos sectores se observó abundancias elevadas. En tanto que el registro del ODP 999 presenta intervalos de baja preservación hasta excelente y mínima disolución. No obstante los diversos grados de preservación de los especímenes y el patrón diverso de abundancias registradas en las secuencias analizadas, se ha podido identificar la totalidad de biozonas estándar (Martini, 1971; Bukry, 1973, 1975; Okada & Bukry, 1980) y marcadores de zona. Se proponen también eventos alternativos.

Sin embargo, tanto los límites como la amplitud de las biozonas pueden estar afectados por discontinuidades que en el caso de representar lagunas estratigráficas (e.g. en la biozonas NN1 en el Arroyo Alférez y NN2 del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4) están no son tan significativas como para impedir la zonación y podrían corresponder a los faltantes estratigráficos documentados con anterioridad (Stainforth, 1968; Duque-Caro, 1972a, 1972b, 1973, 1979; Keller & Barron 1983; Kellogg *et al.*, 2005; Guzmán, 2006). No obstante, el recuento de los marcadores de zona valida la biozonación (Capítulo 4), fortalece la selección de los horizontes calibrados de nanofósiles propuestos (Capítulo 5) y configura la transición Oligoceno/Mioceno en las secuencias proximales.

Los registros del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 y del ODP 999 son óptimos para potenciales estudios paleoceanográficos de mayor resolución donde se podrá establecer un modelo de la dinámica de las masas de agua superficial más robusto y

de aplicación regional (Capítulo 6). Lo anterior se ve reflejado en la identificación de eventos alternativos a los clásicos, varios de los cuáles no presentan una distribución regional y que habrían estado profundamente influenciados por la posición de las masas continentales y la dinámica paleoceanográfica. Es así como los eventos referidos a los grupos *Triquetrorhabdulus* y *Helicosphaera* son viables y de fácil identificación en las secciones del Arroyo Alférez y Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4, las cuales habrían estado situadas en ambientes neríticos. En tanto que la asociación de nanofósiles calcáreos del testigo ODP 999 refleja condiciones de mar abierto con gran diversidad de *Discoaster* y abundancias de *Sphenolithus*.

Tanto en el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 como en el ODP 999 se identificaron intervalos de excepcional abundancia de *Florisphaera profunda*, *Helicosphaera ampliapertura*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus heteromorphus* y del grupo de las pequeñas *Reticulofenestra*. Algunos de estos taxones son reconocidos como indicadores paleotérmicos y paleoceanográficos. Su distribución geográfica y en la columna de agua, está controlada por eventos climáticos globales de orden orbital y suborbital, que le confieren tales características.

En particular los episodios de gran abundancia de *S. abies* y *S. heteromorphus* permiten sugerir cambios supraorbitales notables en la evolución de la cuenca, con alternancia de periodos de eutrofia/oligotrofia. En este trabajo han sido definidos, arbitrariamente, para referirse únicamente a los episodios de excepcional abundancia de *Sphenolithus*, que constituyen intervalos estratigráficos fácilmente identificables en la secuencia. Estos niveles han sido denominados como Intervalos de Dominio de *Sphenolithus* (IDS) y están relacionados con la dramática reducción de las pequeñas *Reticulofenestra* (reconocidas estrategias de la r e indicadoras de productividad) y el dominio de las tallas pequeñas en *Sphenolithus*.

De esta manera *Sphenolithus* sería un género indicador de condiciones oligotróficas adaptado a una mayor estratificación de las masas de agua superficial y con una respuesta positiva ante el incremento de la temperatura superficial. Al menos para el

Norte de Colombia y Mar Caribe *Sphenolithus* habría constituido intervalos de dominio IDS, tanto en ambientes proximales (Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4) como en mar abierto (ODP 999).

7.1 Sección del Arroyo Alférez

Eventos en el límite Eoceno/Oligoceno

- ❖ En este estudio se han seleccionado el LO de *Reticulofenestra reticulata* (aunque su abundancia es baja en la asociación) y el FO de *Cyclicargolithus floridanus* (pero con reservas), teniendo en cuenta a su vez la extinción de las especies restringidas al Eoceno.

Intervalo Eoceno tardío-Oligoceno temprano

- ❖ Se identificaron 38 especies pertenecientes a 15 géneros de nanofósiles calcáreos.
- ❖ Se registran en líneas generales, de abundante a común, especímenes de *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra bisecta* y *Reticulofenestra umbilicus*. Común se encuentran taxones de *Sphenolithus* y en algunos niveles de *Helicosphaera*. En tanto que *Discoaster* aparece en proporciones muy bajas, siendo notoria su ausencia en la mayoría de los niveles. Un leve incremento de este género se observó hacia el final de la secuencia. También se identificaron algunos escasos individuos de *Toweius callosus*, *Zygrhablithus bijugatus* y *Pontosphaera* spp. Por otro las pequeñas *Reticulofenestra* también hacen parte de la asociación.
- ❖ Las biozonas identificadas abarcan un periodo comprendido entre el Eoceno tardío (Priaboniense) hasta el Oligoceno temprano (Rupeliense), correspondientes a las zonas NP18 (CP15a) hasta la NP23 (CP17 y CP18) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980), respectivamente.

Eventos en el límite Oligoceno/Mioceno

- ❖ *Sphenolithus delphix* ha sido propuesto como el evento más viable para marcar el límite Oligoceno/Mioceno. En la sección no se ha identificado *S. delphix*. Lo que hace pensar que no se registra o bien que la resolución de muestreo no permite la identificación de su estrecho intervalo de ocurrencia. Además el inicio del Mioceno está caracterizado por la ausencia de nanoflora en varias muestras las cuáles podrían corresponder a su posición estratigráfica. El evento que presenta más viabilidad es el LO de *R. bisecta*, el cual también ha sido ampliamente recomendado para fijar el límite NP25 (CP19) /NN1 (CN1).

Intervalo Oligoceno temprano-Mioceno medio

- ❖ Se identificaron 50 especies pertenecientes a 17 géneros de nanofósiles calcáreos.
- ❖ El registro contiene en líneas generales, de abundante a común, especímenes de *C. floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra minutula* y *Reticulofenestra pseudoumbilicus*. Común aparecen *Sphenolithus* y en algunos niveles *Helicosphaera*. *Discoaster* está presente en poca abundancia, la cual se incrementa hacia el final de la secuencia.
- ❖ Las biozonas identificadas abarcan un periodo comprendido entre el Oligoceno temprano (Rupeliense) hasta el Mioceno medio (Langhiense-Serravalliense), correspondientes a las zonas NP23 (CP18) hasta la NN5 (CN4) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980), respectivamente.
- ❖ Se han podido identificar la totalidad de biozonas estándar de Martini (1971), Bukry (1973, 1975) y Okada & Bukry (1980). El análisis detallado de la secuencia ha puesto de manifiesto la “conurrencia” o aparente “diacronismo” de ciertos horizontes de nanofósiles, los cuáles sugieren que el registro presenta hiatos, los cuáles no obstante, representando un considerable rango de tiempo faltante (~5.008 Ma, como mínimo); no afectan la identificación de las zonas de nanofósiles. Los cuatro faltantes de tiempo en el registro y/o eventos de erosión se suman a los

niveles estériles en nanofósiles calcáreos referidos a la transición Oligoceno/Mioceno y Mioceno temprano/Mioceno medio.

- ❖ Se identificaron 40 eventos entre clásicos y alternativos, desde el LO de *R. reticulata* (35 Ma; Berggren *et al.*, 1995) hasta el FO de *S. heteromorphus* (17.721 Ma; Raffi *et al.*, 2006); los cuales corresponden a una resolución de ~0.431 Ma.
- ❖ Al final del registro la presencia de *Helicosphaera waltrans* y *Helicosphaera walbersdorfensis* indican la zona NN5 (con reservas), aunque sus apariciones podrían tener un carácter diacrónico. Por otro lado no se identificó el FO de *Calcidiscus premacintyreii*, evento que se presentaría en la parte inferior de NN4 (Bown, 1998). Este nivel representa el techo de la secuencia estudiada, dado que la muestra más joven de la sección no presenta nanoflora.

7.2 Sección del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4

Eventos en el límite Oligoceno/Mioceno

- ❖ Se destaca la presencia en un estrecho nivel de *Sphenolithus calyculus* y *Sphenolithus capricornutus*. Han sido referidos como comunes hacia la base del Mioceno, muy cerca del límite Oligoceno/Mioceno. Sus primeros registros se habrían presentado antes del FO de *S. delphix* y después del LO de *R. bisecta*. Dicho intervalo se presenta después de la única muestra (correspondiente a la base de la secuencia) con presencia de *R. bisecta*, cuyo LO ha sido utilizado para fijar el límite NP25/NN1. El hecho de que *R. bisecta* sólo se registre en una muestra, no permite hacer un análisis que contemple la posibilidad de retrabajado. No obstante, sin poder constatar este hecho, la posición en que aparece y su organización temporal parecen coherentes.

Intervalo Oligoceno tardío-Mioceno medio

- ❖ Se identificaron 40 especies pertenecientes a 14 géneros de nanofósiles calcáreos.
- ❖ Las muestras contienen en líneas generales, de abundante a común, especímenes de *C. floridanus*, *C. abisectus*, *R. minuta* y *R. minutula*. Común aparece *Sphenolithus* y en algunos niveles *Helicosphaera*. *Discoaster* se encuentra en poca abundancia y corresponde sólo a *Discoaster deflandrei* y *Discoaster adamanteous*. Sólo en una muestra se identificó a *R. bisecta*.
- ❖ La secuencia abarca desde el Oligoceno tardío (Chatiense) hasta el Mioceno medio (Langhiense-Serravalliense), correspondientes a las zonas NP25 (CP19) hasta la NN4 (CN3) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980), respectivamente.
- ❖ Se han podido identificar la totalidad de biozonas estándar de Martini (1971), Bukry (1973, 1975) y Okada & Bukry (1980). La sucesión de los eventos y la posible ausencia del registro completo presentan ciertas particularidades. Los horizontes correspondientes al LO de *R. bisecta* (con viabilidad discreta por su identificación en una única muestra) y la totalidad del rango temporal de *S. capricornutus* y *S. calyculus* indican que debería haber sido identificado tanto el FO como LO de *S. delphix*. La no presencia de los horizontes de *S. delphix* en la sección sugiere un faltante en el registro de al menos 0.263 Ma.
- ❖ Fueron identificados 24 eventos entre clásicos y alternativos, desde el LO de *R. bisecta* (23.9 Ma; Berggren *et al.*, 1995) hasta el FO de *S. heteromorphus* (17.721 Ma; Raffi *et al.*, 2006); los cuales corresponden a una resolución de ~0.257 Ma.
- ❖ La alternancia supraorbital de condiciones eutróficas/oligotróficas se reflejan en el registro. La transición del Mioceno temprano al Mioceno medio está caracterizada por un descenso muy pronunciado en la abundancia de *Reticulofenestra* <5µm marcando el paso al predominio de condiciones oligotróficas que configurarían el inicio del Mioceno medio. En este escenario dos episodios de intensa oligotrofización de la cuenca están reflejados por los intervalos de dominio de *Sphenolithus* spp. referidos principalmente a las mayores abundancias de *S.*

heteromorphus, IDS. Cronológicamente se habrían presentado durante el Óptimo Climático del Mioceno Medio (MMCO; 17-14.5 Ma) (Zachos *et al.*, 2001).

- ❖ Hacia el tope del Mioceno medio se registran valores mínimos del total de nanofósiles por gramo considerablemente bajos. Dicho intervalo precede el final del registro con nanoflora (antes del LO de *H. ampliaperta*). Esta disminución abrupta y pobre preservación de la asociación estarían relacionados con los episodios de la crisis del carbonato (“*crash carbonate*”, Farrell *et al.*, 1995; Lyle *et al.*, 1995; Pisias *et al.*, 1995).
- ❖ La presencia muy abundante de *H. ampliaperta* en la última muestra analizada con nanoflora restringe la edad del techo de la secuencia hasta antes de su LO. Por otro lado individuos afines a *C. premacintyreii* se han identificado en la última muestra del registro. A partir de la última muestra estudiada con nanoflora, el registro es estéril en nanofósiles calcáreos.

7.3 Sección del ODP 999

Eventos en el límite Oligoceno/Mioceno

- ❖ En la sección se ha identificado tanto el FO como el LO de *S. delphix*, evento viable que marca el límite Oligoceno/Mioceno en esta sección.

Intervalo Mioceno temprano-Mioceno tardío

- ❖ Se identificaron 50 especies pertenecientes a 17 géneros de nanofósiles calcáreos.
- ❖ Las muestras contienen en líneas generales, de abundante a común, especímenes de *C. floridanus*, *C. abisectus*, *R. minuta*, *R. minutula* y *R. pseudoumbilicus*. Común aparecen taxones del género *Sphenolithus* y en algunos niveles de *Helicosphaera*. *Discoaster* es poco abundante en la base de la secuencia, incrementándose hacia el

final de la misma. El Mioceno medio-superior se caracteriza por la gran diversificación de *Discoaster*, donde aparecen los primeros individuos de cinco rayos y posteriormente los de seis rayos. Se destaca también la presencia de grandes placolitos, especialmente *R. pseudoumbilicus*.

- ❖ Las biozonas identificadas abarcan desde el Mioceno inferior (Aquitaniense) hasta el Mioceno superior (Tortonense), correspondientes a las zonas NN1 (CN1) hasta la NN10 (CN8) de Martini (1971) y Okada & Bukry (1980). La secuencia se presenta continua. Con relación a los eventos de nanofósiles calcáreos se han podido establecer los horizontes esperados provistos de calibración, lo que no supone que pudieran existir faltantes estratigráficos de entidad menor.
- ❖ Los eventos identificados previamente por Kameo & Bralower (2000) para la misma sección abarcan aproximadamente 10.27 Ma desde el FO de *Sphenolithus belemnus* (19.70 Ma) hasta el FO de *Minylitha convalis* (9.43 Ma); lo que representa una resolución de ~0.604 Ma. En este estudio se identificaron 45 eventos entre clásicos y alternativos, desde el FO de *S. delphix* (23.328 Ma; Raffi *et al.*, 2006) hasta el FO de *Discoaster pentaradiatus* (9.1 Ma; Raffi *et al.*, 2006); los cuales permiten incrementar la resolución del intervalo estudiado hasta ~0.316 Ma.
- ❖ La alternancia supraorbital de condiciones eutróficas/oligotróficas configuran las caracterizan del registro. La transición del Mioceno temprano al Mioceno medio está caracterizada por un descenso dramático en la abundancia de *Reticulofenestra* <5µm marcando el paso al predominio de condiciones oligotróficas que configurarían el inicio del Mioceno medio. En este intervalo dos episodios de intensa oligotrofización de la cuenca están reflejados por los episodios de dominio de *S. heteromorphus*, IDS. Cronológicamente se habrían presentado durante el Óptimo Climático del Mioceno Medio (MMCO; 17-14.5 Ma) (Zachos *et al.*, 2001).
- ❖ Hacia el tope del Mioceno medio se registran valores mínimos del total de nanofósiles por gramo en secuencia y la preservación de la asociación es pobre. Esta situación podría estar relacionados con la crisis del carbonato (“*crash carbonate*”, Farrell *et al.*, 1995; Lyle *et al.*, 1995; Pisias *et al.*, 1995), documentada para el Mioceno medio/Mioceno tardío.

- ❖ En el inicio del Mioceno tardío se observó la abundancia excepcional de *S. abies*, IDS. Dicho intervalo podría corresponder al inicio de su acmé pero al no disponer de más muestras hacia el techo del evento no es posible establecerlo. En lo que refiere a *S. abies*, parece haber una respuesta evidente que lo relaciona con una marcada oligotrofia de la cuenca, donde la estratificación intensa de las masas de agua habría condicionado un ambiente favorable para su proliferación. En este intervalo *Reticulofenestra* <5µm está prácticamente ausente del registro.
- ❖ Aunque el FO de *M. convalis* se presenta como de difícil precisión, no obstante, en general se sitúa en la base de NN10 después de la última aparición de *Discoaster hamatus*. La excelente preservación y abundancia de este taxón permite sugerir que el techo de la secuencia estaría marcado por su primera aparición.



Summary of PhD Project

Bioestratigrafía y Biocronología de Nanofósiles Calcáreos del Mioceno en el Norte de Colombia y Caribe

Abstract

Very few stratigraphic and biostratigraphic studies have been done in the land areas of NE South America based on marine fossil faunas and there are few modern paleoceanographic and biostratigraphic calcareous nannofossil reconstructions. A better approximation to paleoceanographic conditions for offshore Colombian Caribbean are compiled in several publications referred to the ODP 165 expedition, concretely for site 999 (Kameo & Bralower, 2000 and references therein). Calcareous nannofossils are one the best micropaleontological group used in many disciplines because of their importance in paleoenvironmental reconstruction and stratigraphy. The biostratigraphic zonation proposed constitutes the first calcareous nannoplankton research to construct a biochronologic scheme for the Cenozoic of northern Colombia, which has direct applications for oil exploration in the offshore areas of the Colombian Caribbean basin. Its correlation with the well-calibrated ODP Site 999 offshore record provides a robust biostratigraphic framework.

In this research, the classical biostratigraphic calcareous nannofossil-based schemes proposed by Martini (1971) and Bukry (1973, 1975) later codified by Okada & Bukry (1980) for the subdivision of Cenozoic have been chosen, because those were established in detailed sequences of the Caribbean Sea. In order to obtain insights into the changes in paleoceanographic conditions and establish biostratigraphic zonation a detailed sampling was carried out in three sequences. Two were recovered in onshore Colombian and the other corresponds to an offshore core drilled in Caribbean Sea. The onshore sequences, Arroyo Alférez and Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 are one of the best Neogene sequences known for the Lower

Magdalena Valley. The offshore core ODP 165, Site 999 is located on Kogi Rise, (Colombian basin, Western Caribbean).

In general, the record is partially continuous and the preservation of nannoplankton assemblage is medium to good. Most of bioevents used are consistently recognizable in the record analyzed. Many other supplementary biohorizons improved the biostratigraphic resolution until ~0.431 Ma and ~0.257 Ma in the Arroyo Alférez and Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4; respectively. While in the ODP 999 it was increased from ~0.604 Ma (Kameo & Bralower, 2000) to ~0.316 Ma. However it is important to mention the evident lack of stratigraphic levels identified in the proximal sequences, the Arroyo Alférez and the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. The lost levels represent lack of sedimentation and constitute hiatuses but the events of calcareous nannofossils which are defined zone boundaries are not affected. On the other hand this investigation did not reveal the presence of hiatus at any level of ODP 999 record.

The global and regional changes occurred in the Caribbean sequences considered in this study are well reflected in the nannofossil assemblage character and in their fluctuation pattern. Exceptional abundances in *Sphenolithus* (*Sphenolithus heteromorphus* and *Sphenolithus abies*) were registered in both, the ODP 999 and the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 sections. They are related or no with important changes in sedimentation rate, assemblage distribution and abundance pattern and represents a potential key for future paleoceanographic interpretations.

Keywords: *Calcareous Nannofossils, Coccolithophores, Cenozoic, Biostratigraphy, Caribbean Sea, Colombian.*

1. Techniques

In order to obtain insights into the influence of changes in paleoceanographic conditions and establish biostratigraphic zonations related to the calcareous nannofossils assemblages, a detailed sampling was carried out in three sequences. Two were recovered in onshore Colombian and are deposited in the ICP-Ecopetrol, Colombian; and the other corresponds to an offshore core drilled in Caribbean Sea. The onshore sequences, the Arroyo Alférez and the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4, were carefully sampled without a systematic interval. The offshore core ODP 165, Site 999 is stored in the Bremen's Repository in Germany. All samples were taken of Hole A, without a systematic interval. Exact geographic location and lithostratigraphic descriptions of the studied sections can be found in the item 2.

❖ Smear slides for light-microscope. Backman & Shackleton (1983)

Preparation of smear slides for light-microscope examination followed standard procedures, using a toothpick and a drop of water to distribute a thin layer of sediment on a glass microscope slide (Backman & Shackleton, 1983; Bown & Young, 1998). Analysis was carried out with a TMLeica DMRXE combined with the TMLeica QWin-Photo-Program at the University of Salamanca.

❖ Decantation Technique for slides for light-microscope. Flores & Sierro (1997a)

The slides used to inventory nannofossil techniques were prepared using the decantation method of Flores & Sierro (1997a), which allows homogeneous and comparable data analysis between samples and the possibility of estimating relative

coccolith abundances. For the calcareous nannofossils analyses 0.2 g of dry bulk sediment were used. A varying volume of distilled water is added. To disintegrate aggregates, the mixture is shaken by ultrasound cycles for few seconds. A coverslide is placed on the bottom of a Petri Disk and mixture with distilled water and gelatin. A varying volume extracted with a micropipette is dropped onto the Petri Disk. The mixture is kept on a horizontal position during 24 hours. Then the fluid is withdrawn from the Petri disk using a small piece of filter paper. After the disk Petri has been dried a coverslide is mounted with Canada balsam.

- ❖ Slides for Scanning Electron Microscopy. Backman & Shackleton (1983), Andruleit (1996)

Samples were prepared to estimate the nannofossil preservation state and morphological features with the combined dilution/filtration technique of Backman & Shackleton (1983) and the improved method of Andruleit (1996) as standard preparation for SEM samples. For the nannofossils analyses about 60 mg of dry bulk sediment were used. Carbonate saturated tap water was used to dilute the sediment. To disintegrate aggregates, the suspension was sonified in 2-3 cycles for a total of 15-120 seconds. The samples were wet-splitted to 1/100 with an electronic rotary sample divider. The splitted aliquot was filtered with a low pressure vacuum pump onto a polycarbonate membrane filter. After drying in the oven with 40-50°C for 24 hours, small pieces were cut out of each filter and fixed onto carbon sticky tabs on SEM aluminium- stubs and coated with gold/palladium. SEM investigation was done with a TMCamScan 44 at IFG, University of Kiel, at a magnification of 5000X.

- ❖ Identification and counting of calcareous nannofossils

The identification of calcareous nannofossils was performed at a magnification of 1000X, using a Leica DMRP polarised light microscope. The criteria used to separate these morphologically follow the systematic paleontology proposed by Perch-Nielsen (1985), Jordan & Kleijne (1994) and Bown (1998). For abundance calculations about 300-400 individual liths per sample were counted at the LM. According to Dennison & Hay (1967) and Fatela & Taborda (2001), the probability of failure is 5-0.5 % in detecting all species with proportions over 1 %. Routine SEM analyses were performed to estimate the degree of preservation and morphological features of the coccoliths at a magnification of 5000X.

The analysis of species composition and abundances on a field of view leads to the calculation of coccolith relative abundance (see Flores & Sierro, 1997a) as a follow:

$$N = n \times R^2 \times V \times r^{-2} \times g^{-1} \times v^{-1}$$

Where **N** is the number of nannofossils per gram of dry sediment, **n** the number of nannofossils counted in a random area, **R** the radius of the Petri disk, **V** the volume of water added to dry sediment, **r** the radius of the visual field, **g** the dry sediment weight, and **v** the volume of mixture withdrawn with the micropipette.

2. Geological Setting

Despite one of the three sequences analyzed here has a time interval spanning from the Late Eocene to Early Miocene (the Arroyo Alférez section), the geological and oceanographic outlines are focused only on the simultaneous time interval among them: the Oligocene/Miocene boundary to middle/late Miocene (Figure 1).

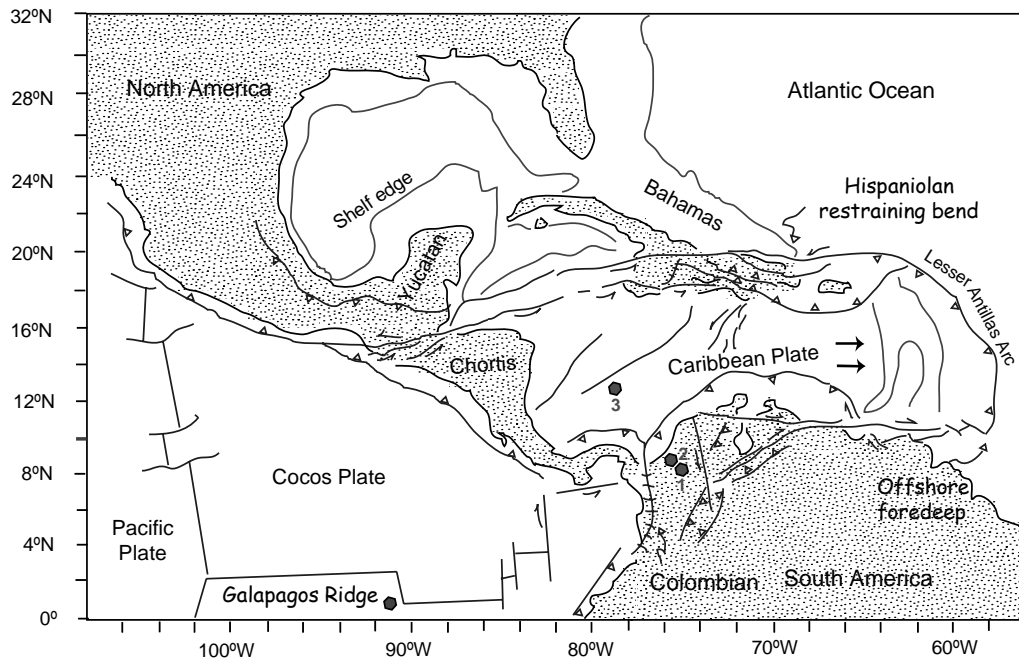


Figure 1. Geographical setting of sequences. 1. The Arroyo Alférez section; 2, The Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 section; 3. The ODP 999 site. Modified of Acton *et al.* (2000).

2.1 The Arroyo Alférez and the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 sections

❖ The Arroyo Alférez stratigraphic section coordinates

Initial point: 9° 43' 10.77'' N / 75° 9' 9.50'' E

Final point: 9° 42' 41.31'' N / 75° 7' 3.67'' E

❖ The Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 site coordinates

X 1566076, Y 886804

❖ **Description**

The Arroyo Alférez section outcrops near to Carmen de Bolívar city in Colombia. The samples were taken from the Arroyo Alférez onshore section belonging to El Carmen Formation. Mostly it consists of a massive succession of dark gray silty mudstones with occasional glauconitic sandstone intercalations. 104 samples were chosen to propose a calcareous nannofossil reconstruction. The Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 was recovered near to Carmen de Bolívar city in Colombia. This section consists mostly of a massive succession of dark gray silty mudstones with occasional glauconitic sandstone intercalations. Discrete clay-rich layers and sand layers are present throughout. The upper part of the section is barren of calcareous nannofossil. 183 samples were chosen to calcareous nannofossil-based studies.

❖ **Geological evolution**

The San Jacinto Fold Belt is located in the Lower Magdalena Valley of northwest Colombia, South America, between the Sinú and San Jorge-Plato basins. Sediment distribution and non-deposition or erosion are important in the depositional and tectonic history of the San Jacinto Fold Belt and in its adjacent basins. The unconformities reflect tectonic events and, although they cannot be easily identified in the seismic profiles, however, they are documented widely in stratigraphic studies through the Lower Magdalena Valley (Gulf, 1983 Duque-Caro, 1984; Caro & Spratt, 2003).

During the Oligocene to Miocene, either uplift of the San Jacinto rift continued or the San Jacinto rift remained emergent on the flanks of the San Jacinto rift or graben the upper part of the Ciénaga de Oro and El Carmen formations were deposited. These

two formations are the first post-rift deposits in the area (Caro & Spratt, 2003). Sediments typical of these basins include in situ pelagic and hemipelagic sedimentation in a deep ocean floor environment. Particularly the El Carmen Formation mostly consists of a massive succession of dark gray silty mudstones. Two sections belong this formation was sampled for calcareous nannofossil reconstruction: the Arroyo Alférez and the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 sequences.

2.2 The ODP 999 site

❖ The ODP 999 site coordinates

12°44.639' N, 78°44.360' W (2827.9 mbs)

❖ Description

Site 999 is located on Kogi rise in the Colombian Basin of the western Caribbean. A sedimentary section spanning the late Maastrichtian (~66 Ma) to the present was recovered from coring in two holes, the deepest of which penetrated 1066.4 mbsf. The section consists mainly of clay-rich carbonates classified as nannofossil and foraminiferal clayey mixed sediments. Discrete ash layers are found throughout the section (Sigurdsson *et al.*, 1997). 99 samples were chosen to propose a calcareous nannofossil reconstruction.

❖ Geological evolution

The Caribbean plate currently lies between the North and South American plates at a latitude between 10°N and 18°N. The position and motion of the Caribbean plate prior to recent times is even more poorly constrained because the plate boundary zones are complex and mainly destructive. Taken together, the recent plate motion estimates and the sparse paleomagnetic data suggest a more southerly position for the Caribbean plate since the late Cretaceous (Acton *et al.*, 2002). In this setting a sedimentary section spanning the late Maastrichtian to the present was recovered from coring in two holes at Site 999. A comparison of logging records and the cored sediments suggest that a nearly complete boundary sequence was recovered (Sigurdsson *et al.*, 1997). The composition and quantity of this terrigenous sediment may be closely linked to the history of the Magdalena Fan, which has grown in response to the uplift and erosion of the Andean Cordillera (Shagam, 1975, Benjamin *et al.*, 1987; Case *et al.*, 1990).

