



**VNiVERSiDAD
D SALAMANCA**

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA - ÁREA DE PALEONTOLOGÍA

**Bioestratigrafía y Evolución Paleoceanográfica de las Asociaciones de
Nanofósiles Calcáreos durante el Neógeno en la Región Ecuatorial del
Pacífico Oriental y Atlántico Occidental (Caribe)**

Yaned Margarita Buitrago Reina

TESIS DOCTORAL

Salamanca, Mayo de 2015



**VNiVERSiDAD
D SALAMANCA**

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA - ÁREA DE PALEONTOLOGÍA

**Bioestratigrafía y Evolución Paleoceanográfica de las Asociaciones de
Nanofósiles Calcáreos Durante el Neógeno en la Región Ecuatorial del
Pacífico Oriental y Atlántico Occidental (Caribe)**

Memoria presentada por **Yaned Margarita Buitrago Reina** para optar al grado de
Doctor en Geología por la Universidad de Salamanca, con mención "Doctor Europeo"

Directores de la Tesis:

Pr. Dr. José-Abel Flores Villarejo

Catedrático

Universidad de Salamanca

Pr. Dr. Francisco Javier Sierro Sánchez

Catedrático

Universidad de Salamanca

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

CERTIFICAN QUE

Yaned Margarita Buitrago Reina ha realizado, bajo su dirección, en el departamento
de Geología de la Universidad de Salamanca el trabajo denominado: **“Bioestratigrafía y
Evolución de las Asociaciones de Nanofósiles Calcáreos durante el Neógeno en la
Región Ecuatorial del Pacífico Oriental y Atlántico Occidental (Caribe)”**.

Y para que conste, firmamos el presente certificado en Salamanca, a 20 de Mayo de
2015.

Los Directores:

Pr. Dr. José-Abel Flores Villarejo
Catedrático

Pr. Dr. Francisco Javier Sierro Sánchez
Catedrático

La Doctoranda:

Yaned Margarita Buitrago Reina

Abstract

This thesis studies the calcareous nannofossils assemblages that were found in sediments selected from two drillings located at the equatorial region, with ages ranging between ~ 4.0 and ~ 1.9 Ma. The main goal was to determine the effects of the Central American Isthmus emersion on the surface ocean dynamics in this region and the occurrence of events with similar characteristics to El Niño Southern Oscillation (ENSO) that could be detected at ~ 5.5 ka; which is the maximum sample resolution of this work. Therefore we used the terms “ENSO-like” and “El Niño-like”, for referring to similar events. The calcareous nannofossils are widely used in paleoceanographic studies due to its sensitivity to changes in the upper photic zone. In addition, their ecological preferences related to nutrients availability, temperatures, salinities, transparency/turbidity and depth position in the water column, allow establishing the conditions of the habitat of the assemblages throughout time. In this sense, we can interpret changes in the assemblages as a response to the closure of the Central American Seaway, which occurred concomitantly with the intensification of the Northern Hemisphere glaciations (NHG) and the permanent establishment of the ice sheets in that region (~ 2.75 Ma).

In order to evaluate the evolution of the assemblages at both sides of the Central American Isthmus and how they respond to the establishment of this land barrier, the objectives of this work were defined as follows: a) Based on the calcareous nannofossils signal, reconstruct the paleoproductivity at the Eastern Equatorial Pacific (EEP) and the Caribbean for the interval comprised between ~ 4.0 and ~ 1.9 Ma (early Pliocene to early Pleistocene); b) Evaluate the possible occurrence of long-lasting ENSO events (“permanent El Niño-like events”) based on the fluctuations of the thermo/nutricline at the EEP and verify if those events could be evidenced at the Caribbean through teleconnection mechanisms; c) Establish the effects of the emersion of the Central American Isthmus on the calcareous nannofossils assemblages and its linkage with the changes in paleotemperatures, paleosalinities and paleoproductivities; d) Determine the response of the assemblages to the orbital parameters and its correlation to the equatorial (precession, eccentricity) or high

latitudes (obliquity) ocean dynamics; e) Present a high resolution biostratigraphic frame for both sequences.