Growth of the submarine fan has been particularly active since the late Miocene, as evidenced by a marked increase in terrigenous mass accumulation rates. The transition from the middle to late Miocene is distinguished by a sharp reduction in carbonate content and a marked increase in magnetic susceptibility and in terrigenous mass accumulation rates. This interval is correlative to the late Miocene "carbonate crash" of the central and eastern equatorial Pacific (Farrell *et al.*, 1995; Lyle *et al.*, 1995; Pisias *et al.*, 1995).

3. Coccolithophores and Calcareous Nannofossils

Reino: *Protista* Haeckel, 1866

Phylum: *Prymnesiophyta* Hibberd, 1976

Clase: *Prymnesiophyceae* Hibberd, 1976

Orden: *Coccolithophorales* Schiller, 1926

Coccolithophores play an important role in earth's biogeochemical cycles, due to their great abundance, fast turnover rates, and their ability to carry out photosynthesis and calcification (Winter & Siesser, 1994; Bown, 1998). Coccolithophores are one of the main open-ocean carbonate producers. These marine, unicellular, flagellate algae belong to the class *Prymnesiophyceae* (Edwardsen *et al.*, 2000) which also features non-calcifying organisms. Coccolithophores have a diplo-haplontic life-cycle, with the haploid and diploid phase being independently capable of photosynthesis and asexual binary reproduction (Pienaar, 1994). The life cycle phases are characterised by distinct biomineralisation modes. They produce different types of highly characteristic calcified scales, heterococcoliths (diploid stage) and holococcoliths (haploid stage), or occasionally nannoliths (Geisen *et al.*, 2002).

Since the first appearance of these organisms in late Triassic sediments (Di Nocera & Scandone, 1977; Jafar, 1983; Bralower *et al.*, 1991), their geological record has been remarkably abundant and continuous. Overall, the evolutionary and ecological success of coccolithophores for the last 220 Ma have literally transformed the fate of inorganic and organic carbon in the Earth system, leading to a global decrease in the saturation state of seawater with respect to carbonate minerals (Ridgwell, 2005) and participating in the long-term increase of atmospheric O₂ (Falkowski *et al.*, 2005).

Use of coccoliths (remains of coccolithophores and calcareous nannofossils) was initially confined to biostratigraphy and ecological studies; even they provide an exceptional tool for reconstruction of past oceanographic, environmental, and biological conditions. Both, the organic and inorganic remains of coccolithophores in sediments provide proxies for palaeoceanographic and thus palaeoclimatic patterns. Coccolithophores generally live in the photic zone where light levels are strong enough to carry out photosynthesis. Additionally, the horizontal and vertical distribution of coccolithophores is controlled by latitude, ocean currents, water

masses along with their characteristic nutrient, salinity and temperature profiles, trace elements, and vitamins (Winter *et al.*, 1994). These zonal boundaries are highly dynamic, seasonally variable and characterized by a specific species assemblage.

4. Calcareous Nannofossils Biostratigraphy

Calcareous nannofossils first occur in the fossil record in late Triassic sediments (Di Nocera & Scandone, 1977; Jafar, 1983; Bralower *et al.*, 1991). Use of coccoliths was initially confined to biostratigraphy and ecological studies; even they provide an exceptional tool for reconstruction of past oceanographic, environmental, and biological conditions. The first attempts concerning partial zonations for the Cenozoic, which were based on the calcareous nannofossils, were those of Brönniman & Stradner (1960) and Sullivan (1961) (in: Bellas, 1997); on the other hand, Radomski (1968) discussed the stratigraphic position of Eocene/Oligocene boundary (in: Bellas, 1997). Stradner (1969) pointed out the close resemblance of a studied Late Eocene assemblage from Austria with a similar age one from New Zealand. Therefore he, concluded on the usefulness of the nannofossils for geographically-wide stratigraphic correlations.

Bramlette & Wilcoxon (1967), and Roth & Hay in Hay *et al.* (1967) compiled the first zonations for the Oligocene. In the Second Planktonic Conference in Rome (1970) Martino (1971), presented the so called Standard Calcareous Nannoplankton Zonation, which covered the whole Cenozoic Era. Other zonations have been successively suggested for several authors until that proposed by Bukry in the 70's. Bukry (1971b) introduced a zonal system where, the zonal identifications were based on the whole assemblage each time, and the boundaries of each zonal unit could be identified by closely spaced first and last occurrence of several species. Other essential papers dealing with Cenozoic taxonomy and biostratigraphy tried to

syntheses the zonal discussions, but in fact, the only comprehensive overviews have been provided by Perch-Nielsen (1985) and Bown (1998).

Biostratigraphic schemes are continuously refined (e.g. Raffi, 1999 and references therein) as well as tested on their reliability (e.g. Raffi *et al.*, 1993; Wei, 1993; Raffi *et al.*, 1995; Backman & Raffi, 1997). Precision and accuracy of nannofossil biostratigraphic correlations have been discussed extensively (e.g. Hills & Thierstein, 1989; Wei & Wise, 1989; Spencer-Cervato *et al.*, 1994; Raffi, 1999) since biostratigraphy should be treated carefully. Besides factors such as preservation state and productivity rate, re-working, downhole contamination and the presence of rare and discontinuous species blur the sharpness of the biohorizons. Since a geological sample represents a time-averaged assemblage, it is difficult to define diachrony in nannofossil communities. Yet in biostratigraphic work, it is generally assumed that species first and last occurrences appear more or less simultaneously throughout a broad geographic range (Bolli *et al.*, 1985).

Relatively few cases of diachronous extinctions in nannofossil events are calibrated by orbital stratigraphy (Raffi *et al.*, 1993; Chapman & Chepstow, 1997). Even though it is often assumed that bioevents are synchronous at the level of typical biostratigraphic resolution (> 100 ka), a number of studies demonstrated remarkable synchrony on orbital timescales (< 100 ka) (Backman & Shackleton, 1983; Raffi *et al.*, 1993).

Very few stratigraphic and biostratigraphic studies have been done in the land areas of NE South America based on marine fossil faunas and there are few modern paleoceanographic and biostratigraphic calcareous nannofossil reconstructions (Mejía-Molina *et al.*, 2006, 2008; Fiorini & Jaramillo, 2006; Mejía-Molina *et al.*, 2010, in press). A better approximation to paleoceanographic conditions for offshore

Colombian Caribbean are compiled in several publications referred to the ODP 165 expedition, concretely for site 999 (Kameo & Bralower, 2000 and references therein).

A schematic calcareous nannofossil-based biostratigraphy zonation is presented for all sequences. Biozonal boundaries are traced according to the zonations of Martini (1971) and Bukry (1973, 1975), later codified by Okada & Bukry (1980). The time interval considered in this study corresponds to Late Eocene to Late Miocene, correspond to NP18 (CP15a) to NN10 (CN8) zones of Martini (1971) and Okada & Bukry (1980), respectively. These nannofossil biozonations are based on changes in the abundance patterns of taxa. Such changes may represent the first occurrence (FO) or last occurrence (LO) of taxa, a distinct rise or decline in abundance, an interval of peak abundance (Acme) or conversely, an interval of absence bracketed by presence (Paracme), or a prominent change in dominance between different taxa (Raffi *et al.*, 2006).

A detailed list of all expected bioevents -and auxiliary- that have been widely documented is given in the distribution charts. All examined samples of sequences contain in general medium to very abundant and diversified nannofossil assemblages with exceptional good preservation. The biostratigraphic analyses of this study partly encountered problems, especially since some nannofossil events are based on species with extremely rare occurrences.

The ODP biostratigraphy of Site 999 (Kameo & Bralower, 2000) documented less bioevents than the medium to high-resolution record of this study. Besides, the mentioned biostratigraphy study shows some occurrence data that were not identified within this study, neither in SEM nor LM. The other sequences, the Arroyo Alférez section and the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 core, represent the first

medium to high-resolution calcareous nannofossil-based study for the northern of Colombian.

5. Biochronology

An accurate time calibration of sediment sequences is of crucial importance to precisely date geological events and determine rates of change. It provides the basis for all interpretations concerning the history of ocean circulation, climate and the evolution of biota. The astronomical tuning method is based on the fact that cyclic changes in climate proxy records respond statistically convincing to variations in insolation. Age models were constructed by matching patterns of cyclic variation in climate proxy records with patterns of changes in solar radiation that are controlled by cyclic variations in Earth's orbital parameters (e.g. Hays *et al.*, 1976; Imbrie & Imbrie, 1980).

The astronomical tuning technique is at present the most accurate absolute dating method for sediment records spanning the time interval of the last 35 Ma for which astronomers provide a valid and precise orbital solution for variations in Earth's orbital parameters (eccentricity, obliquity, precession) (Laskar, 1999). Thus, correlation of sedimentary cycles to orbital parameters has resulted in the development of very accurate timescales for the Neogene (e.g. Laskar *et al.*, 1993; Hilgen *et al.*, 1995; Hilgen *et al.*, 1999; Hilgen *et al.*, 2003) and culminated in the 'Astronomically Tuned Neogene Time Scale' (ATNTS2004) (Lourens *et al.*, 2004), recently improved by Lisiecki & Raymo (2005) and Hüsing *et al.* (2007). An astronomical time scale integrates a framework of magnetostratigraphy, biostratigraphy, tephrochronology and oxygen isotope stratigraphy.

From late Eocene to late Oligocene there is not a time scale orbitally tuned. For this span of time the age of nannofossils events have been established with direct correlations of the events to magnetostratigraphy proposed by Berggren *et al.* (1985). Recently the nannofossils horizons proposed to the Neogene have been improved (Raymo *et al.* (1989), Shackleton & Hall (1989), Shackleton *et al.* (1990), Wei (1993), Raffi *et al.* (1993), Hilgen *et al.* (2003), Raffi *et al.*, 2006; Holbourn *et al.*, 2007).

In the sequences studied, the horizons of calcareous nannofossils identified for late Eocene to late Oligocene were established following the biochronology proposed by Berggren *et al.* (1985). After the FO/LO of *Sphenolithus delphix* in the Oligocene/Miocene boundary, the horizons are based on the new calibrations obtained in the tuned interval by Raffi *et al.* (2006). In recent years, the middle-late Miocene nannofossil events have been re-calibrated in Mediterranean sequences (Hüsing *et al.*, 2007, 2010), but in general; the ages proposed are considerably younger than the data obtained in Atlantic sites and only one data, the LO of *Sphenolithus capricornutus* (registered in the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4) has been considered in this study. The presence of two intervals of high abundance of *S. heteromorphus* clearly marked in both, the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 and in the ODP 999, allowed the definition of the *S. heteromorphus* acme zone.

Differences between low-global latitude biochronologies are referred to several genera of calcareous nannofossils occurrences but not compromise the stratigraphic successions of events in the records. However it is important to mention the evident lack of stratigraphic levels identified in the proximal sequences, the Arroyo Alférez and the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. The lost levels represent lack of sedimentation and constitute hiatuses but the events of calcareous nannofossils which are defined zone boundaries are not affected. On the other hand this investigation did not reveal the presence of hiatus at any level of ODP 999 record.

6. Paleoceanographic Evolution since early Miocene to late Miocene

The Cenozoic era is characterized by a long-term global cooling trend from early Paleogene ice-free 'greenhouse' conditions towards the Neogene 'icehouse' regime (Zachos *et al.*, 2001). The Mid-Miocene climate transition is a major cooling step in the Cenozoic climate evolution (Zachos *et al.*, 2001). The warm phase of the early Miocene, peaked in the *Middle Miocene Climatic Optimum* (MMCO; 17-14.5 Ma), was followed by the generally long-term cooling trend of the middle to late Miocene. The pronounced global cooling of the late Miocene marks a turning point in climate history (Shackleton & Kennett, 1975). The subsequent early to Mid-Pliocene represents the most recent period in Earth's history of sustained global warmth (e.g. Dowsett *et al.*, 1992; Ravelo & Andreasen, 2000; Billups, 2002) preceding the dramatic cooling associated with the onset of *Northern Hemisphere Glaciation* (NHG) at 2.74 Ma (Raymo *et al.*, 1996; Dowsett *et al.*, 1999; Bartoli *et al.*, 2005) as final step towards our recent climatic conditions.

❖ Paleoproductivity proxies and discussion

The global and regional changes occurred in the Caribbean sequences considered in this study are well reflected in the nannofossil assemblage character and in their fluctuation pattern. They are especially referred to *Sphenolithus*, *Reticulofenestra* <5µm and *Discoaster*. These taxa have been chosen in order to reconstruct the evolution of basin. Despite one of the three sequences analyzed has a time interval spanning from the late Eocene to early Miocene (the Arroyo Alférez section), the oceanographic outline is focused only on the simultaneous time interval among them: the early Miocene boundary to late Miocene.

In order to understand the probably causes for the exceptional high abundance of some species of *Sphenolithus* (*S. heteromorphus* and *S. abies*) identified, carefully qualitative analyses were made. The results are presented in percentages calculated only on the previous selected taxa (*Sphenolithus*, *Reticulofenestra* <5µm and *Discoaster*). In general the abundance pattern of the rest of taxa stays in the same proportions as after/before these intervals. In fact, the only outstanding event is referred to the small *Reticulofenestrids*. The unexpected simultaneous and almost total reduction of small *Reticulofenestrids* (mainly *Reticulofenestra minuta* and *Reticulofenestra minutula*) accompanies these episodes. Within this stratigraphic interval, *Discoaster* was often strongly overgrown, thus preventing the recognition of the different species of *Discoasterids* but some discrete changes in the abundance pattern were recognized. During these episodes the dominance of small sized *Sphenolithus* was also observed.

“Bloom” as generally used, is a rather imprecise term, but in this paper it is defined, arbitrarily, to refer only to the exceptional abundance of *Sphenolithus* that are constitutes stratigraphy intervals easily identified in the record, SDI (*Sphenolithus* Dominance Interval, Mejía-Molina *et al.*, 2010). Other member of genus *Sphenolithus* have showed a similar behavior. In sediment cores collected at NGHP 01 Oceanographic Campaign in 2007 (Arabian Sea) was recovered a complete rich -semi rich- calcareous nannofossil sequence covered since early Oligocene to recent. A very high abundance interval of well preserved *Sphenolithus distentus* mainly represented by small to medium sized specimens was described (Flores *et al.*, 2010; personal communication). They also observed the almost total absence in small *Reticulofenestrids* and a discrete increase in the *Reticulofenestra bisecta* abundance.

Also associated with *Sphenolithus* blooms is the research made by Raffi & Flores (1995). In that study the samples analyzed were taken from the ODP Leg 138 located in the Guatemala Basin, in an Oceanographic region known as the Costa Rica Dome, a surface upwelling area with associated high open-ocean productivity. They

reported characteristic high-abundance intervals (“bloom” in the original paper) of *S. heteromorphus* in sites 844 and 845. Recently an interval of exceptional abundance in *Sphenolithus morimorfis* has been observed in ODP site 999, hole B core recovered in Caribbean Sea (Mejía-Molina *et al.*, 2010; in preparation). As in the previous works, the dominance of small forms of *S. morimorfis* was observed.

Sphenolithus are useful stratigraphic markers because they present short ranges. An important but paleogeographically useful disadvantage of the *Sphenoliths* is that they become few to rare in abundance (or they are absolutely absent) as we are moving from low to high latitudes (e.g. Edwards, 1971; Perch-Nielsen, 1985; Pospichal *et al.*, 1992). Furthermore, as Perch-Nielsen (1972, 1985) has suggested, *Sphenoliths* are more common in relatively shallow-water paleoenvironments, as opposed to deep-marine, open-ocean ones, a fact which restricts their value as biostratigraphic indicators in various cases. *Sphenoliths* are considered taxa confined to warm well oxygenated surface waters and to open marine environments (Aubry, 1992; Fornaciari *et al.*, 1996), reliable indicators of warm-temperature surface waters (Bukry, 1973; Wei & Wise, 1989; Marzouk & Soliman, 2004) and characteristics in low latitude warm water assemblages (Haq & Lohmann, 1976; Haq, 1980; Lohmann & Carlson, 1981).

Sphenolithus are considered k-selected (“specialist”) taxa adapted to oligotrophic and warm-water environments (e.g., Haq & Lohmann, 1976; Chepstow-Lusty *et al.*, 1992). *Sphenolithus spp.* is also present in the sapropels and at the lower marls, and shows a similar trend as the warm-oligotrophic planktonic foraminifers (Flores *et al.*, 2005). This is in agreement with previous observations by Haq & Lohmann (1976), Lohmann & Carlson (1981), Flores & Sierro (1987), Flores *et al.* (1995) and Castradori (1998). Despite the more evident relationship between the significant *Sphenolithus* (and *Discoasterids* group) increase recorded in warmer conditions (Bukry, 1973; Haq & Lohmann, 1976; Haq, 1980; Lohmann & Carlson, 1981; Wei & Wise, 1989; Marzouk

& Soliman, 2004) no other relation has been proposed between *Sphenolithus* and *Discoaster* abundance pattern.

Studies performed in modern assemblages report the opportunistic behaviour of “small placoliths” (i.e. small *Reticulofenestrads*, Okada & Honjo, 1973) for Pacific Ocean sequences. Moreover, small *Noelaerhabdaceae* species increased their abundance during upwelling (Okada & Wells, 1997; Negri & Villa 2000; Flores *et al.*, 2000) and during periods of high fertility (Biekart, 1989). Although small *Reticulofenestrads* respond to nutrient enrichment by increasing their population size in the ocean, most of the exclusively recent subtropical species do not (Hulburt & Corwin, 1969, in: Brand, 1994). As previously noted (Okada & Honjo, 1973; Okada & Wells, 1997; Biekart, 1989) the abundance of small *Reticulofenestrads* is high in upwelling conditions. According with this idea, the small *Reticulofenestrads* group is also considered mesotrophically adapted taxa based on the ecology of modern small placoliths, including *Gephyrocapsa* spp. and *Emiliana huxleyi*, which are typically opportunists flourishing in higher-productivity settings (e.g. Winter *et al.*, 1994).

On the other hand, variations in the water surface productivity of coccolithophores (variations in the nutricline/thermocline position) have been monitored using the ratio (N) between *Noelaerhabdaceae* (inhabitants of the upper photic zone) and *Florisphaera profunda* (a lower photic zone inhabitant). High values in the N ratio imply a relative nutricline/thermocline position (Flores *et al.*, 2000). Very low abundances in *Noelaerhabdaceae* suggest a strong enhancement in the stratification of the water column.

The general distribution pattern of *Sphenolithus* in the sections is characterized by slight peaks in abundance at discrete levels. Notably characteristic high abundance intervals stratigraphically marked as acmes in *S. heteromorphus* (in middle Miocene

during the *Middle Miocene Climatic Optimum*, 17-14.5 Ma) and *S. abies* (in late Miocene) were registered in the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 and ODP 999 sequences. Both *S. heteromorphus* and *S. abies* are the dominant component of the nannofossil assemblage and reach the maximum abundances in the records, however they are not constitutes mono-specific assemblages. The unexpected simultaneous and almost total reduction of small *Reticulofenestrids* (mainly *R. minuta* and *R. minutula*) accompanies this episode.

Sphenolithus had showed an ecological response similar to that proposed for coccolithophores. Following this speculative concept the nannofloral fluctuation pattern recorded in the Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 and ODP 999 records reflects supra-orbital shifts between eutrophic and oligotrophic conditions, marked by drastic changes in *Reticulofenestra* <5µm (widely documented as “*r-selected*” specie and proxy for eutrophic conditions) and *Sphenoliths* (probable proxy for “warm”-oligotrophic conditions).

On the base of the speculative behavior of *Sphenolithus* -with dominance of small forms- it would be reasonable to predict that some species of *Sphenolithus* could be constitutes SDI in strong oligotrophic conditions and intense stratification of superficial water masses. They would be a proxy for oligotrophic conditions adapted to an enhancement in the stratification with a positive response to the increase of superficial temperatures. In the northern of Colombian and Caribbean Sea *Sphenolithus* had constituted SDI in both: shallow-water (Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4) and open marine (ODP 999) paleoenvironments.

7. Conclusiones

7.1 The Arroyo Alférez Section

Events in the Eocene/Oligocene boundary

- ❖ This study suggest the LO of *Reticulofenestra reticulata* (despite its low abundance in the assemblage) and the FO of *Cyclicargolithus floridanus* (with discretion), taking into account the extinction of species restricted to Eocene.

Late Eocene-early Oligocene interval

- ❖ 38 species were identified. They belong to 15 genera of calcareous nannofossils.
- ❖ The most representative calcareous nannofossil taxa identified are *Coccolithus pelagicus*, *R. bisecta* and *Reticulofenestra umbilicus*. We also note that *Sphenolithus* and *Helicosphaera* were abundant in some intervals. While *Discoaster* notably increase towards the top of the section. Rare specimens of *Toweius callosus*, *Zygrhablithus bijugatus* and *Pontosphaera* spp are present. Besides, small *Reticulofenestrids* are common in the assemblage.
- ❖ Biozones identified are belong to late Eocene (Priabonian) to early Oligocene (Rupelian), correspond to NP18 (CP15a) to NP23 (CP17 and CP18) zones of Martini (1971) and Okada & Bukry (1980), respectively.

Events in the Oligocene/Miocene boundary

- ❖ *S. delphix* has been proposed as a distinct and well-defined biohorizon to define the Oligocene/Miocene boundary. *S. delphix* was not identified in the section maybe because it is not presents or because its short stratigraphic range was not sampled. Besides, the beginning of Miocene is characterized by the absence of

nannoflora in several levels. The event better well-defined and recognizable is the LO of *R. bisecta*, widely documented to limit the NP25 (CP19) /NN1 (CN1) boundary.

Late Oligocene-middle Miocene interval

- ❖ 50 species were identified. They belong to 17 genera of calcareous nannofossils.
- ❖ The most representative calcareous nannofossil taxa identified are *C. pelagicus*, *R. bisecta* and *Reticulofenestra umbilicus*. *Sphenolithus* and *Helicosphaera* were also abundant in some intervals. *Discoaster* notably increases towards the top of the section.
- ❖ Biozones identified span from early Oligocene (Rupelian) to middle Miocene (Langhian-Serravallian), NP23 (CP17 and CP18) to NN5 (CN4) zones of Martini (1971) and Okada & Bukry (1980), respectively.
- ❖ All standard zones of Martini (1971), Bukry (1973, 1975) and Okada & Bukry (1980) are consistently recognizable in the section. However it is important to mention the evident lack of stratigraphic levels in the record. The lost levels represent lack of sedimentation and constitute hiatuses (minimum ~5.008 Ma) but the events of calcareous nannofossils which are defined zone boundaries are not affected. Besides they are several levels barren of calcareous nannofossils, mainly in the Oligocene/Miocene and early Miocene/middle Miocene transitions.
- ❖ 40 events between standard and auxiliary were identified, from the LO of *R. reticulata* (35 Ma; Berggren *et al.*, 1995) to the FO of *S. heteromorphus* (17.721 Ma; Raffi *et al.*, 2006). It is corresponding to ~0.431 Ma resolution.
- ❖ At the end of the record, the presence of *Helicosphaera waltrans* and *Helicosphaera walbersdorfensis* indicates the NN5 zone (with discretion), but their occurrences could be diachronous. On the other hand the FO of *Calcidiscus premacintyreii* was not identified. This event has been reported in the lower part of NN4 (Bown,

1998). This level represents the top of sequence because the rest of samples are barren.

7.2 The Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 Section

Events in the Oligocene/Miocene boundary

- ❖ *S. calyculus* and *S. capricornutus* have been documented as common to the beginning of Miocene, near to the Oligocene/Miocene boundary. Their FO's have been recorded before the FO of *S. delphix* and after the LO of *R. bisecta*. This interval is registered in the sequence after the only sample (the base of the record) with *R. bisecta*, suggested as a marker to the Oligocene/Miocene boundary. As *R. bisecta* is present only in one sample. Nevertheless, without absolute certainty, the position of its occurrence and its temporal distribution seem coherent.

Late Oligocene-middle Miocene interval

- ❖ 40 species were identified. They belong to 14 genera of calcareous nannofossils.
- ❖ The most representative calcareous nannofossil taxa identified are *C. floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *R. minuta* and *R. minutula*. *Sphenolithus* and *Helicosphaera* were also abundant in some intervals. *Discoaster* is presents in low abundance. Only *Discoaster deflandrei* and *Discoaster adamanteous* were identified. *R. bisecta* was recorded in one sample.
- ❖ Biozones identified span from late Oligocene (Chattian) to middle Miocene (Langhian-Serravallian), NP25 (CP19) to NN4 (CN3) zones of Martini (1971) and Okada & Bukry (1980), respectively.
- ❖ All standard zones of Martini (1971), Bukry (1973, 1975) and Okada & Bukry (1980) are consistently recognizable in the section. However it is important to

mention the evident lack of stratigraphic levels in the record. The horizons correspond to the LO of *R. bisecta* (with discretion because it was recognizable in only one sample) and the temporal range of *S. capricornutus* and *S. calyculus*, indicate that the interval of occurrence of *S. delphix* must be registered at the record. The unregistered level of *S. delphix* represents lack of sedimentation as a minimum of ~0.263 Ma but the events of calcareous nannofossils which are defined zone boundaries are not affected.

- ❖ 24 events between standard and auxiliary were identified, from the LO of *R. bisecta* (23.9 Ma; Berggren *et al.*, 1995) to the FO of *S. heteromorphus* (17.721 Ma; Raffi *et al.*, 2006). It is corresponding to ~0.257 Ma resolution.
- ❖ The record in the middle Miocene reflects supra-orbital shifts between eutrophic and oligotrophic conditions, marked by drastic changes in *Reticulofenestra* <5µm and *Sphenoliths* abundances. Two exceptional episodes of *S. heteromorphus* (SDI) were identified. Chronologically associated with the *Middle Miocene Climatic Optimum* (17-14.5 Ma, Zachos *et al.*, 2001).
- ❖ The end of the record is distinguished by a sharp reduction in nannofossil abundance and a marked poor preservation of specimens. This interval could be correlative to the middle-late Miocene "carbonate crash" (Farrell *et al.*, 1995; Lyle *et al.*, 1995; Pisias *et al.*, 1995).
- ❖ At the end of the record, the abundant presence of *H. ampliaperta* indicates the NN4 zone before its LO. On the other hand some specimens of *C. premacintyreii* aff. were identified in the last sample with nannoflora. This level represents the top of sequence because the rest of samples are barren.

7.3 The ODP 999 Section

Events in the Oligocene/Miocene boundary

- ❖ In the record the FO and LO of *S. delphix* were identified. *S. delphix* has been proposed as a distinct and well-defined biohorizon to define the Oligocene/Miocene boundary.

Early Miocene-late Miocene interval

- ❖ 50 species were identified. They belong to 17 genera of calcareous nannofossils.
- ❖ The most representative calcareous nannofossil taxa identified are *C. floridanus*, *C. abisectus*, *R. minuta*, *R. minutula* and *R. pseudoumbilicus*. *Sphenolithus* and *Helicosphaera* were also abundant in some intervals. *Discoaster* is presents in low abundance at the base of the record but notably increase towards the top of the section. The middle to late Miocene is characterized by great diversity in *Discoaster* when the specimens with five and six rays are common. The presence of large placoliths as *R. pseudoumbilicus* is also recorded.
- ❖ Biozones identified span from early Miocene (Aquitanian) to late Miocene (Tortonian), NN1 (CN1) to NN10 (CN8) zones of Martini (1971) and Okada & Bukry (1980), respectively.
- ❖ All standard zones of Martini (1971), Bukry (1973, 1975) and Okada & Bukry (1980) are consistently recognizable in the section. This research did not reveal the presence of hiatus at any level of ODP 999 record. However possible lacks of stratigraphic levels could be presented in narrow levels in the section.
- ❖ The resulting biostratigraphy substantially agrees with that proposed in the precedent study (Kameo & Bralower, 2000). They obtained a resolution of about ~0.604 Ma from the FO of *S. belemnos* (19.70 Ma) to the FO of *Minylitha convalis* (9.43 Ma). In this study it was increased to ~0.316 Ma from the FO of *S. delphix* (23.328 Ma; Raffi *et al.*, 2006) to the FO of *Discoaster pentaradiatus* (9.1 Ma; Raffi *et al.*, 2006).
- ❖ The record in the middle Miocene reflects supra-orbital shifts between eutrophic and oligotrophic conditions, marked by dramatic changes in *Reticulofenestra* <5µm and *Sphenoliths* abundance pattern. Two exceptional episodes of *S.*

heteromorphus (SDI) were identified. Chronologically associated with the *Middle Miocene Climatic Optimum* (17-14.5 Ma, Zachos *et al.*, 2001).

- ❖ To the end of middle Miocene the record shows a strong reduction in nannofossil abundance and poor preservation of specimens. This interval could be correlative to the middle-late Miocene "*carbonate crash*" (Farrell *et al.*, 1995; Lyle *et al.*, 1995; Pisias *et al.*, 1995).
- ❖ At the beginning of late Miocene an SDI of *S. abies* was observed. In this interval *Reticulofenestra* <5µm is almost absent of the record indicating a marked oligotrophic episode.
- ❖ Despite of the FO of *M. convalis* is quite difficult to precise, it has been documented in the base of NN10 after the LO of *Discoaster hamatus*. In the record the very abundance and good preservation of this specie characterizes the end of the record.



Referencias

Referencias

- Abels**, H.A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Kruk, R.W., Raffi, I., Turco, E., Zachariasse, W.J., 2005. Long-period orbital control on middle Miocene global cooling: integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Blue Clay Formation on Malta. *Paleoceanography* 20, PA4012.
- Acton**, G.D., Galbrun, B., King, J.W., 2000. Paleolatitude of the Caribbean Plate since the Late Cretaceous. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149-173.
- Andruleit**, H., 1996. A filtration technique for quantitative studies of coccoliths. *Micropaleontology* 42, 403-406.
- Aubry**, M.-P., 1986. Paleogene calcareous nannoplankton biostratigraphy of northwestern Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 55, 267-334.
- Aubry**, M.P., 1988. *Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton: Book 2. Ortholithae (Holococcoliths, Ceratoliths, Ortholiths and Others)*. Micropaleontology Press, American Museum of Natural History, New York, NY, 279 pag.
- Aubry**, M.-P., 1992. Late Paleogene calcareous nannoplankton evolution: a tale of climatic deterioration. *The Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Changes*. D. Prothero and W. A. Berggren, eds. Princeton University Press, 272-309.
- Aubry**, M.-P., 1993. Neogene allostratigraphy and depositional history of the De Soto Canyon area, northern Gulf of Mexico: *Micropaleontology* 39, 327-366.
- Aubry**, M.-P., 1998. Early Paleogene calcareous nannoplankton evolution: a tale of climatic amelioration. *Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records*. M.-P. Aubry, S. Lucas and W. A. Berggren, eds. Columbia University Press.
- Aubry**, M.-P., 2007. A major Pliocene coccolithophore turnover: Change in morphological strategy in the photic zone. *Geological Society of America Special Paper* 42, 25-51.
- Aubry**, M.-P., Berggren, W.A., Stott, L., Sinha, A., 1996. The upper Paleocene-lower Eocene stratigraphic record and the Paleocene-Eocene boundary carbon isotope excursion: implications for geochronology. *Geological Society, London, Special Publications*; 1996; v. 101, 353-380.
- Aubry**, M.P., Villa, G., 1996. Calcareous nannofossil stratigraphy of the Lemme-Carrosio Paleogene/ Neogene Global Stratotype Section and Point. *Giornale di Geologia*, 3a, 58, 51-69.
- Baumann**, K.H., Andruleit, H.A., Su, X., 1998. Comparison of different preparation techniques for quantitative nannofossil studies. *Journal of Nannoplankton Research* 20, 75-80.
- Baumann**, K.H., Böckel, B., Frenz, M., 2004. Coccolith contribution to South Atlantic carbonate sedimentation. En: H.R. Thierstein and J.R. Young, eds. *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer- Verlag Berlin Heidelberg, 367-402.

Backman, J., 1987. Quantitative calcareous nannofossil biochronology of middle Eocene through early Oligocene sediment from DSDP Sites 522 and 523. En: Stradner H. & Perch-Nielsen K., eds. INA Vienna Meeting 1985 Proceedings. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 39, 21-32.

Backman, J., E., Hermelin, J.O.R., 1986. Morphometry of the Eocene nannofossil *Reticulofenestra umbilicus* lineage and its biochronological consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 57, 103-116.

Backman, J., Pestiaux, P., 1987. Pliocene Discoaster abundance variations, Deep Sea Drilling Project Site 606; biochronology and paleoenvironmental implications. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 94, 903-910.

Backman, J., Pestiaux, P., Zimmerman, H., Hermelin, O., 1986. Palaeoclimatic and palaeoceanographic development in the Pliocene North Atlantic; Discoaster accumulation and coarse fraction data. Geological Society, London, Special Publications 21, 231-242.

Backman, J., Raffi, I., 1997. Calibration of Miocene nannofossil events to orbitally tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 154, 83-99.

Backman, J., Shackleton, N.J., 1983. Quantitative biochronology of Pliocene and Early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Marine Micropaleontology* 8, 141-170.

Backman, J., Schneider, D.A., Rio, D., Okada, H., 1990. Neogene low-latitude magnetostratigraphy from Site 710 and revised age estimates of Miocene nannofossil datum's events. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 271-276.

Báldi-Beke, M., 1984. The nannoplankton of the Transdanubian Palaeogene formations. *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica*, 43.

Barrera, R., Reyes, G., Guzmán, G., Franco, J., 1999. Memoria de la Plancha 31, Campo de La Cruz. INGEOMINAS. Bogotá.

Bartoli, G. et al., 2005. Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 33-44.

Beaufort, L., 1991. Adaptation of the random settling method for quantitative studies of calcareous nannofossils. *Micropaleontology* 37, 415-418.

Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Mix, A.C., Pisias, N.G., 2001. ENSO-like Forcing on Oceanic Primary Production During the Late Pleistocene. *Science* 293, 2440-2444.

Bellas, S.M., 1997. Calcareous nannofossils of the Tertiary Flysch (Post Eocene to Early Miocene) of the Ionian Zone in Epirus, NW-Greece: Taxonomy and Biostratigraphical correlations. *Berliner geowiss. Abh., E (22): I-VIII*, 173 pág. Berlin. Tesis doctoral. (Published PhD Thesis)

Benedek, von P.N., Muller, C., 1974. Nannoplankton-Phytoplankton Korrelation im Mittel- und Ober-Oligozan von NW-Deutschland: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 7, 385-397.

Benjamin, M., Johnson, N.M., Naeser, C.W., 1987. Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: evidence from fission-track dating. *Geology* 15, 680-683.

Berger, W.H., Roth, P.H., 1975. Oceanic micropaleontology: progress and prospect. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 13, 561-585

Berggren, W. A., Kent D. V., Swisher C. C., Aubry M. P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (W. Berggren, D. Kent, M. Aubry and J. Hardenbol, eds). Society for Sedimentary Geology Special Publications 54, 129-212.

Biekart, J.W., 1989. The distribution of calcareous nannoplankton in Late Quaternary sediments collected by the Snellius II Expedition in some southeast Indonesian basins. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen Series B-Palaeontology Geology Physics Chemistry Anthropology* 92, 77-141.

Billard, C., Inouye, I., 2004. What's new in coccolithophore biology? Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact. H.R. Thierstein and J.R. Young, eds. Springer Verlag, 1-29.

Billups, K., Ravelo, A.C., Zachos, J.C., Norris, R.D., 1999. Link between oceanic heat transport, thermohaline circulation, and the Intertropical Convergence Zone in the early Pliocene Atlantic. *Geology* 27, 319-322.

Billups, K., Schrag, D.P., 2002. Paleotemperatures and ice volume of the past 27 Myr revisited with paired Mg/Ca and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements on benthic foraminifera. *Paleoceanography* 17, 3-1.

Biolzi, M., Perch-Nielsen, K., Ramos, I., 1981. *Triquetrorhabdulus* -an Oligocene/Miocene calcareous nannofossil genus. *International Nannoplankton Association Newsletter* 3, 89-92.

Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K., 1985. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Earth Science Series. Cambridge University Press, Cambridge, 1032 pág.

Bollmann, J., 1997. Morphology and biogeography of *Gephyrocapsa* coccoliths in Holocene sediments. *Marine Micropaleontology* 29, 319-350.

Bown, P.R., 1998. *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy* (Paul Bown, ed). Chapman & Hall. 315 pág.

Bown, P.R., 2005. Calcareous nannoplankton evolution: a tale of two oceans. *Micropaleontology* 51, 299-308.

Bown, P.R., Lees, J.A., Young, J.R., 2004. Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. *Coccolithophore. From Molecular Processes to Global Impact*. H. R. Thierstein and J. R. Young, eds. Springer Verlag, 481-505.

Bown, P.R., Young, J.R., 1998. Introduction. En: P.R. Bown, ed. *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic, Dordrecht, 1-15 pág.

- Bramlette**, M., Riedel, W.R., 1954. Stratigraphic value of *Discoasters* and some other microfossils related to Recent coccolithophores. *Journal of Paleontology* 28, 385-403.
- Braarud**, T., 1979. The temperature range of the non-motile stage of *Coccolithus pelagicus* in the North Atlantic region. *British Phycological Journal* 14, 349-352.
- Brand**, L.E., 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. En: A. Winter and W. Siesser, eds. *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, 39-49.
- Bralower**, T.J., 2002. Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690 Maud Rise, Weddell Sea. *Paleoceanography* 17, 1-13.
- Bralower**, T.J., Bown, P.R., Siesser, W., 1991. Significance of Upper Triassic nannofossils from the Southern Hemisphere (ODP Leg 122, Wombat Plateau, NW Australia). *Marine Micropaleontology* 17, 119-154.
- Broecker**, W.S., Peng, T.H., 1986. Global carbon cycle. *Radiocarbon* 28, 309-327.
- Brönnimann**, P., Stradner, H., 1960. Die Foraminiferen- und Discoasteridenzonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. *Erdölzeitschr. Für Bohr-u. Fördertechnik* 76, 364-369.
- Brummer**, G.J.A., van Eijden, A.J.M., 1992. "Blue-ocean" paleoproductivity estimates from pelagic carbonate mass accumulation rates. *Marine Micropaleontology* 19, 99-117.
- Bukry**, D., 1971b. Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean- San Diego. *Society Natural History Transactions* 16, 303-328.
- Bukry**, D., 1972. Coccolith stratigraphy – Leg 14. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 14, 487-494.
- Bukry**, D., 1973. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Tasman Sea and Southern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg21. *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project* 21, 885-893.
- Bukry**, D., 1973b. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, 685-703.
- Bukry**, D., 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 32, 677-701.
- Bukry**, D., 1976. Coccolith stratigraphy of Manihiki Plateau, Central Pacific, Deep Sea Drilling Project, Site 317. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 33, 493-501.
- Bukry**, D., 1977. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, South Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 39. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 39, 825-839.
- Bukry**, D., Bramlette, M.N., 1970. Coccolith age determinations Leg 3, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 3, 589-611.
- Bukry**, D., Douglas, R., King, S., Krasheninnikov, V., 1971. Planktonic microfossil biostratigraphy of the northwestern Pacific Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 6, 1253-1300.

- Bürgl**, H., 1959. Bioestratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. Servicio Geológico Nacional, Boletín de Geología 5(2), 113-185.
- Bürgl**, H., 1961. Sedimentación cíclica en el geosinclinal cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia. Servicio Geológico Nacional, Boletín de Geología 7 (1-3), 85-118.
- Burke**, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. Annual Review Earth Planetary Science 16, 201-230.
- Cachão**, M., Moita, M. T., 1995. *Coccolithus pelagicus*, a sort of productivity proxy? Abstracts 6th International Nannoplankton Conference, Copenhagen, 33-34.
- Cachão**, M., Moita, M.T., 2000. *Coccolithus pelagicus*, a productivity proxy related to moderate fronts off Western Iberia. In: Nannoplankton ecology and palaeoecology. Marine Micropaleontology 39, 131-155.
- Caro**, M., Spratt, D., 2003. Tectonic evolution of the San Jacinto fold belt, NW Colombia. Canadian Society of Exploration Geophysicists Recorder, 36-43.
- Case**, J.E., Shagam, R., Giegengack, R.F., 1990. The geology of the northern Andes; an overview. En Dengo, G., and Case, J.E, eds). The Caribbean Region. Geological Society of American, Geology of North America Series, H, 177-200.
- Castradori**, D., 1998. Calcareous nannofossils in the basal Zanclean of the eastern Mediterranean Sea: remarks on Paleooceanography and sapropel formation. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 160, 113-123.
- Chapman**, M., Chepstow-Lusty, A., 1997. Late Pliocene climatic change and the global extinction of the discoasters: an independent assessment using oxygen isotope records. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 134, 109-125.
- Chepstow-Lusty**, A., Backman, J., Shackleton, N.J., 1989. Comparison of upper Pliocene *Discoaster* abundance variations from North Atlantic Sites 552, 607, 659 and 662: further evidence for marine plankton responding to orbital forcing. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 108, 121-141.
- Chepstow-Lusty**, A., Backman, J., Shackleton, N.J., 1992. Comparison of Upper Pliocene Discoaster abundance variations from the Atlantic, Pacific and Indian Oceans: the significance of productivity pressure at low latitudes. Memoirs of Science Geological 44, 357-373.
- Coates**, Anthony G., Aubry, Marie-Pierre, Berggren, William A., Collins, Laurel S., 2003. Early Neogene history of the Central American arc from Bocas del Toro, western Panama. Geological Society of America Bulletin 115, 271-287.
- Colmenero-Hidalgo**, E., Flores, J.-A., Sierro, F.J., 2002. Biometry of *Emiliania huxleyi* and its biostratigraphic significance in the eastern North Atlantic Ocean and western Mediterranean Sea in the last 20 000 years. Marine Micropaleontology 86, 1-17.

- Cros, L., Kleijne, A., Billard, C., Young, J., R., 2000.** New examples of holococcolith-heterococcolith combination coccospheres and their implications for coccolithophorid biology. *Marine Micropaleontology* 39, 1-34.
- Crux, A.J., Van Heck, S.E., 1989.** Nannofossils and their applications. Jason A. Crux and Shirley E. Van Heck Eds. *Proceedings of the International Nannofossil Association Conference, London 1987. British Micropaleontological Society Series, 356 pág.*
- Curry, W.B., Shackleton, N.J., Richter, C., et al., 1995.** *Proceedings of the ODP, Initial Reports, vol. 154. Ocean Drilling Program, College Station, TX.*
- Dall'Antonia, B., Di Stefano A., Foresi L.M., 2001.** Integrated micropalaeontological study (ostracods and calcareous plankton) of the Langhian western Hyblean successions (Sicily, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 176, 59-80.
- De Kaenel, E., Villa, G., 1996.** Oligocene-Miocene calcareous nannofossils biostratigraphy and paleoecology from the Iberia Abyssal Plain. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 149, 79-145.
- Dennison, J.M., Hay, W.W., 1967.** Estimating the needed sampling area for subaquatic ecologic studies. *Journal of Paleontology* 41, 706-708.
- De Porta, J., 2003.** La formación del istmo de Panamá y su incidencia en Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias* 27, 191-216.
- De Vargas, C., Aubry, M. P., Probert, I. Young, J., 2007.** Origin and evolution of Coccolithophores: from coastal hunters to oceanic farmers. En: Falkowski, P. G. Knoll, A, eds. *Evolution of Primary Producers in the Sea. Academic Press, 251-285.*
- Di Nocera, S., Scandone, P., 1977.** Triassic nannoplankton limestones of deep basin origin in the Central Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 21, 101-111.
- Di Stefano, A., 1993.** Contributo alla biostratigrafia a nannofossili calcarei del Miocene dell'area Mediterranea - Analisi di sequenze mioceniche attraverso l'orogene centro-mediterraneo. Unpublished Ph.D. Thesis (V Ciclo), University of Catania, 148 pp.
- Dowsett, H.J. et al., 1992.** Micropaleontological Evidence for Increased Meridional Heat Transport in the North Atlantic Ocean During the Pliocene. *Science* 258, 1133-1135.
- Dowsett, H.J. et al., 1999.** Middle Pliocene paleoenvironmental reconstruction. PRISM2, U.S. Geological Survey Open-File Report 99-535, 13pp.
- Duque-Caro, H., 1972a.** Ciclos tectónicos y sedimentarios en el Norte de Colombia y sus relaciones con la Paleocología. *Boletín Geológico. INGEOMINAS* 19, 1-23.
- Duque-Caro, H., 1972b.** Relaciones entre la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía en el llamado Geosinclinal de Bolívar. *Ibid* 19, 25-88.
- Duque-Caro, H., 1973.** Foraminíferos plantónicos y el terciario de Colombia. INGEOMINAS, Informe 1651. Bogotá.

Duque-Caro, H., 1979. Major structural elements and evolution of northwestern Colombia. In: Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. Watkins, J.S., Montadert, L and Dickerson, P.W, eds. American Association of Petroleum Geologists Memoir 29, 329 -351.

Duque-Caro, H., 2001. Análisis bioestratigráficos de 250 muestras de 5 pozos de las cuencas de San Jorge, Sinú, Plato y Barranquilla en el Valle Inferior del Magdalena. Informe Interno, ICP-ECOPETROL S.A, 293 pág.

Duque-Caro, H., Guzmán, G., Hernández, R., 1996. Geología de la Plancha 38, Carmen de Bolívar. INGEOMINAS, Bogotá.

Eames, F.E., 1955. The Miocene-Oligocene boundary in the Caribbean region, *Geologica Magna*, 92 (1), 86 pág.

Eames, F.E. et al., 1962. Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlations, Cambridge University Press 162, p 20.

Ecopetrol-ICP., 2000. Evaluación Regional Integrada Cuenca Valle Inferior del Magdalena, Informe Técnico de ECOPETROL S.A, Tomo VII.

Edwardsen, B., Eikrem, W., Green, J.C., Andersen, R.A., Yeo Moon-Van Der Staay, S., Medlin, L.K., 2000. Phylogenetic reconstructions of the Haptophyta inferred from 18S ribosomal DNA sequences and available morphological data. *Phycologia* 39, 19-35.

Ehrenberg, Ch.G., 1836. Bemerkungen über feste mikroskopische anorganische Formen in den erdigen und derben Mineralien. *Abhandlungen der Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 216 pág.

Falkowski, P.G., Katz, M.E., Milligan, A.J., Fennel, K., Cramer, B.S., Aubry, M.P., Berner, R.A., Novacek, M.J., Zapol, W.M., 2005. The rise of oxygen over the past 205 million years and the evolution of large placental mammals. *Science* 309, 2202-2204.

Farrell, J.W., Raffi, I., Janecek, T.R., Murray, D.W., Levitan, M., Dadey, K.A., Emeis, K-C, Lyle, M., Flores, J.-A., Hovan, S., 1995. Late Neogene sedimentation patterns in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 138, 717-756.

Fatela, F., Taborda, R., 2001. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology* 45, 169-174.

Fincham, M. J., Winter, A., 1989. Paleooceanographic interpretations of coccoliths and oxygen isotopes from the sediment surface of the southwest Indian Ocean. *Marine Micropaleontology* 13, 325-351.

Findlay, C.S., Flores, J.A., 2000. Subtropical Front fluctuations south of Australia (45°09'S, 146°17'E) for the last 130 ka years based on calcareous nannoplankton. *Marine Micropaleontology* 40, 403-416.

Findlay, C.S., Giraudeau, J., 2002. Movement of oceanic fronts south of Australia during the last 10 ka: interpretation of calcareous nannoplankton in surface sediments from the Southern Ocean. *Marine Micropaleontology* 46, 1-14.

Fiorini, F., Jaramillo, C.A., 2007. Paleoenvironmental reconstruction of the Oligocene-Miocene deposits of Southern Caribbean (Carmen de Bolívar, Colombia) based on benthic foraminifera. *Boletín de Geología* 29, 47-55.

Firth, J.V., 1992. Analysis of the taxonomic, biostratigraphic and evolutionary relationships of species of the calcareous nannofossil genus *Cyclicargolithus* Bukry (1971) from the upper Eocene and Oligocene of the North Atlantic. En: Decima, F.P., Monechi, S., Rio, D, eds. *Proceedings of International Nannoplankton Conference, Firenze 1989. Memorie di Scienze Geologiche XLII, 43, 237-259.*

Flores, J. A., 1985. Nanoplankton calcáreo en el Neógeno del borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España). Memoria Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.). 714 pp.

Flores, J.A., Bárcena, M.A., Sierro, F.J., 2000. Ocean surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140.000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 459-478.

Flores, J.A., Colmenero-Hidalgo, E., Mejía-Molina A.E., Baumann, K-H., Henderiks, J., Larsson, K., Prabhu, C N., Sierro, F. J., Rodrigues, T., 2010. Distribution of large *Emiliania huxleyi* in the Central and Northeast Atlantic as a tracer of surface ocean dynamics during the last 25,000 years. *Marine Micropaleontology* 76, 53-66.

Flores, J.-A., Gersonde, R., Sierro, F. J., 1999. Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current retroflection based on the calcareous plankton record. *Marine Micropaleontology* 37, 1-22.

Flores, J.A., Sierro, F.J., 1987. Calcareous plankton in the Tortonian- Messinian transition series of the northwestern edge of the Guadalquivir basin. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 39, 67-84.

Flores, J.-A., Sierro, F.J., 1997a. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology* 43, 321-324.

Flores, J.A., Sierro, F.J., 2007. Coccolithophores. En: Scott, A. Elias (Ed.). *Encyclopedia of Quaternary Science, 1634-1647.* Editorial: Elsevier, Amsterdam, Holanda.

Flores, J.A., Sierro, F. J., Filipelli, G., Barcena, M.A., Vázquez, A., Utrilla, R., 2005. Surface water dynamics and phytoplankton communities during deposition of cyclic late Messinian sapropel sequences in the western Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 56, 50-79.

Flores, J.-A., Sierro, F. J., Francés, G., Vázquez, A., Zamarreño, I., 1997b. The last 100,000 years in the western Mediterranean: sea surface water and frontal dynamics as revealed by coccolithophores. *Marine Micropaleontology* 29, 351-366.

Flores, J.A., Sierro, F.J., Glacon, G., 1992. Calcareous plankton analysis in the pre-evaporitic sediments of the ODP site 654 (Tyrrhenian Sea, Western Mediterranean). *Micropaleontology* 38, 279-288.

Flores, J.A., Sierro, F.J., Raffi, I., 1995. Evolution of the calcareous nannofossil assemblage as a response to the paleoceanographic changes in the eastern equatorial Pacific Ocean from 4 to 2 Ma (Leg 138, Sites 849 and 852). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 138, 163-176.

Flower, B.P., Zachos, J.C., Paul, H., 1997. Milankovitch-scale climate variability recorded near the Oligocene/Miocene boundary. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 154, 433-439.

Fornaciari, E., Backman, J., Rio, D., 1993. Quantitative distribution patterns of lower to middle Miocene calcareous nannofossils from the Ontong Java Plateau. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 130, 245-256.

Fornaciari, E., Di Stefano, A., Rio, D., Negri, A., 1996. Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology* 42, 37-63.

Fornaciari, E., Raffi, I., Rio, D., Villa, G., Backman, J., Olafsson, G., 1990. Quantitative distribution patterns Oligocene and Miocene calcareous nannofossils from the western equatorial Indian Ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 115, 237-254.

Fornaciari, E., Rio, D., 1996. Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology* 42, 1-36.

Garecka, M., 2005. Calcareous nannoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene-Miocene, Inner Carpathians, Poland). *Studia Geologica Polonica* 124, 353-369.

Gartner, S., 1977. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Marine Micropaleontology* 2, 1-25.

Gartner, S., 1992. Miocene nannofossil chronology in the North Atlantic, DSDP Site 608. *Marine Micropaleontology* 18, 307-331.

Garzón, S., 2007. Dinoflagelados del Oligoceno Temprano - Mioceno Temprano de la sección Arroyo Alférez, Colombia. Trabajo de Grado. Escuela de Geología, UIS, 156 pág.

Geisen, M., Billard., C., Broerse, A.T.C., Cros, L., Probert, I., Young, J.R., 2002. Life-cycle associations involving pairs of holococcolithophorid species: Intraspecific variation or cryptic speciation? *European Journal of Phycology* 37, 1-14.

Geitzenauer, K.R., Roche, M.B., McIntyre, A., 1976. Modern pacific coccolithophore assemblages: derivation and application to Late Pleistocene paleotemperature analysis. En: Cline, R. M. and Hays, J. D, eds. *Investigations of Late Quaternary Paleocanography and Paleoclimatology*. Geological Society of America (GSA) 145, 423-428.

Geitznauer, K. R., Roche, M. B., McIntyre, A., 1977. Coccolith biogeography from North Atlantic and Pacific surface sediments. En: *Oceanic Micropaleontology* (A. T. S. Ramsay, ed.), vol. 2, Academic Press, Nueva York, 973-1008.

Gibbs, S., Bralower, T., Bown, P., Zachos, J., Bybell, L., 2006. Shelf and open-ocean calcareous phytoplankton assemblages across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for global productivity gradients. *Geology* 34, 233-236.

Gibbs, S., Shackleton, N., Young, J., 2004. Orbitally forced climate signals in mid-Pliocene nannofossil assemblages. *Marine Micropaleontology* 51, 39-56.

Giraudeau, J., 1992. Distribution of Recent nannofossils beneath the Benguela System; Southwest African continental margin. *Marine Geology* 108, 219-237.

Guzmán, G., 2006. Stratigraphy and sedimentary environment and implications in the Plato Basin and the San Jacinto Belt Northwestern Colombia. University of Liège, 487 pág. Tesis doctoral.

Hagino, K., Okada, H., 2006. Intra- and infra-specific morphological variation in selected coccolithophore species in the equatorial and subequatorial Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology* 58, 184-206.

Haq, B.U., 1980. Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean. *Micropaleontology* 25, 414-443.

Haq, B.U., Lipps, J.H., 1971. Calcareous nannoplankton and silicoflagellate, Site 69 to 75. Reports of the Deep Sea Drilling Project 8, 143-146.

Haq, B.U., Lohmann, G.P., 1976. Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology* 1, 119-194.

Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001a. Southward migration of the Intertropical convergence zone through the holocene. *Science* 293, 1304-1308.

Haug, G.H., Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature* 393, 673-676.

Hay, W. W., 1970. Calcareous nannofossils from cores recovered on Leg 4. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 4, 455-501.

Hay, W.W., 2004. Carbonate fluxes and calcareous nannoplankton. En: H.R. Thierstein and J.R. Young, eds. *Coccolithophores. From molecular processes to global impact*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 509-528.

Hay, B.J., Honjo, S., 1989. Particle sources in the present and Holocene Black Sea. *Oceanography* 2, 26-31.

Hay, W. W., Mohler, H.P., 1969. Paleocene-Eocene calcareous nannoplankton and high resolution biostratigraphy. En: Brönnimann, P & Renz, H.H, eds. *Proceedings first international conference on planktonic microfossils*, Geneva, II, 250-253.

Hay, W. W., Mohler, H. P., Roth, P. H., Schmidt, R. R., Boudreaux, J. E., 1967. Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation. *Transactions Gulf Coast Association Geological Society* 17, 428-480.

Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in Earth's orbits: pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194, 1121-1132.

Hibberd, D.J., 1976. The ultrastructure and taxonomy of the *Crysoephyceae* and *Prymnesiophyceae* (*Haptophyceae*): a survey with some new observations on the ultrastructure of the *Chrysoephyceae*. *Botanical Journal of the Linnean Society* 72, 55-80.

Hilgen, F.J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Raffi, I., Turco, E., 2003. Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (middle-upper Miocene, northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 199, 229-264.

Hilgen, F.J., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Villa, A.G., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., 2000b. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Messinian Stage (uppermost Miocene). *Episodes* 23, 1-6.

Hilgen, F.J., Krijgsman, W., 1999. Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy). *Terra Nova* 11, 16-22.

Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A., Zachariasse, W.J., 1995. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 495-510.

Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Raffi, I., Turco, E., Zachariasse, W.J., 2000a. Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy). *Marine Micropaleontology* 38, 181-211.

Hills, S.J., Thierstein, H.R., 1989. Plio-Pleistocene calcareous plankton biochronology. *Marine Micropaleontology Plankton Biochronology* 14, 67-96.

Holbourn, A., Kuhnt, W., Schulz, M., Flores, J. A., Andersen, N., 2007. Orbitally-paced climate evolution during the middle Miocene "Monterey" carbon-isotope excursion. *Earth and Planetary Science Letters* 261, 534-550.

Holligan, P.M., Fernández, E., Aiken, J., Balch, W.M., Boyd, P., Burkill, P.H., Finch, M., Groom, S.B., Malin, G., Muller, K., Purdie, D.A., Robinson, C., Trees, C.C., Turner, S.M., van der Waal, P., 1993. A biogeochemical study of the coccolithophore *Emiliania huxleyi* in the North Atlantic. *Global Biogeochemical Cycles* 7, 879-900.

Honjo, S., 1976. Coccoliths: Production, Transportation and Sedimentation. *Marine Micropaleontology* 1, 65-79.

Honjo, S., 1977. Biogeography and Provincialism of Living Coccolithophorids in the Pacific Ocean. En: *Oceanic Micropaleontology* (A. T. S. Ramsay, ed.), vol. 2, Academic Press, Nueva York, 951-972.

- Honjo, S., Okada, H., 1974.** Community structure of coccolithophores in the photic layer of the mid-Pacific, *Micropaleontology* 20, 209-230.
- Hulburt, E., 1963.** Distribution of Phytoplankton in Coastal Waters of Venezuela. *Ecology* 44, 169-171.
- Hüsing, S.K., Hilgen, F.J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., 2007.** Completing the Neogene geological time scale between 8.5 and 12.5 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 340-358.
- Hüsing, S.K., Cascella, A., Hilgen F.J., Krijgsman W., Kuiper K.F., Turco E., Wilson, D., 2010.** Astrochronology of the Mediterranean Langhian between 15.29 and 14.17 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 254-269.
- Imbrie, J., Imbrie, J.Z., 1980.** Modeling the Climatic Response to Orbital Variations 10.1126/science.207.4434.943. *Science*, 207(4434): 943-953.
- Isozaki, Y., 1997.** Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea. *Science* 276, 235-238.
- ISSC., 2006.** International Subcommittee on Stratigraphic Classification, ISSC. International Commission on Stratigraphy International Union of Geological Sciences, Newsletter N.10 (circular n. 111), 1-40.
- Jafar, A.S., 1983.** Significance of Late Triassic calcareous nannoplankton from Austria and Southern Germany. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 166, 218-259.
- Jordan, R.W., Chamberlain, A.H.L., 1997.** Biodiversity among haptophyte algae. *Biodiversity and Conservation* 6, 131-152.
- Jordan, R. W., Kleijne, A., 1994.** A classification system for living coccolithophores. En: *Coccolithophores*. A. Winter and W.G. Siesser, eds. Cambridge University Press, 83-105.
- Jordan, R.W., Zhao, M., Eglinton, G., Weaver, P.P.E., 1996.** Coccolith and alkenone stratigraphy and palaeoceanography at an upwelling site off NW Africa (ODP 658C) during the last 130.000 years. En: Whatley, R., Mokuilevsky, A, eds. *Microfossils and Oceanic Environments*. University of Wales, Aberystwyth Press, Aberystwyth, 111-130.
- Kameo, K., Bralower, T.J., 2000.** Neogene calcareous nannofossil biostratigraphy of Sites 998, 999, and 1000, Caribbean Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 165, 3-17.
- Kennett, J.P., Houtz, R.E., et al., 1975.** Cenozoic paleoceanography in the Southwest Pacific Ocean, Antarctic Glaciation, and the development of circum-Antarctic current, DSDP, Leg 29. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 29, 1155 pág.
- Kennett, J.P., Stott, L.D., 1990.** Proteus and proto-oceanus: ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results; ODP 113. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results* 113, 865-880.
- Keller, G., Barron, J.A., 1983.** Paleocceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses *Geological Society of America Bulletin* 94, 590-613.