The studied sediments were obtained in two drillings by the shipboard teams of the former Ocean Drilling Program (ODP) (after *Integrated Ocean Drilling Program*–IODP, and currently *International Ocean Discovery Program*–IODP). One site is located in the EEP (ODP Site 846), and the other in the Caribbean (ODP Site 999). The age models were achieved for both drillings based on the astronomically tuned time scales obtained for the ODP Site 846 by Shackleton et al. (1995a, b) and for the ODP Site 999 by Steph et al., 2010, by using the $\delta^{18}\text{O}$ benthic record, magnetostratigraphy and density records (*Gamma Ray Attenuation*–GRA). The astrobiochronological calibration of Raffi et al. (2006) was a reference for the biochronologic study, and for determining the synchronism/diachronism of the calcareous nannofossils events in this work. Nine (9) events were registered in our sequences, corresponding to the standard events in the calcareous nannofossils biozonations (Martini, 1971: NN; Okada & Bukry, 1980: CN emended by Raffi & Flores, 1995).

Several tools were integrated for achieving our aims. For instance, the *N ratio* (Flores et al., 2000), which is a quantitative analysis used to calculate the relative position of the thermo/nutricline. It allows numerical interpretation of the thermo/nutricline position, showing deep positions with values close to 0, and superficial position with values close to 1. The superficial temperatures record based on Mg/Ca using *Globigerinoides sacculifer* (Steph et al. 2010) was useful for evaluating the position of the thermo/nutricline and, thus, to test the utility of the *N ratio* calculated in this work. Additionally, we included proxies such as benthic $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$; previously published for the ODP Site 846 (Shackleton *et al.* 1995a, b) and for the ODP Site 999 (Steph *et al.* 2010). These isotopic records were useful for comparing the age models obtained with the calcareous nannofossils. Additionally, isotopic records were used to gain insights on the nutrients supply from the deep-water masses to the oceanic surface. $\delta^{15}\text{N}$ data (Liu *et al.*, 2008) has typically been related to denitrification processes, and here it was used to compare with lowest productivity intervals. Subsequently, spectral analysis were performed by using the Laskar *et al.* (2004) astronomical solution (software

Analyseries 2.0) for identifying the response of the assemblages to the insolation related to the Milankovitch orbital parameters.

The N ratio at the ODP 846 drilling showed the highest values previous to the emersion of the Central American Isthmus. This interval is interpreted as occurring under eutrophic conditions at the upper photic, whilst the stronger deepenings have occurred after the establishment of the land bridge. The N ratio has also allowed defining periods that potentially could be interpreted as “El Niño-like” events. N ratio values lower than 0.9 were interpreted as possible El Niño-like events. Seven (7) of them were observed during the interval previous to the Central American emersion, and after the closure of the Central American Seaway the thermo/nutricline reached lower levels during longer periods, and eight (8) possible El Niño-like events were pointed out. Particularly one identified at ~2.1 Ma, which also presents higher values in the $\delta^{13}\text{C}$ benthic record (Shackleton *et al.*, 1995a, b) and in the $\delta^{15}\text{N}$ (Liu *et al.*, 2008). Power spectra showed response of the species related to productivity at the obliquity band (41 ka), which indicates a high latitude control of the productivity at the EEP.

At the Caribbean, the N ratio indicates that during the interval previous to the closure of the Central American Seaway, the upper photic zone was mainly mesotrophic to eutrophic, and the stronger deepenings of the thermocline have occurred after the emersion of the isthmus. The lowest value of the N ratio was reached at ~2.1 Ma, which is interpreted as a teleconnection effect of an El Niño-like event at the EEP that caused this sharp deepening of the thermo/nutricline at the western Caribbean. Additionally, species related to salinity fluctuations increased their abundances after the closure. Power spectra showed responses of the assemblage at the main obliquity and precession bands (41 ka; 23–19 ka) and at secondary frequencies (obliquity: 57–54 ka, 34 ka; precession: 26 ka). Several peaks at frequencies that correspond to non-linear responses to the main orbital cycles were also observed. Comparing the fluctuations of the N ratio and the curves of insolation at 12°N (Laskar *et al.*, 2004), precession, obliquity and eccentricity for the studied interval, it is possible to conclude that in this basin the productivity presents a combined response at the obliquity band, related to high latitudes, and at the precession band (as expected at low latitudes). It is

also representative of the stronger variability of the ocean dynamics at the Caribbean basin.