Kellogg, J.N., 1984. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá and adjacent basins. En: Bonini W., Hargraves, R.B., Shagan, R, eds. The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of America Memoirs 162, 239-261.

Kellogg, J., Toto, E., Ceron, J., 2005. Structure and Tectonics of the Sinú-San Jacinto accretionary prism in Northern Colombia. X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá.

Knappertsbusch, M., 2000. Morphologic evolution of the coccolithophorid *Calcidiscus leptoporus* from the early Miocene to Recent. *Journal of Paleontology* 74, 712-730.

Kinkel, H., Baumann, K.-H., Cepek, M., 2000. Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and Late Quaternary surface water variability. *Marine Micropaleontology* 39, 87-112.

Klitgord, K.D., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. En Vogt, P.R., and Tucholke, B.E, eds.). *The Geology of North America (Vol. M): The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America, 351-378.

Krhovský, J., Adamowá, J., Hladikowa, J., Maslowská, H., 1992. Paleoenvironmental changes across the Eocene-Oligocene boundary in the Danice and Pouzdrany Units (Western Carpathians, Czechoslovakia): The long-term trend and orbitally forced changes in calcareous nannofossil assemblages. En: Hamrsmid, B. & Young, J, eds. *Nannoplankton Research. Proceedings of Fourth INA Conference, Prague, 1991*, 105-187.

Krijgsman, W., Gaboardi, S., Hilgen, F.J., Iaccarino, S., de Kaenel, E., van der Laan, E., 2004. Revised astrochronology of the Ain el Beida section (Atlantic Morocco): no glacio-eustatic control for the onset of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy* 1, 87-101.

Kroenke, L.W., Berger, W.H., Janecek, T.R., et al., 1991. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 130*, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Lancis Sáez, C., 1998. El nanopláncton calcáreo de las cuencas Neógenas orientales de la Cordillera Bética. Universidad de Alicante, 841 pág. Tesis doctoral.

Laskar, J., 1999. The limits of Earth orbital calculations for geological time scale use. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical Physics and Science* 357, 1735-1759.

Laskar, J., Joutel, F., Boudin, F., 1993. Orbital, precessional and insolation quantities for the Earth from 20 Myr to ± 10 Myr. *Astronomy and Astrophysics* 270, 522-533.

Lear, C.H., Elderfeld, H., Wilson, P.A., 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science* 287, 269-272.

Lipps, J., 1969. *Triquetrorhabdulus* and Similar Calcareous Nannoplankton. *Journal of Paleontology* 43, 1029-1032.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(PA1003): doi:10.1029/2004PA001071.

- Lohmann, G.P., Carlson, J.J., 1981.** Oceanographic Significance of Pacific Late Miocene Calcareous Nannoplankton. *Marine Micropaleontology* 6, 553-579.
- Lourens, L.J., 2004.** Revised tuning of Ocean drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implication for the $\delta^{18}\text{O}$, tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic chronologies of the past 1.1 Myr. *Paleoceanography* 19, PA3010.
- Lourens, L.J., Hilgen, F., Laskar, J., Shackleton Nicholas, J., Wilson, D.S., 2004.** The Neogene Period. *Geological Time Scale*. Cambridge University Press, 409-440 pág.
- Lyle, M., Dadey, K.A., Farrell, J.W., 1995.** The late Miocene (11-8 Ma) eastern Pacific carbonate crash: evidence for reorganization of deep-water circulation by the closure of the Panama gateway. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 138, 821- 838.
- Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Crowley, T.J., 1990.** Ocean general circulation model sensitivity experiment with an open Central American isthmus. *Paleoceanography* 5, 349-366.
- Maiorano, P., Monechi, S., 1998.** Revised correlations of Early and Middle Miocene calcareous nannofossil events and magnetostratigraphy from DSDP Site 563 (North Atlantic Ocean). *Marine Micropaleontology* 35, 235-255.
- Marzouk, A., Soliman, S., 2004.** Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Paleogene sediments on an onshore-offshore transect of Northern Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 38, 155-168.
- McIntyre, A., 1967.** Coccoliths as paleoclimatic indicators of Pleistocene glaciation. *Science* 158, 1314-1317.
- McIntyre, A., Bé, A.W.H., 1967.** Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean - I. Placoliths and Cyrtoliths. *Deep-Sea Research* 14, 561-597.
- McIntyre, A., Bé, A., Roche, M., 1970.** Modern Pacific Coccolithophorida: a paleontological thermometer. *Transactions of the New York Academy of Science II* 32/6, 720-731.
- McIntyre, A., Ruddiman, W.R., Jantzen, R., 1972.** Southward penetrations of the North Atlantic Polar Front: faunal and floral evidence of large-scale surface water mass movements over the last 225,000years. *Deep-Sea Research* 19, 61-77.
- Margalef, R., 1967a.** Some concepts relative to the organization of plankton. *Oceanography and Marine Biology Annual Review* 5, 257-289.
- Margalef, R., 1967b.** The food web in pelagic environment. *Helgoländer Wissenschaftliche Meeresuntersuchungen* 15, 548-559.
- Margalef, R., 1978.** Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanologica Acta* 1, 493-509.
- Martini, E., 1971.** Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. En: Farinacci, A, ed. *Proceedings of the II Planktonic Conference*. Roma 1970, 2, 739-785.

- Martini, E.**, 1986. Paleogene Calcareous Nannoplankton from the Southwest Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 90. En: Kennett, J. P., von der Borch, C. C., eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 90, 747-761.
- Martini, E., Müller, C.**, 1986. Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. *Newsletter Stratigraphy* 16, 99-112.
- Martini, E., Worsley, T.**, 1970. Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature* 225, 289.
- Mejía-Molina, A.**, 2005. Reconstrucción de la dinámica oceánica superficial en el Atlántico tropical nororiental durante el último ciclo climático. Tesis de Maestría. Universidad de Salamanca, 120 pág.
- Mejía, A. E., Flores, J. A., Torres, V.**, 2006. Nanofósiles Calcáreos de la Sección Arroyo Alférez (Carmen de Bolívar): una biozonificación preliminar para el Oligoceno-Mioceno medio del Norte de Colombia. *Boletín de Geología* 29, 21-28.
- Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres Torres, V., Sierro, F.J.**, 2008. Análisis bioestratigráfico mediante Nanofósiles Calcáreos para el Oligoceno-Mioceno medio del norte de Colombia. Sección de superficie del Arroyo Alférez, Colombia. *Revista Española de Micropaleontología* 40, 135-149.
- Melinte, M.**, 1993. Contributions at the establishment of the Oligocene/Miocene boundary in the Tarcau Nappe from the Buzau Valley based on calcareous nannoplankton associations. *Romanian Journal of Stratigraphy* 75, 91-96.
- Miller, K.G., Aubry, M.-P., Khan, M. J., Melillo, A., Kent, D. V., Berggren, W. A.**, 1985, Oligocene-Miocene biostratigraphy, magnetostratigraphy, and isotopic stratigraphy of the western North Atlantic. *Geology* 13, 257-261.
- Miller, K.G., Wright, J.D., Fairbanks, R.G.**, 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of Geophysical Research* 96, 6829-6848.
- Milliman, J.D.**, 1993. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a non steady state. *Global Biogeochemical Cycles* 7, 927-957.
- Molfinio, B., McIntyre, A.**, 1990. Precessional Forcing of Nutricline Dynamics in the Equatorial Atlantic. *Science* 249, 766-769.
- Monechi, S.**, 1986. Calcareous nannofossil events around the Eocene- Oligocene boundary in the Umbrian Apennines (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 57, 61-70.
- Monechi, S., Buccianti, A., Gardin, S.**, 2000. Biotic signals from nannoflora across the iridium anomaly in the upper Eocene of the Massignano section: evidence from statistical analysis. *Marine Micropaleontology* 39, 219-237.
- Morris, A.E.L., Taner, I., Meyerhoff, H.A., Meyerhoff, A.A.**, 1990. Tectonic evolution of the Caribbean region: alternative hypothesis. En Dengo, G., and Case, J.E, eds. *The Caribbean Region*. Geological Society of America, 433-457.

- Müller, C.**, 1970. Nannoplankton-Zonen der Unteren Meeresmolasse Bayerns. *Geologica Bavarica* 63, 107-117.
- Müller, C.**, 1976. Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton in the Norwegian-Greenland Sea, DSDP, Leg 38. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 38, 823-841.
- Müller, C.**, 1978. Neogene calcareous nannofossils from the Mediterranean Leg 42 of the Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project 42, 727-752.
- Müller, C.**, 1979. Calcareous nannofossils from the North Atlantic (Leg 48). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 48 589-639.
- Nagymarosy, A., Voronina, A.**, 1992. Calcareous nannoplankton from the Lower Maikopian beds (Early Oligocene, Union of Independent States). En: Hamrsmid, B. & Young, J, eds. Nannoplankton Research. Proceedings of Fourth INA Conference, Prague, 1991, 187-221.
- Narciso, A., Cachão, M., de Abreu, L.**, 2006. *Coccolithus pelagicus* subsp. *pelagicus* versus *Coccolithus pelagicus* subsp. *braarudii* (Coccolithophore, Haptophyta): a proxy for surface subarctic Atlantic waters off Iberia during the last 200 kyr. *Marine Micropaleontology* 59, 15-34.
- Negri, A., Giunta, S., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Vai, G.B.**, 1999. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the M. del Casino section (northern Apennines, Italy) and paleoceanographic conditions at times of late Miocene sapropel formation. *Marine Micropaleontology* 36, 13-30.
- Negri, A., Villa, G.**, 2000. Calcareous nannofossil biostratigraphy, biochronology and paleoecology at the Tortonian/Messinian boundary of the Faneromeni section (Crete). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 156, 195-209.
- Nimer, N., Dixon, G.K., Merrett, M.J.**, 1992. Utilization of inorganic carbon by the coccolithophorid *Emiliana huxleyi* (Lohmann) Kamtner. *New Phytologist* 120, 153-158.
- Nisancioglu, K.H., Raymo, M.E., Stone, P.H.**, 2003. Reorganization of Miocene deep water circulation in response to the shoaling of the Central American Seaway. *Paleoceanography* 18, doi:10.1029/2002PA000767.
- Okada, H., Bukry, D.**, 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology* 5, 321-325.
- Okada, H., Honjo, S.**, 1973. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep Sea Research* 20, 355-374.
- Okada, H., McIntyre, A.**, 1977. Modern coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans. *Micropaleontology* 23, 1-55.
- Okada, H., McIntyre, A.**, 1979. Seasonal distribution of modern coccolithophores in the western North Atlantic Ocean. *Marine Biology* 54, 319-328.

Okada, H., Wells, P., 1997. Late Quaternary nannofossil indicators of climate change in two deep sea cores associated with the Leeuwin Current of Western Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 131, 413–432.

Olafsson, G., 1989. Quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy of upper Oligocene to Middle Miocene sediments from ODP hole 667A and Middle Miocene sediments from DSDP Site 754. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 108, 9–22.

Olafsson, G., 1991. Quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology of early through late Miocene sediment from DSDP Hole 608. *Medd Stockholm Universitet Institute Geologi och Geokemi* 203, 28.

Olafsson, G., Villa, G., 1992. Reliability of *Sphenoliths* as zonal markers in Oligocene sediments from the Atlantic and Indian Oceans. En: Decima, F.P., Monechi, S., Rio, D, eds. *Proceedings of International Nannoplankton Association Conference., Firenze 1989, Memorie di Scienze Geologiche, XLII, 43, 237-259.*

Oszczypko, N., Oszczypko-Clowes, M., Golonka, J., Marko, F., 2005. Oligocene-Lower Miocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between Jarabina and the Poprad River (East Slovakia and South Poland): their tectonic position and palaeogeographic implications. *Geological Quarterly* 49, 379–402.

Pälike, H., Frazier, J., Zachos, J.C., 2006. Extended orbitally forced palaeoclimatic records from the equatorial Atlantic Ceara Rise. *Quaternary Science Reviews* 25, 3138-3149.

Parker, M. E., Clark, M., Wise, S. W., Jr., 1985. Calcareous nannofossils of Deep Sea Drilling Project Sites 558 and 563, North Atlantic Ocean: biostratigraphy and the distribution of Oligocene braarudosphaerids. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 82, 559-589.

Perch-Nielsen, K., 1972. Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 12, 1003-1069.

Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. En: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K, eds. *Plankton Stratigraphy.* Cambridge University Press, Cambridge, 329-426.

Persico, D., Villa, G., 2004 Eocene–Oligocene calcareous nannofossils from Maud Rise and Kerguelen Plateau (Antarctica): paleoecological and paleoceanographic implications. *Marine Micropaleontology* 52, 153–179.

Petters, V., Sarmiento, R., 1956. Oligocene and Lower Miocene Biostratigraphy of Carmen-Zambrano area. *Micropaleontology* 2, 7-35.

Pienaar, R.N., 1994. Ultrastructure and calcification of coccolithophores. En: A. Winter and W.G. Siesser, eds. *Coccolithophores.* Cambridge University Press, 13-37.

Pindell, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En Donovan, S.K., and Jackson, T.A., eds.), *Caribbean Geology: An Introduction.* Jamaica (Univ. West Indies Publishers' Assoc.), 13–39.

Pindell, J., Cande, S., Pitman, W., Rowley, D., Dewey, J., Labrecque, J., Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155, 21–138.

Pisias, N.G., Mayer, L.A., Mix, A.C., 1995. Paleooceanography of the eastern equatorial Pacific during the Neogene: synthesis of Leg 138 drilling results. En: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., and van Andel, T.H., eds.). *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 138, 5-21.

Poag, W.C., Aubry, M-P., 1995. Upper Eocene impactites of the U.S. East Coast: Depositional origins, biostratigraphic framework, and correlation. *Palaios* 10, 16-43.

Poore, R. Z., Tauxe, L., Percival, JR., S. E, La Brecque, J. L., 1982, Late Eocene-Oligocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at South Atlantic DSDP Site 522. *Geology* 10, 508-511.

Poore, R. Z., Tauxe, L., Percival, JR., S. E, La Brecque, J. L., Wright, R., Peterson, N. P., Smith, C. C., Tucker, P., Hsu, K. J., 1983. Late Cretaceous-Cenozoic magnetostratigraphy and biostratigraphy of the South Atlantic Ocean: DSDP Leg 73: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 42, 127-149.

Poore, R. Z., Tauxe, L., Percival, S. F., Jr., La Brecque, J. L., Wright, R., Peterson, N. P., Smith, C. C, Tucker, P., Hsü, K. J., 1984. Late Cretaceous-Cenozoic magnetostratigraphic and biostratigraphic correlations for the South Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 73. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 73, 645-655.

Premoli Silva, I., Coccioni, R., Montanari, A., eds., 1988. The Eocene- Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy): Ancona, International Union of Geological Sciences Commission on Stratigraphy, International Subcommittee on Paleogene Stratigraphy Report, 268 p.

Pujos, A., 1985. Cenozoic nannofossils, central equatorial Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 85. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 85, 581–608.

Pujos, A., 1992. Calcareous nannofossils of Plio-Pleistocene sediments from the northwestern margin of tropical Africa. En: *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene* (C. P. Summerhayes, W. L. Prell and K. C. Emeis, eds). *Geological Society of London Special Publications* 64, 343-359.

Raffi, I., 1999. Precision and accuracy of nannofossil biostratigraphic correlation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical Physics and Science* 357, 1975–1993.

Raffi, I., Backman, J., Rio, D., 1998. Evolutionary trends of tropical calcareous nannofossils in the late Neogene. *Marine Micropaleontology* 35, 17-41.

Raffi, I., Backman, J., Rio, D., Shackleton, N.J., 1993. Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. *Paleoceanography* 8, 387–408.

Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L.J., Hilgen, F.J., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 Million years, *Quaternary Science Review* 25, 3113–3137.

Raffi, I., Flores, J-A., 1995. Pleistocene through Miocene calcareous from eastern equatorial Pacific Ocean (Leg 138). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 138*, 233-286.

Raffi, I., Mozzato, C.A., Fornaciari, E., Hilgen, F.J., Rio, D., 2003. Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region. *Micropaleontology* 49, 1–26.

Raffi, I., Rio, D., d’Atri, A., Fornaciari, E., Rocchetti, S., 1995. Quantitative distribution patterns and biomagnetostratigraphy of middle and late Miocene calcareous nannofossils from equatorial Indian and Pacific oceans (Legs 115, 130, and 138 *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 138*, 479-502.

Ramírez, R., 2002. Sedimentología de la Arenisca del Oso y su significado estratigráfico en el Cinturón de San Jacinto Norte, Valle Inferior del Magdalena. Tesis de pregrado, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.

Ramírez, R. A., Rey, J. A., 2005. Colección de Muestras en Afloramientos de la Formación Carmen para Análisis de Bioestratigrafía. Informe GEMS Ltda. ICP-ECOPETROL S.A, 26 pág.

Ravelo, A.C., Andreasen, D.H., 2000. Enhanced circulation during a warm period. *Geophysical Research Letters* 27, 1001-1004.

Rawson, J.D., Leadbeater, B.S.C., Green, J.C., 1986. Calcium carbonate deposition in the motile (*Crystallolithus*) phase of *C. pelagicus* (*Prymnesiophyceae*). *British Phycology Journal* 21, 359-370.

Raymo, M.E., Grant, B., Horowitz, M., Rau, G.H., 1996. Mid-Pliocene warmth: stronger greenhouse and stronger conveyor. *Marine Micropaleontology* 27, 313-326.

Raymo, M., E., Ruddiman, W.F., Backman, J., Clement, B.M. and Martinson, D.G., 1989. Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic Deep Water circulation. *Paleoceanography* 4, 413-446.

Ridgwell, A., 2005. A mid Mesozoic revolution in the regulation of ocean chemistry. *Marine Geology* 217, 339–357.

Ridgwell, A., Zeebe, R.E., 2005. The role of the global carbonate cycle in the regulation and evolution of the Earth system. *Earth Planetary Science Letters* 234, 299–315.

Rio, D., Cita, M.B., Iaccarino, S., Gelati, R., Gnaccolini, M., 1997. Langhian, Serravallian and Tortonian historical stratotypes. En: Montanari, A., Odin, G.S., Coccioni, R. (Eds.), *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach, Development in Paleontology and Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam 15, 57–87.

Robertson, P., Burke, K., 1989. Evolution of southern Caribbean plate boundary, vicinity of Trinidad and Tobago: *American Association of Petroleum Geological Bulletin* 73, 490-509.

- Roth, P.H.**, 1994. Distribution of coccoliths in oceanic sediments. En: A. Winter and W.G. Siesser, eds. *Coccolithophores*. Cambridge University Press, 199-218.
- Roth, P.H.**, Berger, W. H., 1975. Distribution and dissolution of coccoliths in the south and central Pacific. En: *Dissolution of Deep-Sea Carbonates* (W. V. Sliter, A. W. H. Bé and W. H. Berger, eds.). Cushman Found Foraminiferal Research Special Publications 13, 87-113.
- Roth, P.H.**, Mullin, M.M., Berger, W.H., 1975. Coccolith sedimentation by faecal pellets: Laboratory experiment and field observations. *Geological Society American Bulletin* 86, 1079-1084.
- Roth, P.H.**, Thierstein, H.R., 1972. Calcareous Nannoplakton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Program. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Program 14, 421-486.
- Saavedra-Pellitero, M.**, Flores, J.A., Baumann, K-H., Sierro, F.J., 2008b. Coccolith distribution patterns in equatorial and southeastern Pacific ocean surface sediments. *Geobios* (in press, Ref. n°:GEOBIO-D-08-00072).
- Saavedra-Pellitero M.**, Flores, J.A., Sierro, F.J., 2007. Nuevas aportaciones a la biogeografía de cocolitóforos en el Pacífico ecuatorial y suroriental. *Geogaceta* 42, 91-94.
- Saavedra-Pellitero, M.**, Flores, J.A., Sierro, F.J., 2008a. Comparación de las asociaciones de cocolitóforos en distintos ambientes, desde un giro oligotrófico hasta zonas de alta productividad biológica. *Geo-Temas* 10, 1463-1466.
- Sáez, A.G.**, Probert, I., Geisen, M., Quinn, P., Young, J. R., Medlin, L. K., 2003 Pseudo-cryptic speciation in coccolithophores. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 100, 7163-7168.
- Sagular, E.**, Görmüş, M., 2006. New stratigraphical results and significance of reworking based on nannofossil, foraminiferal and sedimentological records in the Lower Tertiary sequence from the northern Isparta Angle, Eastern Mediterranean. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 78-98.
- Shackleton, N.J.**, A. Berger, W.R. Peltier., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 81, 251-261.
- Shackleton, N., J.**, Crowhurst, S., 1997. Sediment fluxes based on an orbitally tuned time scale 5 Ma to 14 Ma, Site 926. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 154: 69-82.
- Shackleton, N.J.**, Crowhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N.G. , Schneider, D.A., 1995a. A new late Neogene time scale; application to Leg 138 sites. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 138, 73-101.
- Shackleton, N.J.**, Crowhurst, S.J., Weedon, G.P., Laskar, J., 1999. Astronomical calibration of Oligocene-Miocene time. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical Physics and Science* 357, 1907-1929.
- Shackleton, N.J.**, M. A. Hall., 1989. Stable isotope history of the Pleistocene at ODP site 677, *Proc. Ocean Drill. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 11, 295-316.

- Shackleton**, N.J., Hall, M.A., Pate, D., 1995b. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 138, 337-355.
- Shackleton**, N.J., Hall, M.A., Raffi, I., Tauxe, L., Zachos, J., 2000. Astronomical calibration age for the Oligocene–Miocene boundary. *Geology* 28, 447–450.
- Shackleton**, N.J., Kennett, J.P., 1975. Paleotemperatur history of the cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 29, 743-755.
- Shackleton**, N. J. & Members of the Shipboard Scientific Party., 1984. Accumulation rates in Leg 74 sediments. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 74, 621-643.
- Shackleton**, N.J., Röhl, U., Raffi, I., 2001. Astronomical calibration in the Middle Miocene. *EOS Transactions AGU*, 82(20), Spring Meeting Supplement, Abstract OS32A-03.
- Shagam**, R., 1975. The northern termination of the Andes. En: (Nairn, A.E.M., and Stehli, F.G, eds.), *The Ocean Basins and Margins, The Gulf of Mexico and the Caribbean (Vol. 3)*: New York (Plenum), 325-420
- Samtleben**, C., Bickert, T., 1990. Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. *Marine Micropaleontology* 16, 39-64.
- Samtleben**, C., Schäfer, P., Andruleit, H., Baumann, A., Baumann, K.-H., Kohly, A., Matthiessen, J., Schroeder-Ritzrau, A., 1995. Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: From living communities to Sediment Assemblages –an actualistic approach-. *Geologische Rundschau* 84, 108-136.
- Salis**, A. K. Von., 1984. Miocene calcareous nannofossils biostratigraphy of DSDP Hole 521A, SE Atlantic. *Initial Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 73, 425-427.
- Schiebel**, R., Zeltner, A., Treppke, U.F., Waniek, J.J., Bollmann, J., Rixen, T., Hemleben, C., 2004. Distribution of diatoms, coccolithophores and planktic foraminifers along atrophic gradient during SW monsoon in the Arabian Sea. *Marine Micropaleontology* 51, 345-371.
- Schneider**, D.A., 1995. Paleomagnetism of some Leg 138 sediments: detailing Miocene chronostratigraphy. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 138, 59–72.
- Schneidermann**, N., 1977. Selective dissolution of Recent coccoliths in the Atlantic Ocean. En: *Oceanic Micropaleontology (A. T. S. Ramsay, ed.)*, 2, Academic Press, Nueva York, 1009-1053.
- Sigurdsson**, H., Leckie, R.M., Acton, G.D., et al., 1997. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 165, 100 pág.
- Sikes**, C.S., Fabry, V.J., 1994. Photosynthesis, CaCO₃ deposition, coccolithophorids and the Global Carbon Cycle. En: N.E. Tolbert and J. Preiss, eds. *Regulation of Atmospheric CO₂ and O₂ by Photosynthetic Carbon Metabolism*. Oxford University Press, New York, 217-133.
- Spencer-Cervato**, C., Thierstein, H., Lazarus, D., Beckman, J.P., 1994. How synchronous are Neogene marine plankton events? *Paleoceanography* 9, 739-763.
- Spieß**, V, 1990. Cenozoic magnetostratigraphy of Leg 113 drill sites, Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica: College Station, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 113, 261-315.

- Stainforth**, R.M., 1965. Mid-Tertiary diastrophism in Northern South America, Fourth Caribbean Geology Conference. Trinidad, 159-174.
- Stainforth**, R. M., 1968. News reports from Venezuela. *Micropaleontology* 14, 261-262.
- Steinmetz**, J.C., 1991. Calcareous nannoplankton biocoenosis: Sediment trap studies in the equatorial Atlantic, central Pacific and Panama Basin. En: Honjo, S, ed. *Ocean Biocoenosis Series No. I*. Woods Hole Oceanographic Institute Press, 85 pág.
- Steinmetz**, J.C., 1994. Sedimentation of coccolithophores. En: H.R. Thierstein and J.R. Young, eds. *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 179-197.
- Stradner**, H., 1969. Upper Eocene calcareous nannoplankton from Austria and problems in the interhemispherical correlation. En: Brönnimann, P and Renz, H.H, eds. *Proceedings first international conference on planktonic microfossils, Geneva, II*, 663-669.
- Sullivan**, F.R., 1961. Lower tertiary nannoplankton from the California Coastal Ranges. I. Paleocene. *University of California Publications, Geological Sciences* 44, 163-227.
- Takayama**, T., Sato, T., 1987. Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94 Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 94, 651-702.
- Tappan**, H., 1980. *The Paleobiology of Plants Protists*. W.H. Freeman and Co eds. San Francisco, 1028 pág.
- Theodoridis**, S.A., 1984. Calcareous nanofossil biozonation of the Miocene and revision of the helicoliths and discoaster, *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 32, 1-271.
- Thierstein**, H.R., 1974. Calcareous nannoplankton - Leg 26, Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 26, 619-667.
- Torres**, V., *et al.*, 2007. Estratigrafía de las secuencias Cenozoicas del norte de Colombia. Informe Final 2007. Anexo 1. Informe de perforación y recuperación de los corazones estratigráficos del Norte de Colombia.
- Toto**, El A. & Kellogg, J. N., 1992, Structure of the Sinú-San Jacinto Fold Belt –an active accretionary prism in northern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 211-222.
- Tremolada**, F., Bralower, T., 2004. Nanofossil assemblage fluctuations during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at Sites 213 (Indian Ocean) and 401 (North Atlantic Ocean): palaeoceanographic implications. *Marine Micropaleontology* 52, 107-116.
- Turco**, E., Bambini, A.M., Foresi, L., Iaccarino, S., Lirer, F., Mazzei, R., Salvatorini, G., 2002. Middle Miocene high resolution calcareous plankton biostratigraphy at Site 926 (Leg 154, equatorial Atlantic Ocean): paleoecological and paleobiological implications. *Geobios* 35, 257-276.
- Varol**, O., 1989. Palaeocene Calcareous nanofossil biostratigraphy, en: *Nannofossils and their applications*, (J.A. Crux and S.E. van Heck, eds). *British Micropalaeontological Society Series*, Ellis Horwood Limited, Chichester, 267-310.

- Vázquez, A., Utrilla, R., Zamarreño, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Francés, G., 2000.** Precession-related sapropels of the Messinian Sorbas Basin (south Spain): paleoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 353–370.
- Villa, G., Persico, D., 2006.** Late Oligocene climatic changes: Evidence from calcareous nannofossils at Kerguelen Plateau Site 748 (Southern Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 231, 110-119.
- Wade, B.S., Bown, P.R., 2006.** Calcareous nannofossils in extreme environments: The Messinian Salinity Crisis, Polemi Basin, Cyprus. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 233, 271-286.
- Wadge, G., Burke, K., 1983.** Neogene Caribbean plate rotation and associated Central America tectonic evolution. *Tectonics* 2, 633-643.
- Wei, W., 1991.** Middle-Eocene lower Miocene calcareous nannofossil magnetobiochronology of ODP Holes 699A and 703A in the subantarctic South Atlantic. *Marine Micropaleontology* 18, 143-165.
- Wei, W., 1993.** Calibration of Upper Pliocene-Lower Pleistocene nannofossil events with oxygen isotope stratigraphy. *Paleoceanography* 8, 85-99.
- Wei, W., 1998.** A new technique for preparing quantitative nannofossil slides. *Journal of Paleontology* 62, 472-473.
- Wei, W., Thierstein, H.R., 1991.** Upper Cretaceous and Cenozoic calcareous nannofossils of the Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) and Prydz Bay (East Antarctica). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 119, 467- 492.
- Wei, W., Wise, J.S.W., 1989.** Paleogene calcareous nannofossil magnetobiochronology: Results from South Atlantic DSDP Site 516. *Marine Micropaleontology Plankton Biochronology* 14, 119-152.
- Wei, W., Wise, S.W., 1990.** Biogeographic gradients of Middle Eocene–Oligocene calcareous nanoplankton in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 79, 29-61.
- Westbroeck, P., Brown, C.W., van Bleijswijk, J., Brownlee, C., Brummer, G.J., Conte, M., Egge, J., Fernández, E., Jordan, R., Knappertsbusch, M., Stefels, J., Veldhuis, M., van der Waal, P., Young, J.R., 1993.** A model system approach to biological climate forcing. The example of *Emiliana huxleyi*. *Global and Planetary Change* 8, 27-46.
- Westbroeck, P., Young, J.R., Linschooten, K., 1989.** Coccolith production (biomineralization) in the marine alga *Emiliana huxleyi*. *Journal of Protozoology* 36, 368-373.
- Winter, A., Jordan, R.W., Roth, P., 1994.** Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. En: Winter, A., Siesser, W.G, eds. *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, 161-177.
- Winter, A., Reiss, Z., Luz, B., 1979.** Distribution of living coccolithophore assemblages in the Gulf of Elat (Aqaba). *Marine Micropaleontology* 4, 197-223.

- Winter, A., Siesser, W.G., 1994.** Coccolithophores. Cambridge (Cambridge University Press), 242 pág.
- Wise, S.W., Covington, J.M., Ladner, B., Wei, W., et al., 2002,** Electronic Calcareous Nannofossils. Version 1.0: International Nannoplankton Association. CD-Rom Series. No. 1.
- Wright, J.D., Miller, K.G., Fairbanks, R.G., 1992.** Early and middle Miocene stable isotopes: Implications for deepwater circulation, climate and tectonics. *Paleoceanography* 7, 357-389.
- Young, J.R., 1990.** Size variation of Neogene *Reticulofenestra* coccoliths from Indian Ocean DSDP Cores. *Journal of Micropalaeontology* 9, 71-86.
- Young, J.R., 1994.** Functions of coccoliths. En: A. Winter and W.G. Siesser, eds. *Coccolithophores*. Cambridge University Press, 63-82.
- Young, J.R., Davis, S.A., Bown, P.R., Mann, S., 1999.** Coccolith ultrastructure and biomineralisation. *Journal of Structural Biology* 126, 195-215.
- Young, J.R., Geisen, M., Cros, L., Kleijne, A., Probert, I., Sprengel, C., Ostergaard, J.B., 2003.** A guide to extant coccolithophore taxonomy. *Journal of Nannoplankton Research Special Issue* 1, 124 pág.
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001.** Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686-693.
- Ziveri, P., Thunell, R. C., Rio, D., 1995.** Export production of coccolithophores in an upwelling region: Results from San Pedro Basin, Southern California Borderlands. *Marine Micropaleontology* 24, 335-358.
- Ziveri, P., Broerse, A. T. C., van Hinte, J. E., Westbroek, P., Honjo, S., 2000.** The fate of coccoliths at 48°N 21°W, northeastern Atlantic. *Deep-Sea Research II*, 47, 1853-1875.
- Ziveri, P., Thunell, R.C., Rio, D., 1995.** Export production of coccolithophores in an upwelling region: Results from San Pedro Basin, Southern California Borderlands. *Marine Micropaleontology* 24, 335-358.
- Ziveri, P., Thunell, R.C., 2000.** Coccolithophore export production in Guaymas Basin, Gulf of California: response to climate forcing. *Deep Sea Research II: Topical Studies in Oceanography* 47, 2073-2100.



Anexos

Índice de Anexos

Anexo I. Materiales y Técnicas.

Anexo II. Clasificación Sistemática de los Cocolitóforos.

Anexo III. Sección de Superficie del Arroyo Alférez. Carta de Distribución de Nanofósiles Calcáreos.

Anexo IV. Límite Oligoceno-Mioceno. Arroyo Alférez.

Anexo V. Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. Carta de Distribución de Nanofósiles Calcáreos.

Anexo VI. Límite Oligoceno-Mioceno. Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4.

Anexo VII. ODP 165, Site 999A. Carta de Distribución de Nanofósiles Calcáreos.

Anexo VIII. Láminas de Nanofósiles Calcáreos.

Anexo X. Archivos digitales.

Archivo 1. Bioestratigrafía y Biocronología de Nanofósiles Calcáreos del Mioceno en el Norte de Colombia y Caribe. Memoria de la Tesis de Grado.

Archivo 2. Semicuantitativos de Nanofósiles Calcáreos del Arroyo Alférez.

Archivo 3. Semicuantitativos de Nanofósiles Calcáreos del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4.

Archivo 4. Semicuantitativos de Nanofósiles Calcáreos del ODP 999.

Archivo 5. Cuantitativos para el límite Oligoceno-Mioceno y muestras aisladas hasta el tope de la secuencia para el Arroyo Alférez.

Archivo 6. Cuantitativos para el límite Oligoceno-Mioceno y muestras aisladas hasta el tope de la secuencia para el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4.

Archivo 7. Cuantitativos para especies seleccionadas para la totalidad de las muestras del Arroyo Alférez.

Archivo 8. Cuantitativos para especies seleccionadas para la totalidad de las muestras del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4.

Archivo 9. Cuantitativos para especies seleccionadas para la totalidad de las muestras del ODP 999.

Anexo 10. Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres Torres, V., Sierro, F.J., 2008. Análisis bioestratigráfico mediante Nanofósiles Calcáreos para el Oligoceno-Mioceno medio del norte de Colombia. Sección de superficie del Arroyo Alférez, Colombia. *Revista Española de Micropaleontología* 40, 135-149.

Anexo 11. Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres Torres, V., Sierro, F.J., 2010. Significance of the stratigraphic distribution of the Genus *Sphenolithus* in Upper Eocene to Upper Miocene deposits from Northern Colombia and the Caribbean Sea (*En Prensa, Revista Española de Micropaleontología*).

Índice de Figuras

Figura 1. (Capítulo 1, página 6). Localización geográfica de las secuencias estudiadas en el Mioceno Temprano. 1, Sección del Arroyo Alférez, 2. Estratigráfico 4; 3, ODP 165, Site 999, Hole A. Esquema modificado de Acton *et al.* (2000).

Figura 2. (Capítulo 2, página 12). Cuencas sedimentarias y principales unidades estructurales en la región septentrional de Colombia; B, esquema de evolución tectónica del Noroeste de Colombia; C, bloque diagrama del Valle Inferior del Magdalena para el Oligoceno. Esquemas modificados de Ecopetrol-ICP (2000), De Porta (2003) y Caro & Spratt (2003).

Figura 3. (Capítulo 2, página 17). Esquema simplificado de la correlación entre la estratigrafía sísmica y las unidades litológicas relacionadas con la edad sugerida para el Site 999. La localización del Site 999 marcada en este perfil está a 800 m al Oeste de la localización actual del site determinada por GPS. El perfil sísmico está exagerado verticalmente. Modificada de Sigurdsson *et al.* (1997).

Figura 4. (Capítulo 21, página 19). A, Tasas de Acumulación de Masa (MAR) para sedimento total (círculos abiertos) y para la fracción no carbonatada (círculos sólidos) para el Site 999. Las unidades litológicas están representadas al lado derecho del esquema; B, Tasas de Acumulación de Masa (MAR) para componentes no carbonatados (círculos abiertos) y ceniza (círculos sólidos). Los componentes fueron determinados a partir de relaciones entre elementos traza. Modificada de Sigurdsson *et al.* (1997).

Figura 5. (Capítulo 2, página 21). Localización geográfica de las secuencias estudiadas. 1, Sección del Arroyo Alférez, 2. Estratigráfico 4; 3, ODP 165, Site 999, Hole A. Esquema modificado de Acton *et al.* (2000).

Figura 6. (Capítulo 2, página 22). En la figura se observa el aspecto que presenta la sección analizada de la Formación El Carmen que aflora en el Arroyo Alférez (1), sus características sedimentológicas (2) y la posterior extracción manual de las muestras (3). Láminas fotográficas tomadas de Ramírez & Rey (2005).

Figura 7. (Capítulo 2, página 23). Columna litoestratigráfica generalizada de la sección de superficie del Arroyo Alférez analizada. Clasificación de tamaño de grano en Ramírez & Rey (2005). Modificada de Ramírez & Rey (2005).

Figura 8. (Capítulo 2, página 25). Esquema que muestra como fueron ensamblados los Estratigráficos 1, 2, 3 y 4 utilizando el buzamiento regional y los datum bioestratigráficos. Sin escala vertical ni horizontal. La litología no refleja su disposición real en el registro.

Figura 9. (Capítulo 2, página 26). Columna litoestratigráfica generalizada del registro del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. Clasificación de tamaño de grano en Ramírez & Rey (2005). Modificada de Ramírez & Rey (2005).

Figura 10. (Capítulo 2, página 28). Esquema que muestra el aspecto que presenta el sedimento extraído del ODP 165, Site 999 en el Mar Caribe. Todas las muestras fueron tomadas de la sección 1 del Hole A. Cada testigo mide 150 m. Fotografías tomadas de la base de datos del *Ocean Drilling Program*. <http://www-odp.tamu.edu/database/>.

Figura 11. (Capítulo 3, página 34). Puntos de referencia en la historia evolutiva de las *haptophytas* y las *calciohaptophycidae*. Las principales innovaciones se muestran siguiendo la escala del tiempo geológico en el lado izquierdo de la figura. Una síntesis de los datos recientes de la filogenética molecular usando especies representativas de los siete órdenes de *haptophytas* actuales está desplegada en la parte derecha. Esquema 1: Vargas *et al.* (2007); esquema 2: Yoon *et al.* (2004); esquema 3: Bown (1987); esquema 4: Bown (1983) y esquema 5: Farrimond *et al.* (1986). Figura modificada de de Vargas *et al.* (2007). Las referencias alusivas a los esquemas en de Vargas *et al.* (2007).

Figura 12. (Capítulo 3, página 38). Esquema de los ciclos de vida de los coccolitóforos. Tomada de Geinsen *et al.*, 2002.

Figura 13. (Capítulo 3, página 43). Factores abióticos globales que influyen en el sistema del carbonato oceánico y evolución de la riqueza de las morfoespecies en los microcalcificadores pelágicos. En este esquema se resaltan algunos de los mayores eventos paleoceanográficos y se representan varios componentes esenciales bióticos (A) y abióticos (B) del sistema del carbonato. Modificada del esquema sugerido por de Vargas *et al.* (2007).

Figura 14. (Capítulo 5, página 132). Edades astronómicas estimadas de biohorizontes de nanofósiles calcáreos (Berggren *et al.*, 1995; Raffi *et al.*, 2006) para el intervalo estudiado en el registro del Arroyo Alférez. En negro se indican los eventos calibrados astronómicamente. En rojo se destacan otros eventos identificados en este estudio. En violeta se representa la tasa de sedimentación calculada en m/Ma. Barras en gris claro indican intervalos estériles en nanofósiles calcáreos. La línea discontinua en azul indica la extrapolación lineal de la continuidad temporal de los intervalos con calibración. LO, ocurrencia más baja; FO, ocurrencia más alta; HO, ocurrencia más alta. FAD, primer registro; LAD, último registro.

Figura 15. (Capítulo 5, página 139). Edades astronómicas estimadas de biohorizontes de nanofósiles calcáreos (Berggren *et al.*, 1995; Raffi *et al.*, 2006) para el intervalo estudiado en el registro del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. En negro se indican los eventos calibrados astronómicamente. En rojo se destacan otros eventos identificados en este estudio. En violeta se representa la tasa de sedimentación calculada en m/Ma. Barras en azul claro indican eventos bioestratigráficos o de productividad de nanofósiles destacados. Barras en gris claro indican intervalos estériles en nanofósiles calcáreos. La línea discontinua en azul indica la extrapolación lineal de la continuidad temporal de los intervalos con calibración. LO, ocurrencia más baja; FO, ocurrencia más alta; HO, ocurrencia más alta. HCO, ocurrencia consistente más alta. FAD, primer registro; LAD, último registro. BA, base del acmé, TA, techo del acmé.

Figura 16. (Capítulo 5, página 144). Edades astronómicas estimadas de biohorizontes de nanofósiles calcáreos (Raffi *et al.*, 2006) para intervalo estudiado en el registro del ODP 999, de acuerdo a la ATNTS2004 (Lourens *et al.*, 2004). En negro se indican los eventos calibrados astronómicamente. En rojo se destacan otros eventos identificados en este estudio. En violeta se representa la tasa de sedimentación calculada en m/Ma. Barras en azul claro indican eventos bioestratigráficos o de productividad de nanofósiles destacados. LO, ocurrencia más baja. LCO, ocurrencia consistente más baja. FO, ocurrencia más alta, HO, ocurrencia más alta. HCO, ocurrencia consistente más alta. BA, base del acmé, TA, techo del acmé.

Figura 17. (Capítulo 6, página 152). Isotopos globales de oxígeno y carbón de registros del océano profundo basados en datos compilados de más de 40 sites del DSDP (*Deep Sea Drilling Program*) y del ODP (*Ocean Drilling Program*). La mayoría de los datos están derivados de los análisis de dos taxones de foraminíferos bentónicos, *Cibicides* y *Nuttallides*. Algunos eventos tectónicos y bióticos son mencionados. Modificada de Zachos *et al.* (2001).

Figura 18. (Capítulo 6, página 159). Porcentajes de *Reticulofenestra* <5µm, *Discoaster* spp., *Sphenolithus* spp., *Sphenolithus heteromorphus* y nanofósiles totales por gramo de sedimento seco en el Arroyo Alférez. Barras en gris corresponden a intervalos estériles en nanofósiles calcáreos. FO, primer registro.

Figura 19. (Capítulo 6, página 161). Porcentajes de *Reticulofenestra* <5µm, *Discoaster* spp., *Sphenolithus* spp., *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus heteromorphus* y nanofósiles totales por gramo de sedimento seco en el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. Barras en gris corresponden a intervalos estériles en nanofósiles calcáreos. FO, primer registro. IDS, Intervalo de Dominio de *Sphenolithus*.

Figura 20. (Capítulo 6, página 164). Porcentajes de *Reticulofenestra* <5µm, *Discoaster* spp., *Sphenolithus* spp., *Sphenolithus heteromorphus* y nanofósiles totales por gramo de sedimento seco en ODP 999. FO, primer registro; LO, último registro. IDS, Intervalo de Dominio de *Sphenolithus*.

Índice de Tablas

Tabla 1. (Capítulo 5, página 124). Edades astronómicas estimadas de biohorizontes de nanofósiles calcáreos para el intervalo de 5.3-11.6 Ma, de acuerdo a la ATNTS2004 (Lourens *et al.*, 2004). En negrilla se indican los límites de Épocas y /o Estados. En itálica están las edades obtenidas a través de interpolación lineal entre los límites de inversiones más cercanos en secciones selectas. * Indican definición alternativa de Zona. Códigos numéricos de las zonas de nanofósiles, NN (Martini, 1971) y CN (Okada & Bukry, 1980). LO, ocurrencia más baja. HO, ocurrencia más alta. HCO, ocurrencia consistente más alta. PB, inicio del paracmé. Modificada de Raffi *et al.* (2006). Referencias: 4. Shackleton & Crowhurst (1997); 5. Backman & Raffi (1997); 6. Raffi *et al.* (2003); 7. Schneider (1995); 8. Raffi *et al.* (1995); 9. Gartner (1992); 10. Olafsson (1991); 11. Hilgen *et al.* (1995); 12. Hilgen *et al.* (2000a); 13. Hilgen *et al.* (2000b).

Tabla 2. (Capítulo 5, página 125). Edades astronómicas estimadas de biohorizontes de nanofósiles calcáreos para el intervalo de 11.6-25 Ma, de acuerdo a la ATNTS2004 (Lourens *et al.*, 2004). En negrilla se indican los límites de Épocas y /o Estados. En itálica están las edades obtenidas a través de interpolación lineal entre los límites de inversiones más cercanos en secciones selectas. * Indican definición alternativa de Zona. a, indica edad obtenida por calibración directa en sección de continente en el Atlántico occidental (Marruecos) (Krijgsman *et al.*, 2004). Códigos numéricos de las zonas de nanofósiles, NN (Martini, 1971) y

CN (Okada & Bukry, 1980). LO, ocurrencia más baja. HO, ocurrencia más alta. LCO, ocurrencia consistente más baja. HCO, ocurrencia consistente más alta. AE, final del acmé. Modificada de Raffi *et al.* (2006). Referencias: 2. Curry *et al.* (1995); 3. Lourens (2004); 4. Shackleton & Crowhurst (1997); 5. Backman & Raffi (1997); 12. Hilgen *et al.* (2000a); 13. Hilgen *et al.* (2000b); 14. Backman *et al.* (1990); 15. Shackleton *et al.* (1999); 16. Turco *et al.* (2002); 17. Abels *et al.* (2005); 18. Shackleton *et al.* (2001); 19. Pälike *et al.* (2006); 20. Fornaciari (1996); 21. Raffi (1999); 22. Shackleton *et al.* (2000); 23. Backman, Pälike, Raffi, (no publicado).

Tabla 3. (Capítulo 5, página 126). Posición paleomagnética de biohorizontes en el intervalo Mioceno tardío/Oligoceno tardío obtenidas a partir de la calibración directa de secuencias magnetoestratigráficas oceánicas seleccionadas. * Indican definición alternativa de Zona. LO, ocurrencia más baja. HO, ocurrencia más alta. LCO, ocurrencia consistente más baja. HCO, ocurrencia consistente más alta. PB, inicio del paracmé. AE, final del acmé. Códigos numéricos de las zonas de nanofósiles, NN (Martini, 1971) y CN (Okada & Bukry, 1980). Modificada de Raffi *et al.* (2006). Referencias: 1. Raffi & Flores (1995); 6. Raffi *et al.* (2003); 7. Schneider (1995); 8. Raffi *et al.* (1995); 9. Gartner (1992); 10. Olafsson (1991); 14. Backman *et al.* (1990); 18. Shackleton *et al.* (2001); 19. Pälike *et al.* (2006); 20. Fornaciari (1996); 23. Backman; Pälike, Raffi, (no publicados).

Tabla 4. (Capítulo 5, página 127). Magnetocronología de edades de nanofósiles calcáreos para el intervalo Eoceno tardío/Oligoceno tardío. Códigos numéricos de las zonas de nanofósiles, NN (Martini, 1971) y CN (Okada & Bukry, 1980). FAD, ocurrencia más baja. LAD, ocurrencia más alta. Acme, Acmé. Modificada de Berggren *et al.* (1995). Referencias: 1. Berggren *et al.* (1995); 2. Aubry (1983) (en: Berggren, *et al.*, 1995); 3. Aubry (1992); 4. Aubry (1995) (en: Berggren, *et al.*, 1995); 5. Aubry *et al.* (1995); 6. Poag & Aubry (1995); 7. Premoli Silva *et al.* (1988); 8. Wei & Thierstein (1991); 9. Wei (1991); 10. Miller *et al.* (1985); 11. Poore *et al.* (1982); 12. Poore *et al.* (1983); 13. Shackleton *et al.* (1984); 14. Spiess (1990); 15. Wei & Wise (1989); 16. Wei & Wise (1990).

Tabla 5. (Capítulo 5, página 128). Nuevas edades astronómicas de bioeventos de plancton calcáreo para el intervalo de 8.5-12.5 Ma, mediante el calibrado de ciclos sedimentarios básicos con la ATNTS2004 (Lourens *et al.*, 2004) en la sección del Monte del Corvi, Italia. Modificada de Hüsing *et al.* (2007).

Tabla 6. (Capítulo 5, página 130). Posición estratigráfica de los eventos bioestratigráficos de nanofósiles calcáreos propuestos en este estudio para la sección del Arroyo Alférez. FO, primer registro; LO, último registro.

Tabla 7. (Capítulo 5, página 137). Posición estratigráfica de los eventos bioestratigráficos de nanofósiles calcáreos propuestos en este estudio para el Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4. FO, primer registro; LO, último registro.

Tabla 8. (Capítulo 5, página 142). Posición estratigráfica de los eventos bioestratigráficos de nanofósiles calcáreos propuestos por Kameo & Bralower (2000) (I) y los sugeridos en este estudio (II). Todos los eventos referidos al Site 999, Sección 1, Hole A. B acmé, base del acmé; T acmé, techo del acmé; B paracmé, base del paracmé; T paracmé, techo del paracmé; B, primera ocurrencia; T, última ocurrencia; N, dato no viable. FO, primer registro; LO, último registro. BA, base del acmé; TA, techo del acmé. Modificada de Kameo & Bralower (2000).

Anexo I. Materiales y Técnicas

1. Muestreo de las secciones estudiadas

Para llevar a cabo estudios bioestratigráficos y paleoceanográficos de alta resolución es necesario que la obtención de series de datos sea continua, lo que permita reconstrucciones lo más cercanas a la realidad y representen el intervalo de tiempo seleccionado. De esta manera, las secciones son muestreadas de manera sistemática, a la máxima resolución posible -menor espacio de separación entre puntos de muestreo- permitiendo realizar estudios preliminares con un mínimo de muestras y posteriormente aumentar el número e intercalar datos intermedios en los intervalos de mayor interés. La sección de superficie del Arroyo Alférez fue levantada en 2004 y está depositada en el ICP-Ecopetrol (Instituto Colombiano del Petróleo), Colombia. El muestreo fue realizado por toma directa de los fragmentos de roca colectados, mediante un cuidadoso raspado de las mismas a intervalos variables. El Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 está depositado en las instalaciones del ICP-Ecopetrol desde su recuperación en 2008. El muestreo fue realizado mediante toma directa del sedimento usando una pequeña espátula a intervalos variables.

El testigo oceánico ODP, Site 999 permanece en el Repositorio de Bremen, Alemania. Todas las muestras extraídas fueron tomadas del Hole A, mediante el cuarteado de las secciones y toma directa del sedimento a intervalos variables. Para detalles relacionados con la localización y descripción litológica de las secciones, consultar el Capítulo 2.

2. Técnicas de preparación de nanofósiles calcáreos para estudios con microscopía óptica (LM)

Lugar de preparación: Universidad de Salamanca, Salamanca. España.

La asociación cocolitoforal que hace parte de un registro cronoestratigráfico concreto está relacionada con las características físico-químicas y biológicas del medio en que estos organismos se han desarrollado (Anexo 2). Además de estos factores intrínsecos al medio sedimentario, otros externos pueden influenciar las interpretaciones posteriores debido a las técnicas usadas para la recolección del fitoplancton y a los distintos métodos de análisis en laboratorio (taxonomía, recuentos, análisis estadísticos) desarrollados por diversos investigadores. Con el propósito de minimizar el riesgo de introducir errores en los análisis de las muestras se optó por aplicar técnicas ampliamente reconocidas tanto por su operatividad como por la correcta manipulación en la preparación de las mismas, para posteriormente hacer el recuento de las diferentes especies.

Las muestras fueron tratadas en el Laboratorio de Micropaleontología de la Universidad de Salamanca bajo estrictas medidas de asepsia del material utilizado para evitar posibles contaminaciones de las asociaciones originalmente colectadas. Inicialmente se prepararon frotis (*smear slides*) de algunos intervalos seleccionados al azar de las muestras colectadas con el propósito de tener una idea general de la preservación y abundancia relativa de la nannoflora. Además, porque es una técnica sencilla y rápida, la cual ofrece la suficiente fiabilidad para estimaciones preliminares. La preparación definitiva de las muestras se realizó mediante la implementación de la técnica de decantación de Flores & Sierro (1997a).

2.1 Frotis (*Smear slides*), Backman & Shackleton (1983). Análisis semicuantitativos

Es una de las técnicas de preparación de muestras más empleada, debido a que es rápida, sencilla y requiere de una ínfima cantidad de sedimento (Backman & Shackleton, 1983; Bown & Young, 1998). Como la cantidad de sedimento tomada es variable, debido a que no se hace un pesado previo, no es posible calcular abundancias absolutas. Además, la distribución del sedimento es heterogénea y las

preparaciones varían considerablemente unas de otras (Wei, 1998; Beaufort, 1991; Flores & Sierro, 1997a; Baumann *et al.*, 1998). A continuación se exponen brevemente los pasos a seguir para su implementación.

- ❖ Secar la muestra en una estufa a una temperatura aproximada de 50° C.
- ❖ Tomar una pequeña cantidad de sedimento con uno de los extremos de un palillo y depositarla en un portaobjetos.
- ❖ Añadir un par de gotas de agua destilada al sedimento.
- ❖ Distribuir la solución anterior con ayuda del palillo, lo más homogéneamente posible.
- ❖ Dejar que se seque la preparación. Para acelerar este proceso, podemos poner el portaobjetos sobre una placa eléctrica a temperatura intermedia.
- ❖ Añadir una gota de bálsamo de Canadá (disuelto al 50% con xileno [$C_6H_4(CH_3)_2$] al portaobjetos que permanece sobre la placa eléctrica, y fijar encima un cubreobjetos.
- ❖ Dejar que se seque y se enfríe en la estufa a baja temperatura, con el fin de que madure el bálsamo.

2.2 Técnica de Decantación, Flores & Sierro (1997a). Abundancia absoluta.

En general, las técnicas de preparación de láminas por decantación parten de una cantidad conocida de sedimento que es diluida en un volumen conocido de agua que luego se deja decantar en un recipiente que contiene un cubreobjetos en el fondo. Al evaporarse el líquido se extrae el cubre, que se monta sobre un portaobjetos. La principal diferencia entre unas técnicas y otras es el espesor de la columna de líquido y el tipo de medio líquido en el que se produce la decantación. Para el presente estudio se eligió la técnica de Flores & Sierro (1997a) por ser rápida, eficaz y porque la calidad de las muestras preparadas es óptima y adecuada para llevar a cabo la identificación y los recuentos de especies con fiabilidad. Brevemente se nombran sus pasos y entre paréntesis se relacionan los pesos y volúmenes usados en este trabajo.

- ❖ Pesar una cantidad de sedimento seco (2.0 gr) en una balanza de precisión e introducirla en un recipiente de cristal de 10 ml de capacidad.
- ❖ Llenar el recipiente con una solución de agua destilada, tamponada con Na_2CO_3 y NaHCO_3 que previene posibles disoluciones.
- ❖ Agitar la mezcla y pasarla por ultrasonidos durante 20 segundos para disgregar el sedimento. Se espera un momento a que la mezcla se estabilice un poco.
- ❖ Extraer con una micropipeta un volumen de solución (0.2 ml) de la parte media del recipiente para evitar que los posibles agregados detríticos u orgánicos (que decantan antes) no entren en la preparación.
- ❖ Llenar una placa Petri (a la que anteriormente se le ha instalado un cubreobjetos en el fondo) con una mezcla de agua destilada y gelatina (tamponada con Na_2CO_3 y NaHCO_3).
- ❖ Añadir el volumen de solución (0.2 ml) con la micropipeta a la solución de agua y gelatina a la placa Petri; mezclarlo con suavidad mediante el bombeo con la micropipeta varias veces, evitando rozar la placa Petri o el cubreobjetos, hasta que se alcance una distribución homogénea del sedimento.
- ❖ Dejar reposar la placa Petri en posición horizontal a unos 20 °C de temperatura durante al menos 12 horas.
- ❖ Extraer el líquido sobrante por capilaridad con pequeñas tiras de papel secante, que se colocan en los bordes de la placa Petri.
- ❖ Introducir la placa Petri en la estufa a baja temperatura durante unos minutos.
- ❖ Retirar el cubreobjetos del fondo de la placa Petri y ponerlo sobre una placa térmica a temperatura intermedia, colocando una gota de bálsamo de Canadá disuelto al 50 % con xileno [$\text{C}_6\text{H}_4(\text{CH}_3)_2$].
- ❖ Montar el portaobjetos sobre el cubre e introducirlo en la estufa a baja temperatura para que el bálsamo madure durante varias horas.

2.3 Técnicas de preparación de nanofósiles calcáreos para estudios con microscopía electrónica (SEM)

Lugar de preparación: Christian-Albrechts-Universität, Kiel. Alemania.

Se realizaron observaciones de algunas muestras en el microscopio electrónico de barrido SEM (*Scanning Electron Microscope*) en el IFG de la Universidad de Kiel, para tomar láminas fotográficas y clarificar algunas características taxonómicas de las especies analizadas. Las técnicas de preparación de láminas para estudios en microscopio electrónico de barrido son parecidas a las usadas para microscopio óptico, salvo en que la concentración de cocolitos por campo visual deber ser tal (usualmente menor) que permita realizar buenas observaciones. Las muestras se prepararon mediante una técnica combinada de dilución/filtración propuesta Backman & Shackleton (1983) y mejorada por Andruleit (1996).

Una cantidad aproximada de 60 mg de sedimento seco fue seleccionada. Agua saturada en carbonato fue usada para diluir el sedimento. Con el propósito de desintegrar los agregados presentes, la preparación fue sometida a entre 2-3 ciclos de ultrasonidos. El cuarteo de la solución se realizó en un dispositivo rotatorio (TMFRITSCH laborette 27) durante dos ciclos de alrededor a 3-5 minutos cada uno. La solución resultante fue filtrada en una pequeña bomba de vacío mediante un filtro de policarbonato (TMSchleicher & Schuell, Satorius, 50 mm diámetro, 0.4 μm tamaño de poro). Después de ser secados los filtros en una estufa durante 24 horas, fueron adheridos a soportes especiales y metalizados con una delgada capa de oro/paladio. La observación y análisis de las muestras se llevó a cabo en un microscopio electrónico de barrido TMCamScan 44 a una magnificación de 5000X.