Two points of major changes in productivity were detected at both drillings, approximately at 3.32 Ma, and stronger fluctuations begin at ~2.78 Ma when the thermo/nutricline deepenings reached lower levels. The deepening of the thermo/nutricline between ~2.14 and 2.08 Ma with the minima value at ~2.1 Ma is common at both drillings, and was interpreted as El Niño-like event at the EEP that has teleconnection effect causing the deepening of the thermo/nutricline at the western Caribbean. Is remarkable the presence of species related with salinity fluctuations in the Caribbean that increased its abundances after the closure, but in the Pacific only *Syracosphaera pulchra* and *Umbilicosphaera* spp. were present in very low proportions. No dissolution effects or fragmentation of the calcareous nannofossils were observed in any of the sequences. On the contrary, the preservation of the assemblages was very good and morphologies are clearly defined.

Finally, trying to establish a correlation of the lowest productivities at both drillings, by comparison of the N ratio, it was clear that during the interval after the closure of the seaway there are more similarities between both curves, which could be linked to the strengthening of the glacial-interglacial variability and to the intensification of the northern hemisphere glaciations and the establishment of the permanent ice sheets at this region since ~2.75 Ma.

Resumen

En esta tesis se han estudiado las asociaciones de nanofósiles calcáreos presentes en sedimentos procedentes de dos perforaciones localizadas en el entorno ecuatorial, cuyo rango de edad está comprendido entre ~ 4.0 y ~ 1.9 Ma, con el objeto de determinar los efectos de la emersión definitiva de Centroamérica en la dinámica oceánica superficial y la posible ocurrencia de fenómenos con características similares a El Niño *Southern Oscillation* (ENSO) que puedan a la escala empleada en este trabajo (~ 5.5 ka entre muestras), y por tal motivo se emplean los términos “ENSO-like” o “El Niño-like”. Los nanofósiles calcáreos son una herramienta ampliamente utilizada en estudios paleoceanográficos debido a su altísima sensibilidad a los cambios que ocurren en la zona fótica superior, y las preferencias ecológicas definidas para cada una de las especies, respecto a la disponibilidad de nutrientes, temperaturas, salinidades, transparencia/turbidez y posición en la columna de agua, permitieron establecer las condiciones que caracterizaron el hábitat de las asociaciones a través del tiempo. Este conocimiento permite interpretar los cambios en las asociaciones en respuesta al cierre del canal interoceánico, que se ha calculado coincide con la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte y el establecimiento de las capas de hielo permanentes en dicha región (~ 2.75 Ma).

Las perforaciones seleccionadas fueron realizadas por el entonces *Ocean Drilling Program* (ODP) (después *Integrated Ocean Drilling Program*–IODP y actualmente *International Ocean Discovery Program*–IODP), la primera de ellas se ubica en el océano Pacífico oriental (ODP 846), y la segunda en el Caribe (ODP 999). Los objetivos planteados en este trabajo son: a) Reconstruir la paleoproduktividad en el océano Pacífico ecuatorial oriental y del mar Caribe, con base en la señal de nanofósiles calcáreos para el periodo comprendido entre el Plioceno temprano y el Pleistoceno temprano (~ 4.0 – 1.9 Ma); b) Evaluar la posible ocurrencia de fenómenos ENSO de larga duración (“permanentes”) con base en las fluctuaciones de la termo/nutriclina en el océano Pacífico ecuatorial oriental y verificar si existe teleconexión con el Caribe; c) Establecer los efectos de la emersión del istmo centroamericano sobre las asociaciones de nanofósiles y su relación con los cambios en las paleotemperaturas, paleosalinidades y paleoproduktividades; d) Determinar la respuesta de las

asociaciones de nanofósiles calcáreos a los parámetros orbitales y su correspondencia con la dinámica oceánica ecuatorial (precesión y excentricidad) o con la de los hemisferios norte o sur (oblicuidad); e) Brindar un marco bioestratigráfico de alta resolución para las secuencias ODP 846 y ODP 999.

En la primera etapa, se obtuvieron los modelos de edad de las dos perforaciones, con base en las escalas temporales astronómicamente calibradas para el Site 846 por Shackleton et al. (1995a, b), y para el Site 999 por Steph et al., 2010, quienes emplearon los registros de $\delta^{18}\text{O}$ bentónico, densidades volumétricas (*Gamma Ray Attenuation*–GRA) y magnetoestratigrafía. La calibración astrobiocronológica llevada a cabo por Raffi et al. (2006) fue la principal referencia para el estudio biocronológico que permitió determinar el grado de sincronismo/diacronismo de los eventos de nanofósiles calcáreos en este trabajo. Se registraron nueve (9) eventos bioestratigráficos en las secuencias estudiadas, que corresponden a los eventos estándar en las biozonaciones de nanofósiles calcáreos (Martini, 1971: NN; Okada & Bukry, 1980: CN complementada por Raffi & Flores, 1995).

Para cumplir con los demás objetivos propuestos se emplearon diferentes herramientas, como el índice N (Flores *et al.*, 2000) que se utilizó como parámetro de referencia puesto que se basa en análisis cuantitativos para calcular la posición relativa de la termo/nutriclina, y permite interpretar que los valores cercanos a 0 señalan mayor profundización y cercanos o iguales a 1 indican una posición en o cercana a la superficie. Adicionalmente, se han empleado registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de foraminíferos bentónicos, previamente publicados (ODP 846: Shackleton *et al.*, 1995a, b; ODP 999: Steph *et al.*, 2010), para comparar el modelo de edad obtenido mediante los nanofósiles, y brindan información sobre el aporte nutrientes de las masas de aguas profundas en superficie, respectivamente. Datos de $\delta^{15}\text{N}$ (Liu *et al.*, 2008) fueron una herramienta práctica de comparación con los datos obtenidos en este trabajo respecto a descensos de la productividad que pudieron estar relacionados con procesos de denitrificación oceánica. También hemos empleado la curva de temperaturas superficiales (SSTs) obtenida para el Caribe, por Steph *et al.* (2010) con base en Mg/Ca (*Globigerinoides sacculifer*), para comparar los resultados respecto a la posición de la termo/nutriclina en esta región y de esta manera también se comprobó

la utilidad del índice N. Posteriormente se realizaron análisis espectrales con base en la solución de Laskar et al. (2004) para identificar la respuesta de las asociaciones a la insolación relacionada con los parámetros orbitales de Milankovitch.

El índice N de la perforación ODP 846 mostró elevados valores durante el intervalo previo a la emersión definitiva de Centroamérica, lo que refleja que la ZFS era principalmente eutrófica en ese periodo, y los descensos más pronunciados se observaron durante el periodo posterior al cierre del canal interoceánico. Este indicador también ha permitido definir los periodos que potencialmente se han podido identificar como eventos de características “El Niño-like”. En este caso los valores de $N < 0.9$ se interpretaron como posibles “ENSO-like”, se encontraron siete (7) para el periodo previo a la emersión, mientras para el periodo posterior se observaron descensos más pronunciados de la termo/nutriclina durante intervalos más largos y se identificaron ocho (8). Particularmente, se identificó un posible evento “El-Niño-like” en ~ 2.1 Ma, que también presenta incrementos en el $\delta^{13}\text{C}$ bentónico (Shackleton *et al.*, 1995a, b) y en el $\delta^{15}\text{N}$ (Liu *et al.*, 2008). Los análisis espectrales en esta secuencia muestran una elevada respuesta de las especies más abundantes de la asociación en la banda de oblicuidad principal (41 ka), lo que señala la influencia de altas latitudes en la productividad de la región ecuatorial del Pacífico oriental.