3. Tafonomía

El estado de preservación de los cocolitos en las secuencias estudiadas es en general

de medio a bueno, con algunas variaciones en puntos aislados del registro, donde se observa disolución (e.g. en *Helicosphaera* y *Reticulofenestra*), recristalización (e.g. en *Discoaster*, *Chiasmolithus* y *Zygrhablithus*) o rotura parcial (e.g. en espinas de *Sphenolithus* y rayos de *Discoaster*). La presencia de cocosferas y la buena preservación de los nanofósiles calcáreos permiten deducir que las condiciones bajo las cuales se depositaron estos organismos incluían sedimentación rápida y continua, con predominio de tamaño de grano de las partículas muy fino.

En observaciones al microscopio electrónico se pudieron reconocer minerales del grupo de la arcilla (micas) y abundante materia orgánica (posiblemente pellets fecales). La presencia de retrabajados es mínima y no compromete la sucesión estratigráfica sugerida. Esto indica que las secuencias se encuentran *in situ* y presentan mínima perturbación por factores externos (e.g. influencia del delta del Río Magdalena).

3.1 Sección de superficie del Arroyo Alférez

Eoceno. La nanoflora es poco abundante y mal preservada. En ciertos niveles las estructuras delicadas de algunos taxones no se han conservado. La recristalización es frecuente y afecta principalmente al género *Zygrhablithus*. Los taxones *Sphenolithus predistentus* y *Sphenolithus distentus* comúnmente presentan las espinas rotas, siendo notable en el caso de *S. distentus* lo que dificulta su identificación. Los demás géneros se observan en buen estado de preservación. La presencia de retrabajados es insignificante. En tres niveles no se registra nanoflora: G05-CB-01 (4.875 m), G05-CB-07 (50.875 m) y G05-CB-18 (99.375 m).

Oligoceno. La nanoflora es poco abundante y bien preservada, pudiéndose observar estructuras muy delicadas en algunos taxones (e.g. delicada rejilla en escudos de *Reticulofenestra* y *Pedinocyclus larvalis*). Se presenta recristalización en los géneros *Discoaster* y *Chiasmolithus* de manera regular. Los demás géneros están bien

preservados. Los retrabajados son mínimos. En algunos niveles se evidencia extrema disolución o ausencia de nanoflora (G05-CB-313, 711.625 m).

Mioceno. La nanoflora es abundante y bien preservada con algunos niveles donde la disolución (e.g. en escudos de *Reticulofenestra*) y recristalización (e.g. en *Discoaster* y *Sphenolithus*) es evidente. *Discoaster druggii* es difícil de distinguir de otros *Discoaster* cuando hay recrecimiento. El resto de la asociación está bien preservada. La presencia de retrabajados no es notoria. En cinco muestras no se registra nanoflora: G05-CB-610 (1382.875 m), G05-CB-619 (1410.625 m), G05-CB-651 (1522.375 m), G05-CB-696 (1617.625 m) y G05-CB-711 (1937.875).

3.2 Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4

Oligoceno. La nanoflora es poco abundante y bien preservada. En algunos niveles se observan estructuras muy delicadas en el área central (e.g. en *Helicosphaera* y *Reticulofenestra*). La ligera recristalización que afecta a *Discoaster* no impide su adecuada identificación. No se identificaron retrabajados. No hay horizontes estériles en nanofósiles calcáreos.

Mioceno. En general la nanoflora presenta abundancia de media a alta y está bien preservada. Incluso en algunas muestras, se observan las estructuras delicadas de los escudos de algunos taxones. Sin embargo, en otros niveles, donde el contenido de nanofósiles es pobre, es evidente la extrema disolución (e.g aún en el caso de los robustos *Coccolithus miopelagicus*) o la ausencia de nanoflora como en la muestra E4/27.50 (27.500 m). *Discoaster druggii* es difícil de distinguir de otros *Discoaster* dado que el recrecimiento es común. También los *Sphenolithus* están afectados por recristalización, principalmente en el caso de *Sphenolithus heteromorphus*. Los demás géneros se observan en buen estado de preservación. La presencia de retrabajados es insignificante. El tope del intervalo estudiado es estéril y corresponde a las muestras E4/10.50 (10.50 m), E4/9.00 (9.00 m), E4/7.00 (7.00 m), E4/5.00 (5.00 m) y E4/2.00 (2.00 m).

3.3 ODP site 999

Límite Oligoceno/Mioceno y Mioceno. La nanoflora es abundante y su preservación es media. En algunos niveles, se conservan las estructuras más delicadas de algunos taxones. Sin embargo, otros niveles (principalmente hacia el tope de la secuencia) presentan un pobre contenido en nanofósiles donde es evidente la extrema disolución en casi todos los géneros aún en los más robustos como *Coccolithus*, aunque ninguna muestra es estéril. La recristalización es común y afecta principalmente a los individuos del género *Discoaster*, impidiendo en algunos casos su identificación a nivel de especie, sobre todo en lo que respecta a *Discoaster druggii*. Los géneros *Discoaster* y *Sphenolithus* comúnmente presentan los rayos y las espinas rotas, respectivamente. Los retrabajados son raros.

4. Análisis microscópico y recuento de cocolitos

Lugar de Análisis: Universidad de Salamanca. Salamanca, España.

Los cocolitóforos son un grupo de microorganismos, que poseen la característica de poder formar pequeñas placas de carbonato cálcico (cocolitos). Los cocolitos, al ser carbonatados, generan un patrón de interferencia (no es una verdadera figura de interferencia) con luz polarizada en el microscopio petrográfico. Según las propiedades cristalográficas de cada cristal de CaCO_3 que hace parte de la estructura del cocolito, su robustez, el grado de calcificación, etc., la birrefringencia será mayor o menor. Cada patrón de extinción es único y exclusivo de cada especie. El análisis microscópico para la identificación taxonómica de cocolitos, se hizo utilizando un microscopio petrográfico Leica DMRP a 1000, 1250X y 1500X.

El recuento de cocolitos se hizo utilizando un microscopio petrográfico Leica a 1000X, en un número de campos visuales que permitieran totalizar entre 300 y 400

cocolitos por placa. De lo que se estima es suficiente para alcanzar una resolución del 99% de tal manera que, estadísticamente, estén representadas todas las especies cuya abundancia sea superior al 1% (Dennison & Hay, 1967; Fatela & Taborda, 2001). Por debajo de este porcentaje, las especies no se consideran significativas en la asociación (Fatela & Taborda, 2001).

Las fotografías con luz polarizada fueron tomadas con una cámara web acoplada al microscopio Leica DMRP en cambio las de electrónico se capturaron a medida que se hacía un estudio cualitativo, en el microscopio electrónico de barrido TMCamScan 44 a una magnificación de 5000X.

Para calcular el número de nanolitos por gramo de sedimento seco (N) se ha seguido el procedimiento descrito por Flores & Sierro (1997a):

$$N = n \times R^2 \times V \times r^{-2} \times g^{-1} \times v^{-1},$$

siendo n es el número de nanofósiles contados en un área determinada, R el radio de la placa Petri donde se ha montado la muestra, V el volumen de agua que se ha añadido al sedimento seco durante la preparación, r el radio del campo visual utilizado en el recuento, g el peso del sedimento seco y v el volumen de solución añadido con la micropipeta.

Anexo II. Clasificación Sistemática de los Cocolitóforos

Reino: *Protista* Haeckel, 1866

Phylum: *Prymnesiophyta* Hibberd, 1976

Clase: *Prymnesiophyceae* Hibberd, 1976

Orden: *Coccolithophorales* Schiller, 1926

Los cocolitóforos actuales son marinos y hacen parte del fitoplancton unicelular. Pertenecen al phylum *Haptophyta*, división *Prymnesiophyceae* (Jordan & Chamberlain, 1997). Su morfología está caracterizada por un exoesqueleto compuesto de numerosas y delicadas placas de calcita, los cocolitos, los cuáles son preservados en el registro sedimentario. Algunas de estas placas son orgánicas, en tanto que otras, están constituidas de un componente inorgánico asociado con una matriz orgánica. Estas últimas escamas calcificadas son llamadas cocolitos cuyo componente inorgánico es CaCO_3 , los cuales se disponen en patrones específicos, formando o no cocosferas, cuya forma resultante es usada en la subdivisión taxonómica. En este apartado se presenta brevemente la terminología comúnmente usada para las diferentes acepciones de los cocolitóforos, tomada del sitio de Internet de la INA (*International Nannoplankton Association*), las cuales permiten precisar el contexto de su uso dentro del trabajo. Para la clasificación sistemática de los taxa identificados en las secuencias analizadas, se ha escogido la propuesta por Jordan & Kleijne (1994) y la compilada por Bown (1998) y la INA en *Electronic Calcareous Nannofossils*, 2002 (Wise *et al.*, 2002). Láminas fotográficas de los más representativos pueden ser consultadas en el anexo adjunto.

1. Terminología

- ❖ *Nanopláncton* (*Nannoplankton*): plancton de diámetro entre 2 y 63 μm . Informalmente agrupa los cocolitóforos, *Thoracosphaera*, crisofitas y otros, excluyendo el picopláncton bacteriano. (Lohmann, 1909).

- ❖ *Nanopláncton calcáreo (Calcareous nanoplankton)*: nanopláncton con concha calcárea. (¿Stradner, 1961?).
- ❖ *Nanofósil (Nannofossil)*: fósil con diámetro menor a 63 μm . Se excluyen fragmentos y organismos jóvenes de fósiles de mayor tamaño.
- ❖ *Cocolitóforo (Coccolithoporid)*: nombre dado al nanopláncton calcáreo perteneciente a la división *Haptophyta* (Lohmann, 1902).
- ❖ *Cocolitóforo (Coccolithophorid)*: adjetivo usado para, por ejemplo, referirse a las algas cocolitoforales.
- ❖ *Cocosfera (Coccosphere)*: concha de un cocolitóforo (no siempre esférica) hecha de varios cocolitos. (Huxley, 1868).
- ❖ *Cocolito (Coccolith)*: estructura calcárea formada por un cocolitóforo. (Huxley, 1868).
- ❖ *Haptophyta (Haptophyta)*: alga unicelular perteneciente a la división *Haptophyta*, que incluye todos los cocolitóforos y algunas formas no calcificadas, como por ejemplo: *Prymnesium* y *Pavlova*.
- ❖ *Nanolito (Nannolith)*: nanofósil calcáreo que carece de las características típicas de las *dinophytas* calcáreas, heterococolitos u holococolitos y que de esta manera, tienen una afinidad incierta. (Young, 1994, 1995).
- ❖ *Heterococolito (Heterococcolith)*: cocolito formado de cristales unitarios de forma y tamaño diversos dispuestos en ciclos de simetría radial. (Braarud *et al.*, 1955a, 1955b).
- ❖ *Heterococolitóforo (Heterococcolithophore)*: célula soportada por una cocosfera de heterococolitos.
- ❖ *Holococolito (Holococcolith)*: cocolito formado por numerosos cristales menores de 0,1 μm que poseen forma y tamaño similar. (Braarud *et al.*, 1955a, 1955b).
- ❖ *Holococolitóforo (Holococcolithophore)*: célula soportada por una cocosfera de holococolitos.
- ❖ *Lith (Lith)*: término informal usado para referirse a un cocolito o nanolito.

2. Clasificación Sistemática

La información de los se presentará por géneros en orden alfabético. Se excluyen en este apartado los pocos retrabajados presentes en las secciones. Además de aquellos extremadamente raros, que fueron identificados o bien en una sola muestra o en el caso en el que existan dudas acerca de su correcta identificación. Dichos taxones no están registrados en las cartas de distribución. Se incluye brevemente la descripción del taxón y su sinonimia. Las particularidades de los taxones (y/o géneros) en cada secuencia están contrastadas con la descripción original del taxón y/o género.

Calcidiscus Kamptner 1950 emend. Loeblich & Tappan 1978

Calcidiscus leptoporus (Murray & Blackman, 1898) Loeblich & Tappan, 1978

Sinonimia:

Coccosphaera leptopora Murray & Blackman, 1898

Coccolithophora leptopora Lohmann, 1902

Coccolithus leptoporus Schiller, 1930

Cyclococcolithus leptoporus Kamptner, 1954

Coccolithus leptoporus Baldi-Beke, 1960

Umbilicosphaera leptopora Reinhardt, 1968

Cyclococcolithina leptopora Wilcoxon, 1970

Calcidiscus leptoporus Loeblich & Tappan, 1978

Descripción: Placolitos de tamaño medio, menores de 10 μm y con menos de 40 elementos, con una pequeña perforación en el área central. Sólo el escudo proximal es birrefringente.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Raro, muy pequeño y delicado, baja birrefringencia

Calcidiscus macintyreii (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich & Tappan, 1978

Sinonimia:

Cyclococcolithus macintyre Bukry & Bramlette, 1969

Cyclococcolithina macintyre Heezen *et al.*, 1971; invalidado

Cyclococcolithina macintyre Roth, 1973

Calcidiscus macintyre Loeblich & Tappan, 1978

Descripción: Placolitos circulares con un pequeño poro o depresión central y con alrededor de 40 elementos. Diámetro de 10 µm o más.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según descripción original. Usualmente con mayor birrefringencia hacia final del registro.

Calcidiscus premacintyre Theodoridis, 1984

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Placolitos elípticos con un área central relativamente alargada y abierta. Diámetro de alrededor de 12 µm.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Escaso (sólo en una muestra). Presencia dudosa, muy pequeño.

ODP 999: Según original o más pequeño. Delicado, bien preservado, baja birrefringencia.

Calcidiscus leptoporus centrovalis (Stradner & Fuchs, 1980) Perch-Nielsen, 1984

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Placolitos circulares pequeños con un pequeño poro o depresión central y con alrededor de 40 elementos. Diámetro de alrededor de 6 µm.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Raro, muy pequeño y delicado, baja birrefringencia.

Calcidiscus tropicus Kamptner, 1956 *sensu* Gartner, 1962

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Placolitos circulares pequeños con el área central abierta y con alrededor de 40 elementos. Diámetro de alrededor de 7-10 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, *Estratigráfico* 4: No identificado.

ODP 999: Presencia dudosa, raro, muy pequeño y delicado. Baja birrefringencia.

Catinaster Martini & Bramlette, 1963

Catinaster coalitus Martini & Bramlette, 1963

Sinonimia: No presenta.

Descripción: En forma de canasta con 6 rayos en el lado cóncavo que no se extienden hacia el cuerpo principal. El área central (la canasta) es circular a hexagonal. La vista lateral semeja a una bellota. Muestra colores de birrefringencia de alto orden.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, *Estratigráfico* 4: No identificado.

ODP 999: Según original, menor birrefringencia. Ocasionalmente recristalizado.

Chiasmolithus Hay, Mohler & Wade, 1966 emend. Varol, 1992

Chiasmolithus altus Bukry & Percival, 1971

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Placolitos grandes, elípticos, con una abertura central elíptica a cuadrada, cruzada por una delicada barra en forma de X que forma un ángulo de 90°. La barra puede estar ligeramente desviada. El escudo distal no es birrefringente.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño, bien preservado, baja birrefringencia. A veces fragmentado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Coccolithus Schwarz, 1894

Coccolithus miopelagicus Bukry, 1971, emend. Wise, 1973

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Placolitos subredondeados de gran tamaño, con un área central relativamente pequeña y elíptica; y un escudo distal grueso y estriado. Sólo el escudo y el área central son birrefringentes. De alrededor de 13-18 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño, bien preservado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original, bien preservado. Ocasionalmente fragmentado.

ODP 999: Enormes, birrefringencia de alto orden. Ocasionalmente recristalizado.

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1930 (<13 μm)

Sinonimia:

Coccolithus oceanicus Schwarz, 1894

Coccosphaera pelagica Wallich, 1877

Coccolithophora pelagica Lohmann, 1902

Coccolithus pelagicus Schiller, 1930

Coccolithophora pelagica Vozzhenbikova, 1960

Ellipsagelosphaera pelagica Noel, 1965; invalidado.

Descripción: Placolitos elípticos, pequeños a grandes, escudo proximal bicíclico fino y área central elíptica y abierta, rodeada en la parte distal por una tablilla de finos elementos. Sólo el escudo y el área central son birrefringentes. De alrededor de 13-18 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o mucho más pequeño, sobre todo en el Eoceno. Con o sin puente.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeño, bien preservado.

ODP 999: Según original o más grande. Ocasionalmente recristalizado o disuelto.

Coronocyclus Hay, Mohler & Wade, 1966

Coronocyclus nitescens (Kamptner, 1963) Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia:

Umbilicosphaera nitescens Kamptner, 1963

Coronocyclus nitescens Bramlette & Wilcoxon, 1967

Cyclococcolithus nitescens Chen & Shieh, 1982

Descripción: Anillo circular de tamaño medio con el área central amplia y abierta construida por 3 o 4 decenas de elementos imbricados, a partir de los cuales, proyecciones dentadas pueden surgir distal o proximalmente. De alrededor de 8-10 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño, bien preservado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeño, bien preservado.

ODP 999: Según original o más grande. Formas grandes y ovaladas hacia su último registro.

Cruciplacolithus Hay & Mohler, 1967

Sinonimia: *Cruciolithus* Stradner en Stradner & Edwards, 1968

Descripción: Placolitos elípticos y cóncavos con una cruz central que tiene los brazos orientados hacia ambos ejes de la elipse. Tamaño variable, hasta de 14 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Raro, muy pequeño y delicado, birrefringencia media.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Cyclicargolithus Bukry, 1971

Cyclicargolithus abisectus (Müller, 1970) Wise, 1973 (>10 µm)

Sinonimia: Nombre original, *Coccolithus? abisectus* Müller, 1970

Descripción: Placolitos grandes, subredondeados, con escudos con un ciclo simple de finos elementos; área central distal cubierta de finas plaquitas y una pequeña abertura central redondeada. Ambos escudos son birrefringentes con una figura de pseudointerferencia oscura en forma cuadrada sobre la abertura central.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original, bien preservado. Ocasionalmente fragmentado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original, bien preservado. Birrefringencia media.

ODP 999: Según original o más grande. Birrefringente alta. Ocasionalmente recristalizado.

Cyclicargolithus floridanus (Roth & Hay en Hay *et al.*, 1967) Bukry, 1971 (<10 µm)

Sinonimia:

Coccolithus floridanus Roth & Hay in Hay *et al.*, 1967

Cyclococcolithus floridanus Hay, 1970

Cyclococcolithus floridanus Roth, 1970

Cyclicargolithus floridanus Bukry, 1971

Cyclococcolithina floridana Roth & Thierstein, 1972

Reticulofenestra floridana Theodoridis, 1984

Descripción: Placolitos subredondeados de tamaño medio, con escudos con un ciclo simple de finos elementos, área central distal cubierta de finas plaquitas y una pequeña abertura central redondeada. Ambos escudos son birrefringentes con una figura de pseudointerferencia oscura en forma cuadrada sobre la abertura central.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño, bien preservado. Ocasionalmente fragmentado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeño, bien preservado. Birrefringencia media.

ODP 999: Según original o más grande. Ocasionalmente tan birrefringente como *C. abisectus*.

Discoaster Tan Sin Hok, 1927 (ex *Eu-discoaster*, corregido por Tan Sin Hok, 1931)

Discoaster adamanteus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia:

Discoaster adamanteus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Truncodiscoaster adamanteus Prins, 1971, invalidado

Truncodiscoaster adamanteus Loeblich & Tappan, 1973

Trochodiscoaster adamanteus

Eu-discoaster adamanteus Flores Villarejo, 1986

Descripción: De tamaño pequeño a mediano, con 6 rayos rectos, gruesos y romos unidos en la mayor parte de su alargamiento, con elevaciones centrales a manera de caras de un cristal. De entre 6-13 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño, muy robusto, bien preservado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeño, bien preservado.

ODP 999: Escaso, según original, bien preservado.

Discoaster bollii Martini & Bramlette, 1963

Sinonimia:

Discoaster bollii Martini & Bramlette, 1963

Eudiscoaster bollii Prins, 1971, invalidado

Eu-discoaster bollii Theodoridis, 1983

Descripción: Grande, con 6 rayos cortos en forma de botella. Los rayos están bifurcados. Área central plana y amplia con una gran estrella en el medio. De entre 10-14 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño, muy robusto, bien preservado. A veces sin el botón central.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Discoaster brouweri Tan, 1927, emend. Bramlette & Riedel, 1954

Sinonimia:

Discoaster brouweri Tan, 1927

Discoaster brouweri emend. Bramlette & Riedel, 1954

Eudiscoaster brouweri Wetzel & Weyl, 1953

Eudiscoaster brouweri Prins, 1971

Eu-discoaster brouweri Theodoridis, 1983

Eu-discoaster brouweri ssp. brouweri Theodoridis, 1984

Descripción: Grande a mediano, con 6 rayos largos y delgados terminados en un arco pronunciado que forman una especie de sombrilla o araña. Puede presentar un botón en el área central. De entre 12-15 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original o más pequeño. A veces sin el botón central o con los rayos fragmentados.

Discoaster calcaris Gartner, 1967

Sinonimia:

Discoaster calcaris Gartner, 1967

Discoaster brouweri calcaris Hay, 1970

Clavodiscoaster calcaris Prins, 1971, invalidado

Eu-discoaster calcaris Theodoridis, 1983

Descripción: Grande, con 6 rayos delgados, bifurcados asimétricamente hacia la punta. Las ramas más largas de las bifurcaciones están curvadas en la misma

dirección pero se extienden un poco, lateralmente, hacia la punta de los rayos. Un pequeño botón estrellado está presente en el área central. De entre 16-20 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original. A veces sin el botón central, rayos fragmentados o recristalizado.

Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel, 1954

Sinonimia:

Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel, 1954

Clavodiscoaster deflandrei Prins, 1971, invalidado

Eu-discoaster deflandrei Theodoridis, 1983

Descripción: Grande, con 5-7 (usualmente 6) rayos cortos y gruesos con terminaciones romas. El espacio entre los rayos es redondeado. El área central es gruesa y puede presentar una suave elevación central rematada por un pequeño botón. De entre 10-17 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño. Muy recristalizado, aspecto compacto.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeño. Recristalizado, rayos romos.

ODP 999: Según original o más grande. Muy recristalizado. A veces fragmentado.

Discoaster druggii Bramlette & Wilcoxon, 1967 (>15 μm)

Sinonimia:

Discoaster extensus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Discoaster druggi Bramlette & Wilcoxon, 1967, substituido por *Discoaster extensus*

Clacodiscoaster druggi Prins, 1971, invalidado

Eu-discoaster druggi Theodoridis, 1983

Descripción: Muy grande, con 6 rayos robustos que se hacen delgados gradualmente hacia la punta. Los rayos pueden estar redondeados o truncados. El área central es

gruesa y rugosa, con suturas desde el centro hacia el área de separación donde surgen los rayos. De entre 15-22 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Presencia dudosa, raro, más pequeño. Intensa recristalización.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Presencia dudosa, raro. Recrecido, fragmentado.

ODP 999: Presencia dudosa, raro, robusto. Puntas romas, recristalizado, fragmentado.

Discoaster hamatus Martini & Bramlette, 1963

Sinonimia:

Discoaster hamatus Martini & Bramlette, 1963

Clavodiscoaster hamatus Prins, 1971, invalidado

Eudiscoaster hamatus Prins, 1971, invalidado

Eu-discoaster hamatus Theodoridis, 1983

Descripción: Grande, con 5 rayos largos que terminan asimétricamente en una espuela puntiaguda, los cuáles se proyectan marcadamente en la misma dirección a un ángulo exterior al plano del *Discoaster*. Presentan un pequeño botón en el área central. De entre 16-25 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original o más pequeño. Espuelas muy pequeñas, a veces fragmentadas.

Discoaster kugleri Martini & Bramlette, 1963

Sinonimia:

Discoaster kugleri Martini & Bramlette, 1963

Clavodiscoaster kugleri Prins, 1971, invalidado

Eu-discoaster kugleri Theodoridis, 1983

Descripción: Grande, con 6 rayos cortos comúnmente terminados en punta con unas suaves muescas. El área entre los rayos es redondeada. De entre 9-14 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original. Robusto, rayos muy cortos, a veces recrecidos que impiden ver las muescas.

Discoaster musicus Stradner, 1959

Sinonimia:

Discoaster sanmiguelensis Bukry, 1981

Eu-discoaster musicus Theodoridis, 1983

Descripción: Mediano, con el área central relativamente grande y 6 rayos cortos con unas ligeras bifurcaciones que terminan truncadas. Presenta un botón estrellado en el área central. De entre 8-16 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original, escaso en registro. A veces sin botón e intensa recristalización.

Discoaster pentaradiatus Tan, 1927, emend. Bramlette & Riedel, 1954

Sinonimia:

Discoaster pentaradiatus Tan Sin Hok, 1927

Discoaster pentaradiatus emended Bramlette & Riedel, 1954

Eudiscoaster pentaradiatus Bersier, 1939

Eu-discoaster pentaradiatus Theodoridis, 1983

Descripción: Mediano, con 5 rayos largos, delgados, terminados en punta y suavemente arqueados; los cuáles terminan en delicadas y amplias bifurcaciones. El área central está provista de un pequeño botón. Usualmente presentan una débil birrefringencia. De entre 9-12 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original. Rayos fragmentados, birrefringencia más acusada por la recristalización.

Discoaster prepentaradiatus Bukry & Percival, 1971

Sinonimia:

Eu-discoaster prepentaradiatus Theodoridis, 1983

Descripción: Mediano, con 5 rayos largos con cortas bifurcaciones y un área central no muy desarrollada. De entre 9-12 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original. Similar a *D. pentaradiatus* pero sin botón, más robusto y sin birrefringencia.

Discoaster signus Bukry, 1971

Sinonimia:

Discoaster signus Bukry, 1971

Eu-discoaster signus Theodoridis, 1983

Descripción: Grande, con 6 rayos largos y delgados, con puntas bifurcadas extensas y finas. En el área central hay un botón prominente que cubre el nacimiento de los rayos. 16-23 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original. Fino. A veces con rayos fragmentados. Botón muy prominente, característico.

Discoaster triradiatus Tan, 1927

Sinonimia:

Discoaster triradiatus Tan Sin Hok, 1927

Hemidiscoaster triradiatus Deflandre, 1934

Discoaster brouweri triradiatus Hay, 1970

Eu-discoaster triradiatus Driever, 1988

Descripción: Esencialmente *Discoaster* de tres rayos delgados, rectos y separados a 120° desde una área central pequeña. Los rayos terminan en una sencilla punta. 12-15 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, *Estratigráfico 4*: No identificado.

ODP 999: Según original o más pequeño. Bien preservado, nunca fragmentado.

Discoaster variabilis Tan, 1927

Sinonimia:

Discoaster variabilis Martini & Bramlette, 1963

Clavodiscoaster variabilis Prins, 1971, invalidado

Eu-discoaster variabilis Theodoridis, 1983

Descripción: Grande, suavemente cóncavo-convexo, con 5 rayos largos bifurcados o doblemente bifurcados. En el lado convexo tiene un botón estrellado. De entre 7-18 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, *Estratigráfico 4*: No identificado.

ODP 999: Según original. Usualmente recristalizado y fragmentado, que impide ver las bifurcaciones.

Florisphaera Okada & Honjo, 1973

Florisphaera profunda Okada & Honjo, 1973

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Muy pequeño, placas rectangulares suavemente curvadas; débilmente birrefringentes. De entre 0.8-3.1 x 0.7-2.5 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original o muy pequeña y delicada. Buena preservación, no recristalizada.

Hayaster Bukry, 1973

Hayaster perplexus (Bramlette & Riedel, 1954) Bukry, 1973

Sinonimia:

Discoaster perplexus Bramlette & Riedel, 1954

Hayaster perplexus Bukry, 1973

Oolithotus perplexus Conley & Burns, 1979

Descripción: Discolito de tamaño medio con 10-13 segmentos en forma de trozos de pizza, con un contorno circular modificado por bordes periféricos rectos y cuadrados; no birrefringente. Algunas veces presenta un escudo proximal pequeño y delicado. De entre 6-10 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original o más grande. A veces fragmentado con pérdida del escudo proximal.

Helicosphaera Bukry, 1973

Helicosphaera ampliaperta Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia:

Helicosphaera ampliaperta Bramlette & Wilcoxon, 1967

Helicopontosphaera ampliaperta Bukry & Bramlette, 1969, invalidado

Helicopontosphaera ampliaperta Hay, 1970

Descripción: De tamaño pequeño a mediano, cercanamente oval, con una área central amplia y abierta; y una terminación en pestaña. De entre 7-12 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña. Muy ovalada. A veces recristalizada.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Enormes, buena preservación. Pestaña poco pronunciada.

ODP 999: Según original o más pequeña, buena preservación. Pestaña más pronunciada.