En el Caribe, el índice N señala que durante el intervalo previo al cierre del canal interoceánico, la ZFS se caracterizó por ser principalmente mesotrófica a eutrófica, y se observaron los mayores descensos de la termo/nutriclina durante el intervalo posterior al cierre del istmo, con el menor valor para todo el intervalo en ~ 2.1 Ma, que se ha interpretado como el efecto por teleconexión de un posible evento “El Niño-like” en el Pacífico que ocasionó la profundización de la termoclina en el sector W del Caribe. Así mismo, especies relacionadas con fluctuaciones en la salinidad incrementaron sus abundancias durante el periodo posterior a la emersión definitiva de Centroamérica. Los análisis espectrales arrojaron como resultado la respuesta de la asociación en las bandas de oblicuidad y de precesión principales (41 ka; 23–19 ka) así como en bandas secundarias (oblicuidad: 57–54 ka, 34 ka; precesión: 26 ka); y se obtuvieron varios picos de frecuencia que corresponden a respuestas no lineales a los ciclos orbitales principales. La comparación directa de las fluctuaciones de la

termo/nutriclina respecto a las curvas de insolación a 12°N, oblicuidad, precesión y excentricidad, permiten observar que la productividad presenta una respuesta combinada a la insolación en las bandas de oblicuidad, modulada por altas latitudes, y a la precesión, típica en la región intertropical. Esto refleja una fuerte variabilidad en la dinámica oceánica en la cuenca Caribe.

En las dos perforaciones se determinó que existen dos momentos donde ocurren los mayores cambios en la productividad, que ocurrieron aproximadamente en 3.32 Ma, y las mayores fluctuaciones se presentan desde ~2.78 Ma, momento a partir del cual se observaron los mayores descensos del índice N. Un punto común de descenso de la termo/nutriclina se observó entre ~2.14 y 2.08 Ma con el mínimo valor de N alrededor de 2.1 Ma, que fue interpretado como un evento “El Niño-like” en el EEP que por efecto de teleconexión ocasionó la profundización de la termo/nutriclina también en el sector W del Caribe. Es notable la presencia de especies relacionadas con fluctuaciones en la salinidad en el Caribe que incrementaron sus abundancias después del cierre del canal interoceánico, pero en el Pacífico sólo *Syracosphaera pulchra* y *Umbilicosphaera* spp. están presentes en muy bajas proporciones. A lo largo de ambas secuencias no se observaron efectos de disolución o fragmentación de los nanofósiles calcáreos. Por el contrario la preservación de las asociaciones fue muy Buena y las morfologías están claramente definidas.

Finalmente, mediante la comparación de registros de índice N de las dos perforaciones se intentó establecer la correlación entre los mayores descensos de la productividad en las dos cuencas, y se determinó que presentan una mayor correspondencia durante el intervalo posterior al cierre, que podría estar vinculado al incremento de la variabilidad glacial-interglacial, la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte y el establecimiento permanente de las capas de hielo en dicha región a partir de ~2.75 Ma.

A Margarita y Alejandro



Agradecimientos

Quiero agradecer a mis profesores José-Abel Flores Villarejo y Francisco Javier Sierra Sánchez por su paciencia y guía en estos años de trabajo doctoral y por abrirme las puertas del Grupo de Geociencias Oceánicas (GGO) de la Universidad de Salamanca, y con ellas la entrada al maravilloso mundo de los microfósiles. Abel, eres una inspiración en el mundo científico, gracias por la confianza que has depositado en mí, por tu apoyo y por los nuevos retos que me has planteado, por creer en mis capacidades y por ayudarme a lograr este objetivo no solo académico sino de vida; en el aspecto personal te agradezco me hayas escuchado y apoyado en los momentos buenos y en los no tan buenos (me resulta un poco extraño “escribirTe de Tu” y llamarTe Abel... siempre serás mi Profe Abel y te trataré de “Usted”, no por distancia sino más bien por confianza y respeto). Paco, siempre será un placer hablar contigo, como asesor me has explicado con claridad, seguridad y buen criterio conceptos que yo no tenía claros, valoro mucho tus recomendaciones y puntos de vista; y por otra parte admiro mucho tu buen tu buen humor y optimismo, tan necesarios en el diario vivir, tu personalidad y la manera en que cuentas tus anécdotas, con la mayor seriedad o con hilaridad. Muchas gracias también a ti Lines por ser una mano amiga y un pilar del GGO, agradezco tu apoyo, tu amabilidad y tus enseñanzas sobre aspectos de vida y de trabajo en este grupo, siempre has estado dispuesta a ayudarme cuando lo he necesitado.

A la Universidad de Salamanca por facilitar los trámites y el acceso a esta institución, y en especial al personal del Departamento de Geología, profesores, secretaria y demás alumnos de máster y doctorado, que han hecho muy amable mi paso por esta Alma Mater. A la Universidad de Caldas, y en particular a Andrés Pardo Trujillo en cabeza del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía por la financiación del primer año de este trabajo doctoral.

A mis ex compañeros de doctorado, los Dres. y Dras. Andrés, Mieke, Mariem, Iván, Montse, Débora y Gatsby, por sus consejos personales y científicos, su amistad y por el cariño que nos ha unido y espero siga siendo así. A Alejandra, por motivarme a venir a Salamanca, por su gestión en los proyectos y por las muchas horas de trabajo compartidas para que llegaran a buen término. A Elena, agradezco tu amabilidad y

cariño, siempre recordaré con inmensa gratitud que me hayas invitado a tu casa a pasar una de mis primeras navidades aquí. A Aleix, porque eres un muy buen amigo y más recientemente mi asesor de cabecera para lograr terminar este trabajo doctoral, por tu apoyo, por escucharme y ayudarme en los momentos en que no encontraba el camino a seguir. A Eloy, porque esta tesis doctoral tiene un poquito o un muchito de ti, porque me escuchaste cuando desfallecí y me animaste a seguir, a encontrar alternativas y a ver el vaso medio lleno, por la camaradería, los buenos vinos, pinchos y viajes compartidos, por todo el cariño y por las puertas abiertas de tu casa (y de la bodega de tus padres... jajaja).

A mis actuales compañeros Dianita, Marlies, Blanca, Anita, Marta, Misaki, Gloria, Bas y Miguel Ángel, porque me han acompañado en mis en mis momentos difíciles y en los alegres, por compartir vida y trabajo, algunos que otros vinos y pinchos, por sus enseñanzas, por invitarme a entrar en sus hogares y por ser mi familia aquí. Dianita, eres una amiga que hace parte de mi inventario personal, lo que me llevo aunque no vayas conmigo, porque me has escuchado, has soportado a la “malgeniada” y a la bromista, a la vinagre y a la optimista, a la habladora y a la callada, a la perezocita y a la motivada, a las múltiples “Maggies” que van por ahí dando guerra, me has aceptado y querido sinceramente, y con tu ayuda muchos apartes de esta tesis y el resultado final tienen también tu firma. A Marlies, porque eres un pedacito de sol que irradia buena energía, me recuerdas que debo luchar cada día sin temer a los fracasos, porque ellos también hacen parte de la vida, y por tu colaboración como correctora de inglés. A Roci y José Ignacio porque “el labo” se ha convertido en el lugar a donde siempre dan ganas de llegar, gracias por el cariño, las disertaciones (a veces no tan detenidas ni tan metódicas), los consejos, las recomendaciones paisajísticas, bibliográficas, gastronómicas y enológicas, por las clases de historia y geografía, por la música, la alegría y las risas, y porque siempre hay un tema sobre el cual hablar, así esté en el más oscuro de mis días.

A mis padres, Margarita y Alejandro, su amor incondicional, compañía, apoyo, enseñanzas, motivaciones, detalles y trabajo abnegado para construir el hogar que me han brindado, por ser mi luz, mi guía y el gran amor de mi corazón. A mis hermanos, Alba Ruth y Alexander, por brindarme su amor y respaldo permanente, por cuidarme y acompañarme en cada paso, por alegrarme la vida y por regalarme

cinco tesoros, cinco motivos de felicidad y de orgullo: Lauris, Millet, Natty, Rodri y Nico. Mis amados sobrinos, gracias por su amistad, amor y camaradería. A mis cuñados Yanet y Rodrigo, por ser pilares de mi familia y por su apoyo en esta etapa de mi vida. A mi tía Rosario Rodríguez por tu amor de madre y por estar siempre cerca, y a mi tío Julio porque has caminado muchos años a mi lado.