Helicosphaera bramlettei (Müller, 1970) Jafar & Martini, 1975

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Mediana, asimétricamente elíptica, con una pestaña unida que tiene una espuela en la terminación del ala. Forma sigmoidea, puente ópticamente discontinuo (con una sutura en la parte media) que cruza el área central abierta. Toda la superficie distal es birrefringente. 8-10 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña, pestaña suavemente pronunciada. Birrefringencia intensa.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Helicosphaera carteri (Wallich, 1877) Kamptner, 1954

Sinonimia:

Coccosphaera carteri Wallich, 1877

Coccolithophora carterii Lohmann, 1919, invalidado

Coccolithophora pelagica carteri Kamptner, 1927

Coccolithus carteri Kamptner, 1941

Helicosphaera carteri Deflandre & Fert, 1954

Helicosphaera carteri Kamptner 1954

Helicopontosphaera carteri Gartner, 1970, invalidado

Helicosphaera carteri var. *carteri* Theodoridis, 1984

Descripción: Helicolito pequeño a muy grande simétrico o asimétrico, elíptico con una pestaña en pliegue y dos aberturas pequeñas, abiertas y alargadas orientadas a lo largo; y paralelas al eje central más largo. Toda la parte distal altamente birrefringente, excepto por la punta del ala (terminación). De entre 5-25 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña. Pestaña poco pronunciada.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeña. Pestaña poco pronunciada.

ODP 999: Según original o más grande. Pestaña poco o muy pronunciada.

Helicosphaera compacta Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia:

Helicosphaera compacta Bramlette & Wilcoxon, 1967

Helicopontosphaera compacta Bukry & Bramlette, 1969, invalidado

Helicopontosphaera compacta Hay, 1970

Descripción: Mediano, de elíptico a redondo, con una pestaña unida y escudos relativamente gruesos. Ópticamente posee una barra continua. Solamente el área central es fuertemente birrefringente. Tiene dos pequeñas aberturas en el área central. De entre 10-13 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña, usualmente redondeada. Área central estrecha.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Helicosphaera euphratis Haq, 1966

Sinonimia:

Helicosphaera euphratis Haq, 1966

Helicopontosphaera euphratis Martini, 1969, invalidado

Helicopontosphaera euphratis Roth, 1970

Descripción: Grande, simétricamente elíptico, con una pestaña cubierta y un área central completamente cubierta por un puente ópticamente discontinuo, más o menos paralelo al eje más largo; subdividido a su vez por una sutura diagonal en dos segmentos triangulares. Toda la parte distales tiene una birrefringencia elevada. De entre 7.5-10.5 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña. Birrefringencia media.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeña. Birrefringencia media. Área central oscura.

ODP 999: Según original o más grande. Pestaña poco pronunciada. Muy birrefringente.

Helicosphaera granulata (Bukry & Percival, 1971) Jafar & Martini, 1975

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Mediano, relativamente alargado, con una pestaña cubierta y un área central rectangular. El área central aparece granulada. Solamente la parte central del área distal tiene una birrefringencia elevada. De entre 10-12 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeña. Poros del área central pequeños.

ODP 999: Según original o más grande. Poros del área central grandes y bien definidos.

Helicosphaera intermedia Martini, 1965

Sinonimia:

Helicosphaera intermedia Martini, 1965

Helicopontosphaera intermedia Hay & Mohler, 1967

Helicopontosphaera intermedia Martini, 1969

Descripción: Mediano a grande, con una pestaña cubierta y un abertura central cruzada por un puente sigmoideo, ópticamente discontinuo. Toda la parte distal tiene una birrefringencia elevada. De entre 11-14 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña, usualmente elíptica y estrecha.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeña, estrecha, alargada. Elevada birrefringencia.

ODP 999: Según original o más grande. Pestaña marcada, área central amplia.

Helicosphaera obliqua Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia:

Helicopontosphaera obliqua Roth & Thierstein, 1972

Descripción: Mediano, con forma de huso, con una cola corta y estrecha cuya parte final termina en una espuela. Una barra, delgada e inversa, ópticamente continua separa dos pequeñas rendijas. Sólo la parte distal del área central tiene una birrefringencia elevada. De entre 8-10 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña, estrecha y alargada. Birrefringencia débil

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeña, estrecha, alargada.

ODP 999: Según original, estrecha a ligeramente cuadrada, alargada.

Helicosphaera perch-nielseniae (Haq, 1971) Jafar & Martini, 1975

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Mediano, asimétricamente rectangular, con una pestaña cubierta y una puntiaguda espuela que termina sobre los elementos del ala. Una barra inversamente inclinada y ópticamente continua separada dos rendijas estrechas. El área central tiene una birrefringencia elevada. De entre 8-11.5 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña, alargada, espuela corta, a veces fragmentada.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Helicosphaera lophota (Bramlette & Sullivan, 1961) Jafar & Martini, 1975

Sinonimia:

Helicosphaera seminulum lophota Bramlette & Sullivan, 1961

Helicopontosphaera seminulum lophota Bukry & Kennedy, 1969, invalidado

Helicopontosphaera seminulum lophota Gartner, 1971

Helicopontosphaera lophota Haq, 1971

Helicopontosphaera lophota Bukry, 1971

Helicosphaera lophota Locker, 1973

Descripción: Mediano a grande, con una robusta pestaña y un área central amplia y abierta; cruzada por un puente grueso, ópticamente discontinuo (con una sutura en la parte media) subparalelo a eje mayor. Toda la superficie distal es birrefringente.

De entre 10-15 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña, estrecha, alargada. Elevada birrefringencia.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Helicosphaera recta (Haq, 1966) Jafar & Martini, 1975

Sinonimia:

Helicosphaera seminulum recta Haq, 1966

Helicosphaera truncata Bramlette & Wilcoxon, 1967,

Helicopontosphaera recta Martini, 1969, invalidado

Helicosphaera recta Jafar & Martini, 1975

Descripción: Mediano a grande, rectangular asimétrico, con una pestaña cubierta, rematada por un ala o dos gruesas espuelas. Una barra recta, semi-horizontal y ópticamente continua separa dos grandes aberturas. Sólo la parte distal del área central tiene una birrefringencia elevada. De entre 7-15 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más grande, amplia, rectangular. Espuelas pronunciadas.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeña, estrecha, rectangular.

ODP 999: No identificado.

Helicosphaera sellii (Bukry & Bramlette, 1969) Jafar & Martini, 1975

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Pequeño a mediano, simétricamente elíptico con la pestaña cubierta y una terminación gradual en ala. Una barra subhorizontal inclinada y ópticamente continua separa dos grandes aberturas centrales. Presenta birrefringencia en la parte central y en parte del área distal. De entre 6-12 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original o más pequeña, estrecha, alargada. Birrefringencia débil.

Helicosphaera vedderi Bukry, 1981

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Pequeño, simétricamente elíptico, con una pestaña cubierta y una barra inclinada ópticamente continúa que separa dos grandes aberturas angulares. Sólo la parte distal del área central tiene una birrefringencia elevada. De entre 6-7 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original o más pequeña, delicada, alargada. Área central estrecha.

Helicosphaera walbersdorfensis Mueller, 1974

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Muy pequeño, cercanamente triangular o simétricamente elíptico (depende de la extensión del ala) con una pestaña cubierta. Una barra delgada e inclinada, ópticamente continua, separa dos ranuras en el área central. El área central tiene una birrefringencia elevada. De entre 3.5-4.5 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña, estrecha, alargada. Pestaña muy marcada.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Helicosphaera waltrans Theodoridis, 1984

Sinonimia: No presenta.

Descripción: De tamaño pequeño a mediano, cercanamente oval, con una área central amplia y abierta. El área central está cruzada por una barra estrecha y oblicua. Presenta aberturas triangulares. De entre 7-12 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más grande, estrecha, alargada. Pestaña proyectada, birrefringente.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Holodiscolithus Roth, 1970

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Pequeño, elíptico, compuesto por un solo plato con perforaciones que consisten en pequeños cristales cúbicos. No birrefringente. De entre 5 x 3.5 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Presencia dudosa (un par de muestras), muy pequeño y compacto.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Orthorhabdus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Orthorhabdus serratus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia:

Orthorhabdus serratus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Rhabdothorax serratus Roth, 1970

Triquetrorhabdulus serratus Olafsson, 1989

Descripción: Grande, asimétrico, en forma daga; con tres barras una de las cuáles está truncada al final y otra terminada en punta. De entre 10-20 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más grandes. Alargado, usualmente recristalizado.

ODP 999: No identificado.

Pedinocyclus Bukry & Bramlette, 1971

Pedinocyclus larvalis Bukry & Bramlette, 1971

Sinonimia:

Leptodiscus larvalis Bukry & Bramlette, 1969, invalidado

Pedinocyclus larvalis Bukry & Bramlette, 1971

Pedinocyclus larvalis Loeblich & Tappan, 1973

Descripción: Cocolito circular, grande y fino, constituido por un único ciclo de entre 31-37 elementos radiales. Área central pequeña y abierta, rodeada por un collar. Únicamente el collar presenta una birrefringencia débil. De entre 10-13 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más grande, circular, delicado. Elementos suavemente inclinados.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Pontosphaera Lohmann, 1902

Pontosphaera multipora (Kamptner, 1948) Roth, 1970 emend. Burns, 1973

Sinonimia:

Discolithus multiporus Kamptner, 1948, invalidado

Discolithus multiporus Kamptner ex Deflandre, 1959

Discolithina multipora Martini, 1965

Pontosphaera multipora Roth, 1970

Cristallolithus multiporus Akers, 1979

Descripción: Cocolito de tamaño medio, semi-elíptico, con una placa basal de entre 10-44 poros distribuidos en forma regular y elíptica, paralela al borde exterior de la placa basal; formando de una a tres elipses irregulares interiores. De entre 9 μm x 7.2 μm x 2.8 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña. Birrefringencia débil

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeña, muy elíptica.

ODP 999: Según original o más grande. Birrefringencia elevada, Poros muy marcados.

Pyrocyclus Hay & Towe, 1962

Pyrocyclus orangensis (Bukry, 1971) Backman, 1980

Sinonimia:

Coccolithus orangensis Bukry, 1971

Pyrocyclus orangensis Backman, 1980

Reticulofenestra orangensis Shafik, 1990

Descripción: Aparentemente tienen un único escudo elíptico, con un ciclo exterior de numerosas placas en forma de cuña, las cuales tienen una fuerte inclinación en el sentido de las agujas del reloj; un ciclo medio de unas pocas placas largas superpuestas con imbricación destal. Área central abierta. De entre 4-6 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original o más pequeños. Birrefringencia media.

Reticulofenestra Hay, Mohler & Wade, 1967) Roth, 1970

Reticulofenestra bisecta (Hay, Mohler & Wade, 1966) Roth, 1970

Sinonimia:

Reticulofenestra scissura Hay, Mohler & Wade, 1966

Descripción: Mediano a grande, con el área central amplia, completamente cubierta por elementos distales que se disponen radialmente a partir de una sutura en la parte media. El escudo proximal está cubierto por una rejilla delgada y fina. Tanto los escudos como el área central son birrefringentes. De entre 8-18 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más grandes. Sutura central muy marcada. Birrefringencia elevada.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original. Estratigráficamente dudosa (sólo en una muestra).

ODP 999: No identificado.

Reticulofenestra daviesii (Haq, 1968) Haq, 1971

Sinonimia:

Stradnerius daviesi Haq, 1968, invalidado

Reticulofenestra daviesi Haq, 1971

Dictyococcites daviesii Perch-Nielsen, 1971

Reticulofenestra daviesi Krhovsky, 1979

Descripción: Mediano, con el área central ocupada (en una tercera parte) por una rejilla conectada con el borde del escudo por rayos que interceptan el escudo. Todos los elementos del escudo son birrefringentes. De entre 6.4 x 7.6 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña, estrecha. Rejilla central bien conservada y marcada.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Reticulofenestra minuta Roth, 1970

Sinonimia:

Reticulofenestra minuta Roth, 1970

Prinsius minutus Haq, 1971 (sugerida como sinónimo por Pujos, 1987)

Dictyococcites minutus (Roth) Haq & Lohmann, 1975

Dictyococcites minutus (Haq) Haq, Lohman, Wise, 1976

Coccolithus taganus Fonseca, 1976 (sugerida como sinónimo por Pujos, 1987)

Descripción: Placolito elíptico, muy pequeño, con un abertura central rodeada por un collar distal y cubierta por un delicada rejilla. De entre 1.5-3 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original. Ocasionalmente disueltas.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original. Ocasionalmente disueltas.

ODP 999: Según original. Rejilla central imperceptible. Ocasionalmente disueltas.

Reticulofenestra minutula (Gartner, 1967) Haq & Berggren, 1978 (3-5 μm)

Sinonimia:

Tremalithus amplus Kamptner, 1948, invalidado

Coccolithus amplus Kamptner, 1956

Coccolithus minutulus Gartner, 1967

Reticulofenestra ampla Jerkovic, 1974

Reticulofenestra haqii Backman, 1978

Reticulofenestra minutula Haq & Berggren, 1978

Reticulofenestra minutula minutula ssp Pujos, 1987

Reticulofenestra minutula haqii Pujos, 1987

Descripción: Placolito pequeño, elíptico, con un collar sobresaliente alrededor del una abertura central. De entre 3-5 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original. Ocasionalmente disueltas.

Carmen de Bolívar, *Estratigráfico 4*: Según original. Ocasionalmente disueltas.

ODP 999: Según original, muy elíptica. Ocasionalmente disueltas.

Reticulofenestra pseudoumbilicus (Gartner, 1967) Gartner, 1969 (>7 µm)

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Placolito mediano, elíptico, con un collar grueso y una abertura central cubierta por una delicada rejilla de barras que se juntan a lo largo de una sutura central. Aún si la rejilla no está presente, el área central permanece oscura. De entre 7-9 3-5 µm.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original. Rejilla usualmente imperceptible.

Carmen de Bolívar, *Estratigráfico 4*: Según original. Rejilla usualmente imperceptible.

ODP 999: Según original o mucho más grandes. Rejilla muy marcada, a veces disuelta.

Reticulofenestra reticulata (Gartner & Smith, 1967) Roth & Thierstein, 1972

Sinonimia:

Cyclococcolithus reticulatus Gartner & Smith, 1967

Cyclococcolithina reticulata Wilcoxon, 1970

Cyclicargolithus reticulatus Bukry, 1971

Cribrocentrum reticulatum Perch-Nielsen, 1971

Reticulofenestra reticulata Perch-Nielsen, 1971, invalidado

Cyclicargolithus reticulatus Proto-Decima, Medizza, Todesco, 1978, invalidado

Reticulofenestra reticulata Roth & Thierstein, 1972

Descripción: Placolito circular, mediano e intensamente birrefringente. Abertura central cubierta de una estructura como un tamiz, formada de elementos radiales que producen una figura de pseudo-interferencia característica en forma de cruz. De entre 6-9.5 µm.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeña. "Cruz óptica" central muy marcada y birrefringente.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Reticulofenestra umbilicus (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski, 1968

Sinonimia:

Coccolithus umbilicus Levin, 1965

Apertapetra umbilicus Levin & Joerger, 1967

Reticulofenestra umbilica Martini & Ritzkowski, 1968

Tremalithus umbilicus Reinhardt, 1972

Descripción: Placolito elíptico, grande a muy grande, con gruesos escudos, collar estrecho de elementos irregulares. Área central cubierta por una fina rejilla reticulada. El collar y los escudos tienen una birrefringencia elevada. De entre 14-20 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original. Rejilla central usualmente imperceptible.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Rhabdosphaera Haeckel, 1894

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Cocolito formado básicamente por una espina sólida en forma de tallo, compuesta de elementos verticales y alargados; con un escudo basal de un ciclo. De entre 6-10 x 4-5 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Presencia dudosa (un par de muestras), pequeña, alargada y delicada.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Presencia dudosa (una sola muestra) alargada y delicada.

ODP 999: Escasa, muy pequeña, delicada de tamaño medio.

Sphenolithus Deflandre, 1952

Sphenolithus abies Deflandre en Deflandre & Fert, 1954

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Con forma más o menos cónica, columna proximal robusta, elementos laterales cortos y una espina apical roma. De entre 5 x 4 µm.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, *Estratigráfico 4*: No identificado.

ODP 999: Según original o más pequeños. Agrupado con *Sphenolithus neoabies* en los recuentos.

Sphenolithus belemnus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Con forma de dardo, estrecho, con una espina apical larga y un escudo proximal cóncavo de alrededor de la tercera parte de la longitud total. De entre 5-9 µm.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño. Compacto, espina gruesa. Usualmente fragmentada.

Carmen de Bolívar, *Estratigráfico 4*: Según original o más pequeño. Espina gruesa. Usualmente fragmentada.

ODP 999: Según original o más grande. Espina delgada y muy alargada. Birrefringencia media.

Sphenolithus calyculus Bukry, 1985

Sinonimia:

Sphenolithus elongatus Martini, 1986

Descripción: Pequeño con una espina apical larga y de base compacta. De entre 5-9 µm.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeño. Espina delgada, usualmente fragmentada.

ODP 999: No identificado.

Sphenolithus capricornutus Bukry & Percival, 1971

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Pequeño con dos espina apicales divergentes. De entre 6-10 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeño. Espinas delgadas, cortas muy divergentes.

ODP 999: No identificado.

Sphenolithus ciperoensis Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Pequeño, triangular, la columna proximal es de más de la tercera parte que la longitud total. La espina apical está formada por dos piezas delgadas, ocasionalmente bifurcadas a lo largo de la extensión de la punta. De entre 9-13 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño. Compacto, con bifurcaciones usualmente imperceptibles.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Sphenolithus compactus Backman, 1980

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Muy pequeño, escudo proximal compacto de más o menos la mitad de la longitud total y espina redondeada y compacta. De entre 2-3 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Muy pequeño y estrecho. Espina muy poco marcada.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Muy pequeño y estrecho. Espina muy poco marcada.

ODP 999: Según original o más pequeño. Espina levemente proyectada y poco acusada.

Sphenolithus conicus Bukry, 1971

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Forma cónica, escudo proximal corto e imbricado, elementos laterales de tamaño medio y espina apical subpoligonal y compacta. De entre 7-12 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño. Compacto. Espina poco proyectada.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeño. Compacto. Espina poco proyectada.

ODP 999: Según original. Compacto y estrecho. Espina proyectada y gruesa.

Sphenolithus delphix Bukry, 1973

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Forma trirradiada, escudo proximal extendido lateralmente. Elementos laterales pequeños, los cuales junto con el escudo proximal, se asemejan a un bigote. De entre 8-12 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original o más pequeño. Compacto. Espina poco proyectada. Birrefringencia débil.

Sphenolithus disbelemnus Fornaciari & Rio, 1996

Sinonimia:

Sphenolithus aubryae De Kaenel & Villa (1996)

Descripción: Con forma de dardo, estrecho, con una espina apical corta, escudo proximal cóncavo de alrededor de la tercera parte de la longitud total. De alrededor

de 9 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alf3rez: Seg3n original o muy peque1o. Compacto, espina achatada y gruesa.

Carmen de Bol3var, Estratigr3fico 4: Seg3n original o muy peque1o. Compacto, espina achatada y gruesa.

ODP 999: Seg3n original. Alargado, espina mediana y delgada.

Sphenolithus dissimilis Bukry & Percival, 1971

Sinonimia: No presenta.

Descripci3n: Peque1o a mediano, con espina apical tripartita de segmentos de igual tama1o a 45°. La base est3 compuesta por m3ltiples elementos. De entre 5-10 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alf3rez: Seg3n original o m3s peque1o. Espina proyectada, muy birrefringente.

Carmen de Bol3var, Estratigr3fico 4: Seg3n original o m3s peque1o. Espina proyectada, muy birrefringente.

ODP 999: No identificado.

Sphenolithus distentus (Martini, 1965) Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia: No presenta.

Descripci3n: Peque1o, triangular, escudo proximal corto compuesto de un ciclo de elementos que se extienden hacia la espina apical. La espina apical est3 compuesta de dos elementos que pueden estar bifurcados en la punta y que se extienden ampliamente en un 3ngulo amplio. De entre 9-13 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alf3rez: Escaso, muy peque1o y delicado. Espina usualmente fragmentada.

Carmen de Bol3var, Estratigr3fico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Sphenolithus heteromorphus Deflandre, 1953

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Grande, piramidal, con una espina apical corta o larga, elementos basales y laterales. Birrefringencia elevada. De entre 9 x 5 µm.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño. Espina corta, proyectada. Recristalizado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original. Espina corta, proyectada, birrefringente. Recristalizado.

ODP 999: Tamaño diverso. Espina de corta a muy larga, gruesa, proyectada. Muy recristalizado.

Sphenolithus moriformis (Bronnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Con forma bulbosa o de piña de un pino. Consiste en un ciclo basal de elementos rodeado por espinas radiales cortas. No tiene una espina apical bien desarrollada. De entre 4-7 µm.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más pequeño. Birrefringencia variable.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o más pequeño. Birrefringencia variable.

ODP 999: Tamaño diverso. Elementos radiales muy proyectados. A veces recristalizado.

Sphenolithus predistentus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Espina apical alargada, compuesta por dos gruesos segmentos que pueden estar bifurcados en la punta y que a su vez se bifurcan en dos delgados y cortos segmentos. De entre 9-13 µm.

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Muy pequeño y delicado. Espina usualmente fragmentada, poco bifurcada.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Transversopontis Mohler & Wade, 1966

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Discolito elíptico, mediano, con un elevado borde distal con varias perforaciones o depresiones siguiendo el perímetro. El área central está cruzada por un puente, algunas veces oblicuo. De entre 9 x 7 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Raro, muy pequeño y delicado. Perforaciones muy marcadas. Baja birrefringencia.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Triquetrorhabdulus Martini, 1965

Triquetrorhabdulus carinatus Martini, 1965

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Alargado, simétrico, con 3 quillas compuestas de barras, suavemente terminado en punta a ambos lados en el sentido de su alargamiento. De entre 9-15 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o mucho más pequeños. Alargado y grueso. Recristalizado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original o mucho más pequeño. Alargado y grueso.

ODP 999: Según original. Alargado y delgado. Mal preservado, recristalizado.

Triquetrorhabdulus milowii Bukry, 1971

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Mediano a grande, con forma de nuez (romboide elíptico a redondeado) compuesto de 3 quillas. Birrefringencia del alto orden, con característicos tonos azules. De entre 6-12 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original o más grande. Típica birrefringencia azul muy acusada. Recristalizado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: Según original. Típica birrefringencia azul muy acusada. Recristalizado.

ODP 999: Según original o más pequeño. Birrefringencia media. Recristalizado.

Triquetrorhabdulus rioi Olafsson, 1989

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Estrecho, con forma alargada y recta. Birrefringencia débil. De entre 9-12 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Presencia dudosa (identificado en una sola muestra). Fino y delicado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Triquetrorhabdulus rugosus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sinonimia:

Ceratolithus rugosus Lipps, 1969

Descripción: Grande, con forma de pluma, con una quilla central alargada y curvada con elementos laterales como alas asimétricas; constituidos de elementos paralelos a 90° de la espina. De entre 10-15 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original o más grande. Robusto. Birrefringencia débil. Recristalizado

Tetralithoides Theodoridis, 1984 emend. Jordan *et al.*, 1993

Tetralithoides symeonidessei Theodoridis, 1984

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Elíptico, mediano con un borde moderadamente estrecho que rodea el área central compuesta por cuatro placas. De alrededor a 7 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Según original. Birrefringencia débil, placas muy marcadas.

Toweius Hay & Mohler, 1967

Toweius callosus Perch-Nielsen, 1971

Sinonimia: No presenta.

Descripción: Placolito mediano, elíptico, con escudos no birrefringente. Área central bilaminada tiene una birrefringencia elevada y una abertura central pequeña. De alrededor a 7 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: Según original. Aspecto de collar exterior muy marcado lo diferencia de *C. floridanus*.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: No identificado.

Umbilicosphaera Lohmann, 1902

Sinonimia:

Cycloplacolithus foliosus Kamptner, 1963, invalidado

Cycloplacolithella foliosa ex Haq, 1968

Umbilicosphaera sibogae foliosa Okada & McIntyre, 1977

Descripción: Placolito redondeado, con una abertura central relativamente pequeña. Escudo distal construido de elementos tabulares, imbricados, en 2 ciclos concéntricos de igual espesor. De entre 4-8 μm .

Particularidades en registro:

Arroyo Alférez: No identificado.

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

ODP 999: Escasa, muy pequeña y delicada. Baja birrefringencia.

Zygrhablithus Deflandre, 1950

Zygrhablithus bijugatus (Deflandre, En: Deflandre & Fert, 1954) Deflandre, 1959

Sinonimia:

Zycolithus bijugatus Deflandre en Deflandre & Fert, 1954

Rhabdolithus costatus Deflandre en Deflandre & Fert, 1954

Zygrhablithus bijugatus Deflandre, 1959

Isthmolithus claviformis Bronnimann & Stradner 1960

Sujkowskiella enigmatica Hay, Mohler, Wade, 1966

Pseudozygrhablithus altus Haq, 1971

Pseudozygrhablithus comprimus Haq 1971

Pseudozygrhablithus latus Haq, 1971

Periphyllophora bijugatus Reinhardt, 1972

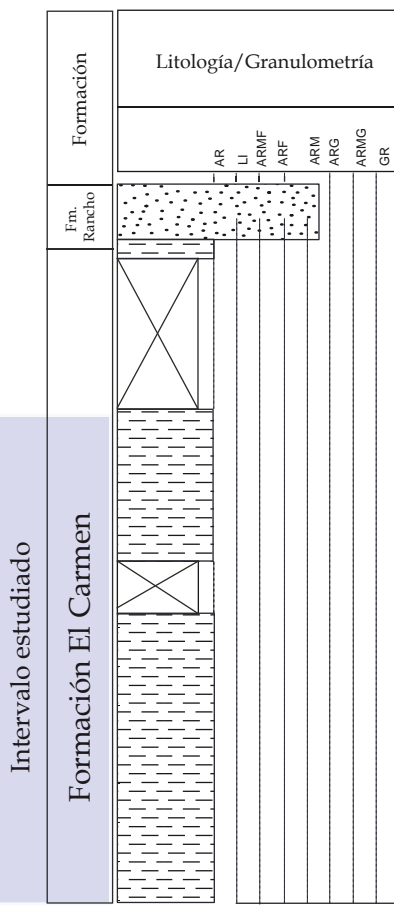
Descripción: Rhabdolito mediano a grande, con una base elíptica cruzada por un par de barras en forma de cruz, a partir de la cual surge un robusto tallo dividido por una sutura en la parte central. De entre 5-10 μm .

Particularidades en registro:

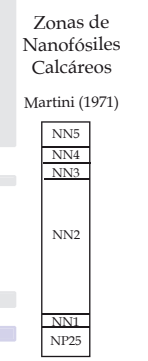
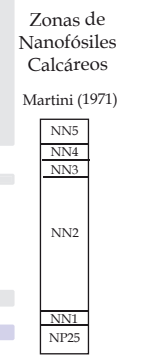
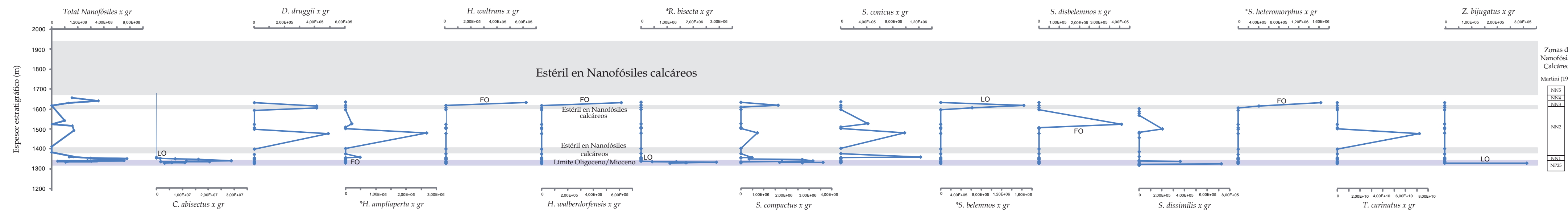
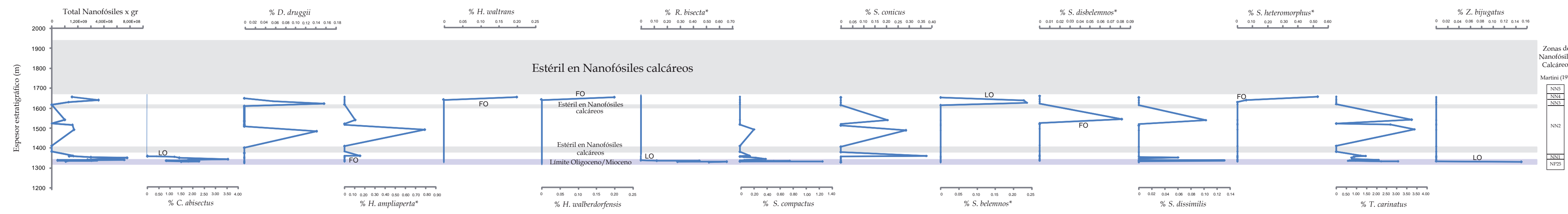
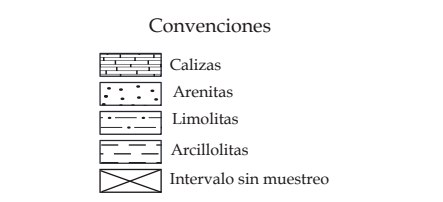
Arroyo Alférez: Según original o más grande. Robusto. Birrefringencia elevada. Recristalizado

Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4: No identificado.