A Javi, por esta amistad que hemos ido tejiendo en estos años, por ser hermano y cómplice, por tu cariño y todos los detalles que has tenido conmigo, por tu confianza, por escucharme y apoyarme y porque a través tuyo he aprendido un poco más sobre el valor de un verdadero amigo, porque en este proceso has estado presente cada día y esta tesis tiene un poco de tu cariño, de tus consejos y hasta de tus regaños. A mi Clau, por tantos años de amistad, detalles y cariño, porque me has acompañado de cerca y de lejos, porque eres un ejemplo como mujer y trabajadora incansable, luchadora y siempre dispuesta a ayudar a los demás. A Vane, Wendy, Anita y John por brindarme su amistad, cariño, confianza y buenos momentos compartidos. A Joha y Juan por todo el afecto, por escucharme y acogerme en su casa.

A Fernando, porque estar aquí es posible gracias a ti, a tu ayuda y tu confianza, por creer en mí, por apoyarme y estar siempre dispuesto a escucharme y darme tus consejos. A Sandrita, Tere, Henry y Javi por el amor que me han brindado, por estar pendientes de mí, porque siempre me esperan con un cálido abrazo y unas buenas horas de conversación a la vera de un asado o de un buen café. A Shilita por ser más que una buena amiga, un miembro de mi familia, quien me espera, escucha, ayuda y aconseja. A Angelo por tu afecto sincero, por estar para mí cuando lo necesitaba, y por permitirme entrar en tu vida y hacer parte de la mía.

A todas las personas que me han acompañado en este proceso de enriquecimiento personal y profesional.

¡GRACIAS!

TABLA DE CONTENIDO

Abstract	I
Resumen.....	V
Agradecimientos	IX
MARCO GENERAL Y OBJETIVOS.....	1
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1 INDICADORES PALEOCEANOGRÁFICOS.....	9
1.1.1 Micropaleontología	9
1.1.2 Geoquímica	10
1.1.2.1 Isótopos de Oxígeno - $\delta^{18}\text{O}$	10
1.1.2.1.1 Indicador de Paleo-Temperaturas	11
1.1.2.1.2 Indicador de Paleo-Salinidades.....	13
1.1.2.1.3 Indicador de condiciones glaciares e interglaciares.....	13
1.1.2.1.4 Indicador de estratificación de la columna de agua.....	13
1.1.2.2 Isótopos de carbono - $\delta^{13}\text{C}$ (Productividad)	14
1.1.2.3 Isótopos de Nitrógeno - $\delta^{15}\text{N}$ (Productividad)	15
1.1.2.4 Alquenonas	15
1.1.2.5 Mg/Ca en foraminíferos.....	17
1.1.3 Sedimentología	18
1.2 VARIABILIDAD CLIMÁTICA.....	20
1.2.1 Circulación Atmosférica	22
1.2.1.1 Células de Walker y de Hadley	23
1.2.1.2 Los Vientos Alisios.....	25

1.2.1.3	Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ).....	28
1.2.2	El Fenómeno del Niño y la Oscilación del Sur.....	29
1.2.2.1	Variabilidad ENSO	31
1.2.2.2	Teleconexiones Océano-Atmósfera.....	35
1.2.2.2.1	Anomalías en las SST vinculadas a ENSO en el Pacífico y el Caribe	36
1.2.3	Eventos Climáticos del Plio-Pleistoceno	38
1.2.3.1	Máximo Climático del Plioceno Medio (Mid Pliocene Warm Period-MPWP)	38
1.2.3.2	Condiciones “El Niño/La Niña Permanente”	40
1.2.3.3	Intensificación de las Glaciaciones y Estabilización de las Capas de Hielo en el Hemisferio Norte	42
1.3	EVOLUCIÓN TECTÓNICA	43
1.3.1	La Emersión de Centroamérica	44
1.3.1.1	Evidencias Paleoceanográficas de Evolución Tectónica del Istmo Centroamericano	48
1.3.1.2	Posibles Efectos sobre la Circulación, las Condiciones Oceánicas y el Clima.....	55
2.	ALGAS COCOLITOFORALES, COCOLITOS Y NANOFÓSILES CALCÁREOS.....	59
2.1	HISTORIA	61
2.1.1	Aspectos Biológicos	62
2.1.1.1	Ciclo de vida.....	63
2.1.2	Sistemática y Paleoecología	66
2.1.3	Tafonomía.....	94
2.1.4	Indicadores Climáticos y Paleoceanográficos.....	95
3.	MATERIALES Y MÉTODOS.....	101
3.1	PERFORACIÓN ODP 846.....	103