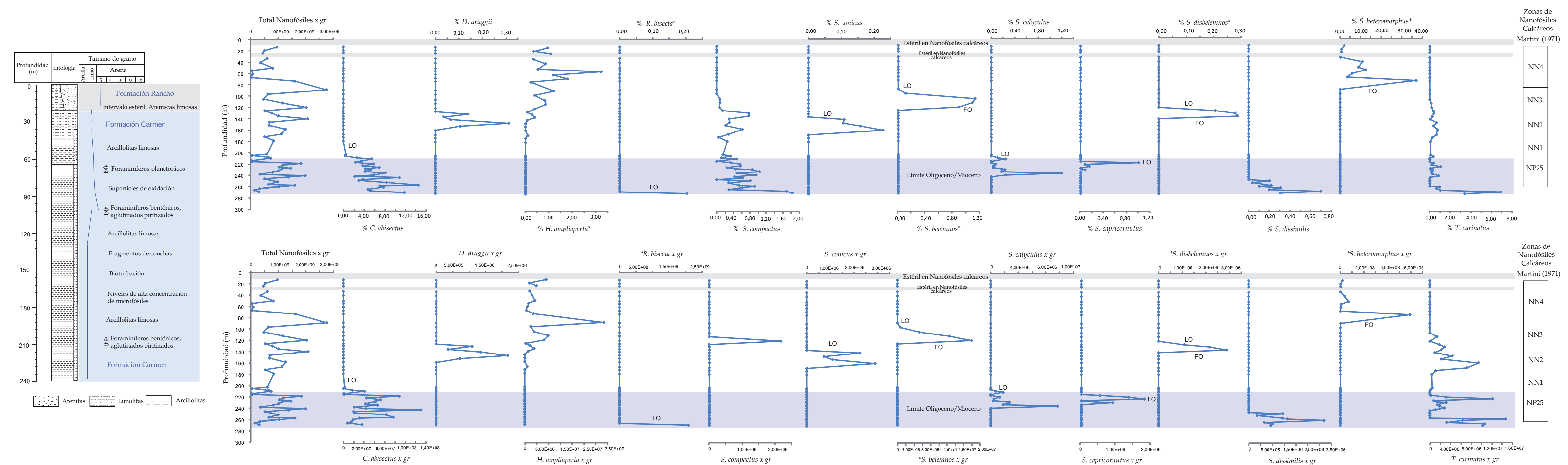
ODP 999: No identificado.



Columna estratigráfica modificada de Ramírez & Rey (2005).



Anexo IV. Distribución correspondiente a porcentajes, nanofósiles totales por gramo de sedimento seco y de cada especie indicadora por gramo de sedimento seco para la sección del Arroyo Alférez para el límite Oligoceno/Mioceno y muestras aisladas hasta el tope de la secuencia. Columna estratigráfica generalizada de la sección correspondiente, modificada de Ramírez & Rey (2005). Esquemas de zonas de nanofósiles de Martini (1971); Bukry (1973, 1975) y Okada & Bukry (1980). Taxones resaltados con asterisco corresponden a marcadores de zona en la zonación estándar.



Anexo VI. Distribución correspondiente a porcentajes, nanofósiles totales por gramo de sedimento seco y de cada especie indicadora por gramo de sedimento seco para la sección del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4 para el límite Oligoceno/Mioceno y muestras aisladas hasta el tope de la secuencia. Columna estratigráfica generalizada de la sección correspondiente, modificada de Torres *et al.* (2007). Esquemas de zonas de nanofósiles de Martini (1971); Bukry (1973, 1975) y Okada & Bukry (1980). Taxones resaltados con asterisco corresponden a marcadores de zona en la zonación estándar.

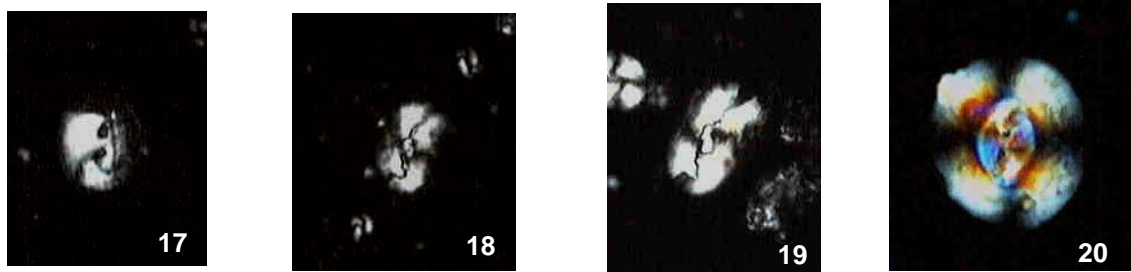
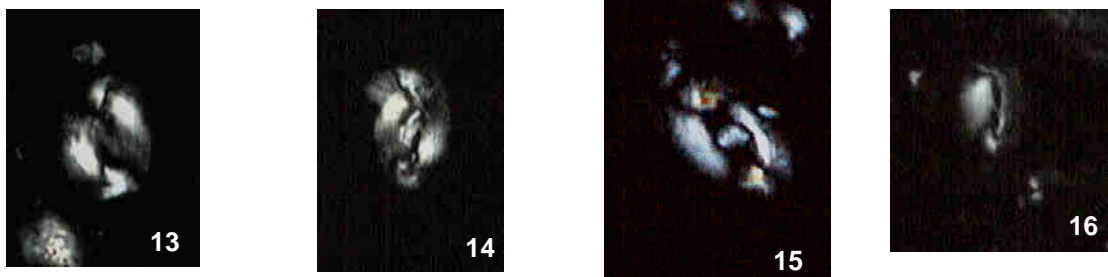
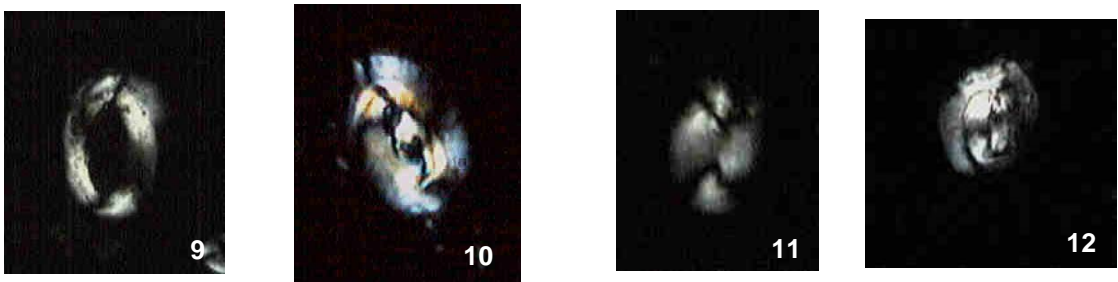
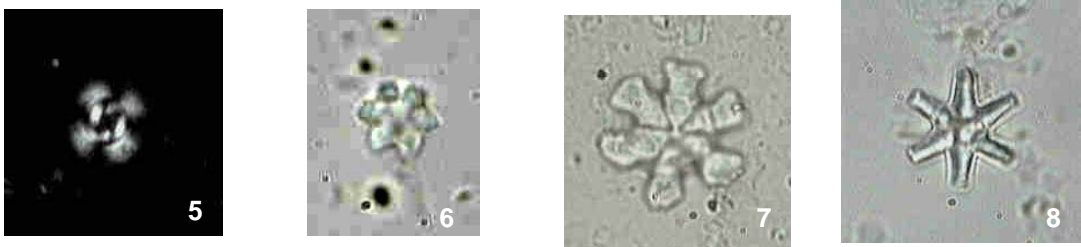
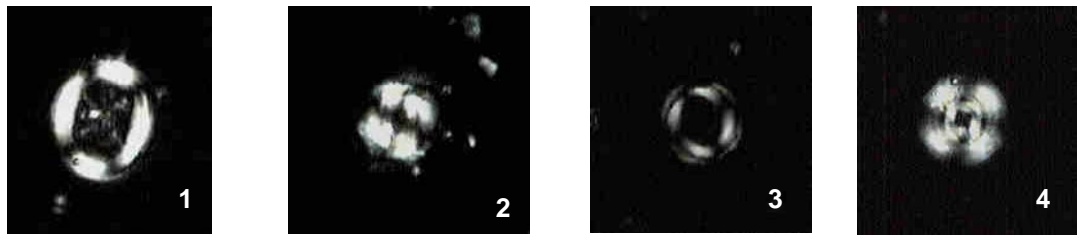
Anexo VIII

Sección del Arroyo Alférez

Lámina 1. Todas las microfotografías en nicols cruzados, excepto 6, 7 y 8. Ampliadas x 1000. Escala gráfica= 10µm. 1, *Chiasmolithus altus*. 2, *Coccolithus pelagicus*. 3, *Coronocyclus nitescens*. 4, *Cyclicargolithus abisectus*. 5, *Cyclicargolithus floridanus*. 6, *Discoaster adamanteus*. 7, *Discoaster deflandrei*. 8, *Discoaster druggii*. 9, *Helicosphaera ampliaperta*. 10, *Helicosphaera bramlettei*. 11, *Helicosphaera carteri*. 12, *Helicosphaera compacta*. 13, *Helicosphaera euphratis*. 14, *Helicosphaera intermedia*. 15, *Helicosphaera lophota*. 16, *Helicosphaera obliqua*. 17, *Helicosphaera recta*. 18, *Helicosphaera walbersdorfensis*. 19, *Helicosphaera waltrans*. 20, *Reticulofenestra bisecta*.

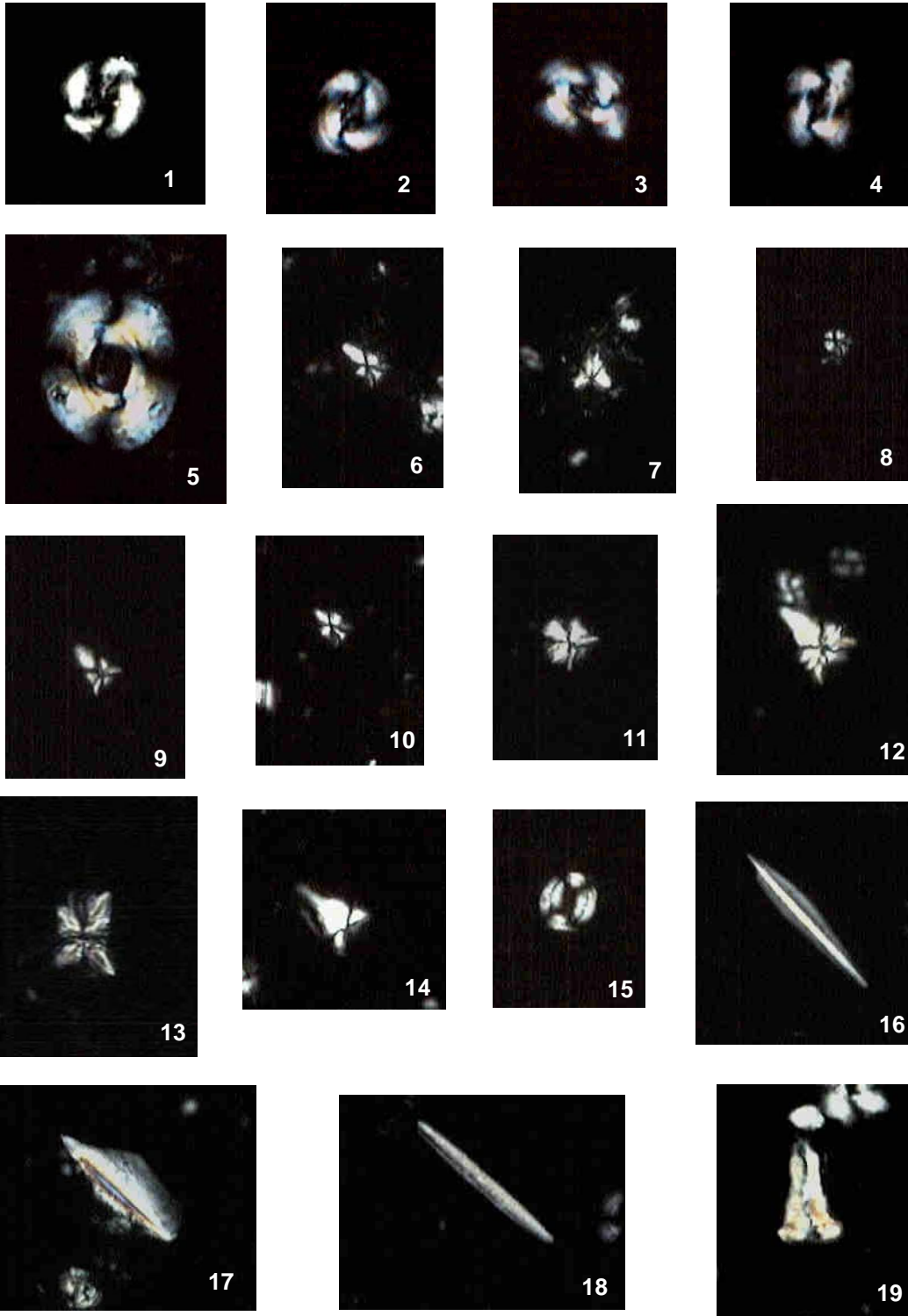
Lámina 2. Todas las microfotografías en nicols cruzados. Ampliadas x 1000. Escala gráfica= 10µm. 1, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*. 2, 3 *Reticulofenestra reticulata*. 4, *Reticulofenestra retiformis*. 5, *Reticulofenestra umbilicus*. 6, *Sphenolithus belemnus*. 7, *Sphenolithus ciproensis*. 8, *Sphenolithus compactus*. 9, *Sphenolithus conicus*. 10, *Sphenolithus disbelemnus*. 11, *Sphenolithus dissimilis*. 12, *Sphenolithus heteromorphus*. 13, *Sphenolithus moriformis*. 14, *Sphenolithus predistentus*. 15, *Transversopontis* spp. 16, *Triquetrorhabdulus carinatus*. 17, *Triquetrorhabdulus milowii*. 18, *Triquetrorhabdulus rioi*. 19, *Zygrhablithus bijugatus*.

Lámina 1



10 μ m

Lámina 2



10 μm

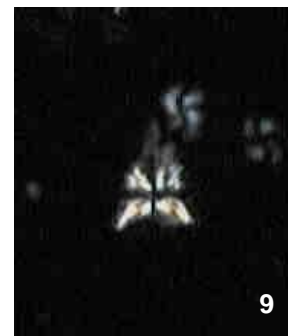
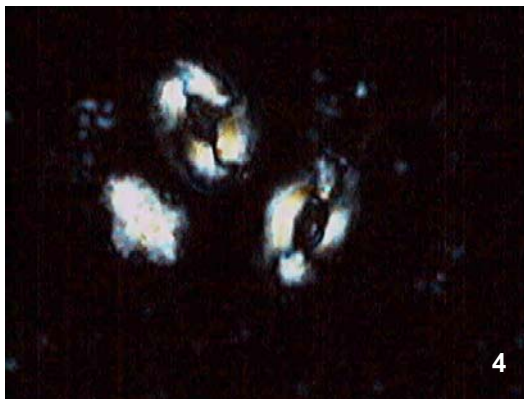
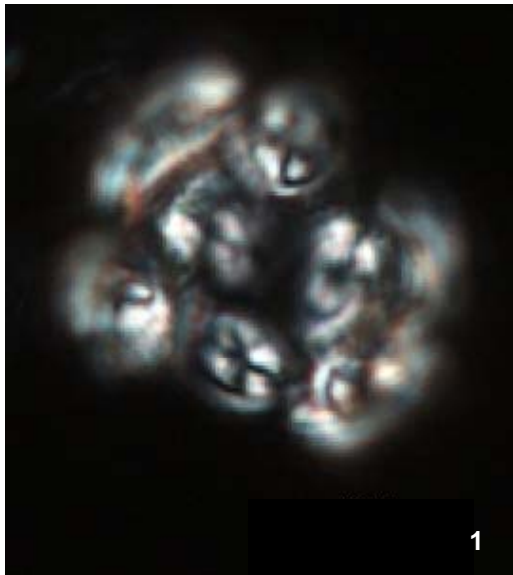
Anexo VIII

Sección del Carmen de Bolívar, Estratigráfico 4

Lámina 1. Todas las microfotografías en nicoles cruzados, excepto 2 y 3. Ampliadas x 1000. Escala gráfica= 10 μ m. 1, cocosfera de *Coccolithus pelagicus*. 2, *Discoaster deflandrei*. 3, *Discoaster druggii*. 4, *Helicosphaera ampliaperta*. 5, 6 *Sphenolithus calyculus*. 7, 8 *Sphenolithus moriformis*. 9, *Sphenolithus heteromorphus*.

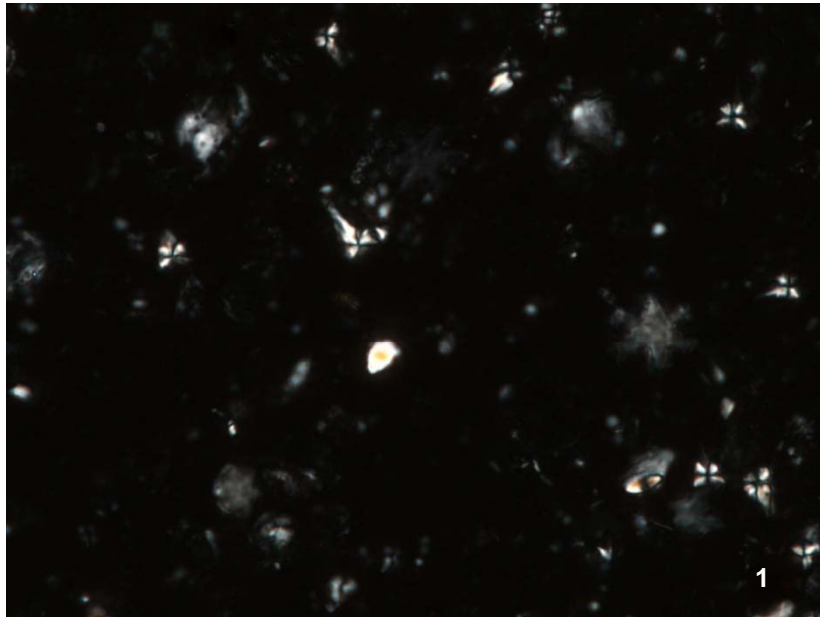
Lámina 2. Todas las microfotografías en nicoles cruzados. Ampliadas x 1000. Escala gráfica=10 μ m. 1, vista de campo visual del intervalo de predominio de las pequeñas *Reticulofenestra*. 2, vista de campo visual del intervalo IDS de *Sphenolithus heteromorphus*.

Lámina 1

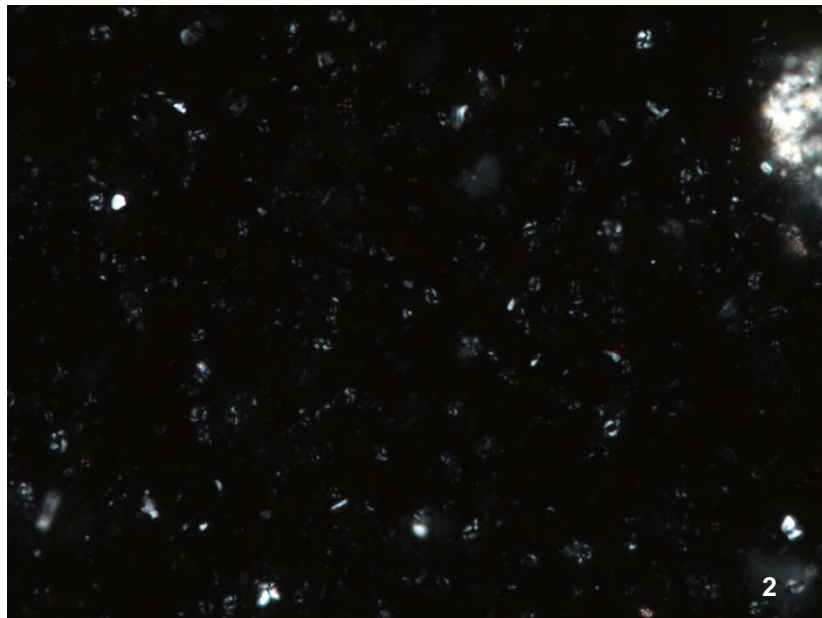


10 μm

Lámina 2



10 μm



10 μm

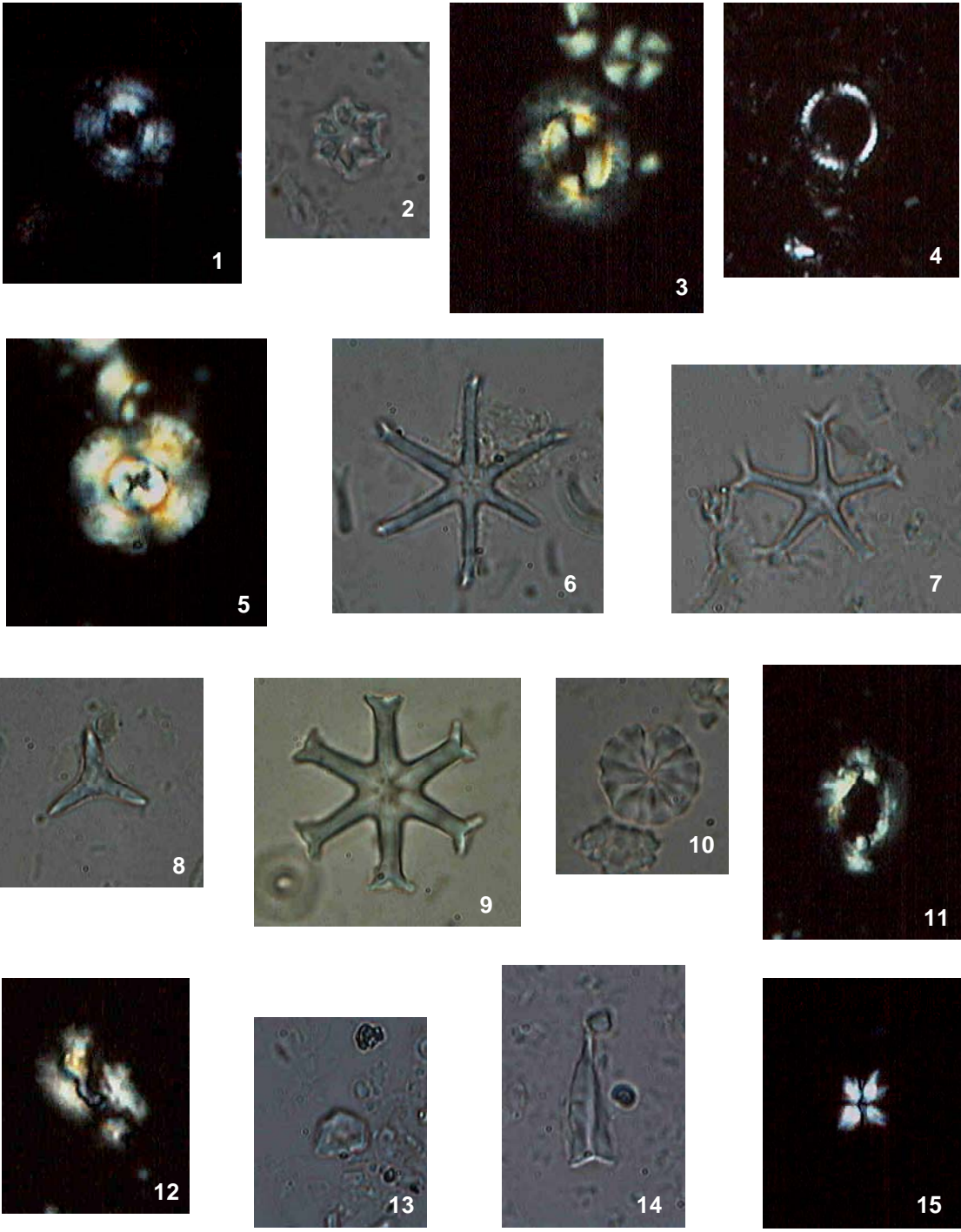
Anexo VIII

Sección del ODP 999

Lámina 1. Todas las microfotografías en nicoles cruzados, excepto 2, 6, 7, 8, 11, 14 y 15. Ampliadas x 1000. Escala gráfica= 10µm. 1, *Calcidiscus macintyrei*. 2, *Catinaster coalitus*. 3, *Coccolithus miopelagicus*. 4, *Coronocyclus nitescens* oval form. 5, *Cyclicargolithus abisectus*. 6, *Discoaster calcaris*. 7, *Discoaster pentaradiatus*. 8, *Discoaster triradiatus*. 9, *Discoaster variabilis*. 10, *Hayaster perplexus*. 11, *Helicosphaera ampliapertura*. 12, *Helicosphaera euphratis*. 13, *Minilhyta conoalis*. 14. *Orthorhabdus serratus*. 15, *Sphenolithus abies*.

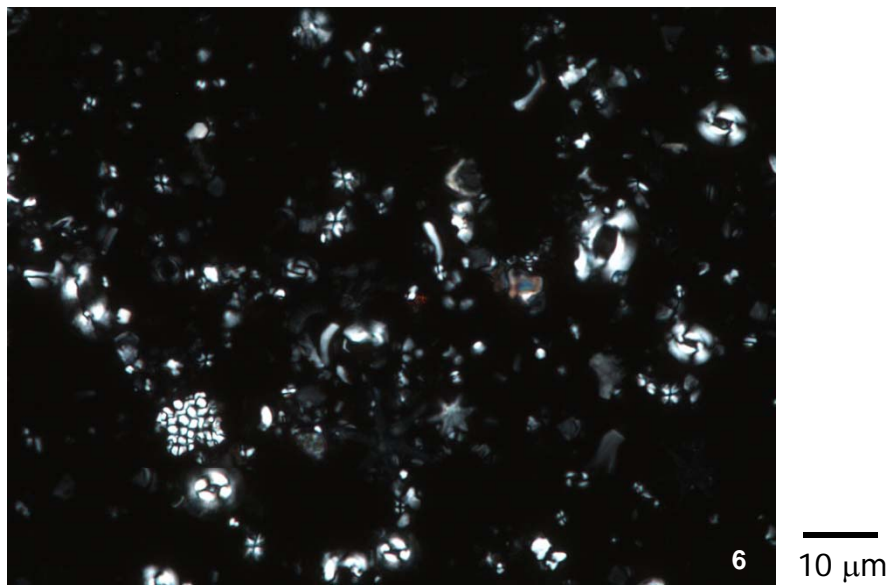
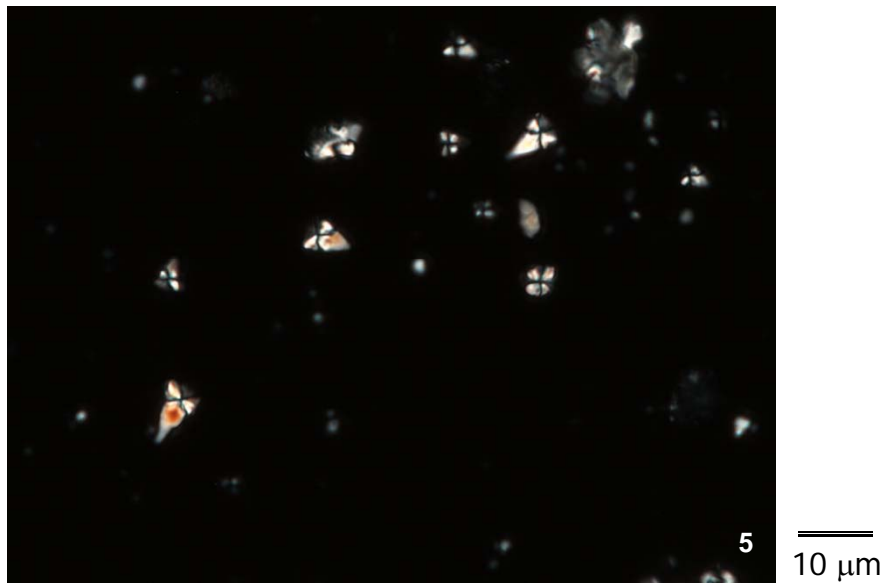
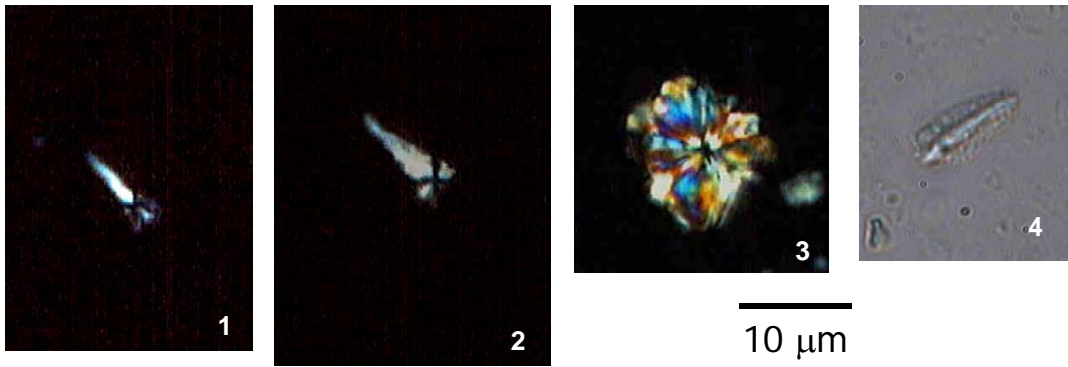
Lámina 2. Todas las microfotografías en nicoles cruzados. Ampliadas x 1000. Escala gráfica=10µm. 1, *Sphenolithus belemnus*. 2, *Sphenolithus heteromorphus*. 3, *Sphenolithus moriformis*. 4, *Triquetrorhabdulus rugosus*. 5, vista de campo visual del intervalo IDS de *Sphenolithus heteromorphus*. 6, vista de campo visual del intervalo IDS de *Sphenolithus abies*.

Lámina 1



10 μ m

Lámina 2





VNiVERSiDAD
D SALAMANCA