3.2	PERFORACIÓN ODP 999.....	112
3.3	TÉCNICA DE PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA RECuentOS ABSOLUTOS.....	120
3.4	ANÁLISIS AL MICROSCOPIO ÓPTICO Y RECuentOS.....	121
3.5	TRATAMIENTO DE LOS DATOS.....	122
3.5.1	Obtención de Tasas de Acumulación de Nanofósiles y Posición de la Termo/Nutriclina	122
4.	FORZAMIENTO ORBITAL DEL CLIMA.....	125
4.1	Análisis espectrales	129
4.1.1	Métodos de Análisis Espectral.....	130
4.1.1.1	Espectros de Potencia-Frecuencia.....	131
4.1.1.2	Análisis de Coherencia.....	133
5.	MODELO DE EDAD, BIOESTRATIGRAFÍA Y BIOCRONOLOGÍA	135
5.1	Perforación ODP 846	137
5.1.1	HO <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> - HO <i>Sphenolithus</i> spp.	141
5.1.2	HO <i>Discoaster variabilis</i> - HO <i>Discoaster pentaradiatus</i>	142
5.1.3	HO <i>Discoaster pentaradiatus</i> - HO <i>Discoaster brouweri</i>	143
5.2	Perforación odp 999	144
5.2.1	LO <i>Discoaster tamalis</i> - HO <i>Sphenolithus</i> spp.....	145
5.2.2	HO <i>Discoaster variabilis</i> - HO <i>Discoaster tamalis</i>	148
5.2.3	HO <i>Discoaster surculus</i> - HO <i>Discoaster brouweri</i>	149

6. PALEOPRODUCTIVIDAD EN EL OCÉANO PACÍFICO ECUATORIAL ORIENTAL.....	151
6.1 Circulación Oceánica	153
6.1.1 Corrientes Superficiales y Subsuperficiales	153
6.1.1.1 Corriente de Perú (PC) (Corriente de Chile-Perú o Corriente de Humboldt).....	155
6.1.1.2 Corriente Ecuatorial Subsuperficial o <i>Equatorial Undercurrent</i> (EUC)	156
6.1.1.3 Corriente Surecuatorial (SEC).....	157
6.1.1.4 Contracorriente Norecuatorial (NECC).....	158
6.1.2 Masas de Agua Profundas	158
6.1.2.1 Agua Antártica de Fondo (<i>Antarctic Bottom Water-AABW</i>).....	158
6.1.2.2 Agua Modal Subantártica (<i>Subantarctic Mode Water-SAMW</i>).159	
6.1.2.3 Agua Antártica Intermedia (<i>Antarctic Intermediate Water-AAIW</i>).....	160
6.1.2.4 Agua Intermedia del Pacífico Norte (<i>North Pacific Intermediate Water-NPIW</i>)	161
6.2 PALEOCEANOLOGÍA DEL NEÓGENO	162
6.2.1 ENSO en el Plio-Pleistoceno	165
6.3 PALEOPRODUCTIVIDAD EN EL OCÉANO PACÍFICO ECUATORIAL ORIENTAL (PERFORACIÓN ODP 846) DURANTE LA FASE FINAL Y POSTERIOR A LA EMERSIÓN DEL ISTMO CENTROAMERICANO	167
6.3.1 Control Orbital de las Asociaciones de Nanofósiles Calcáreos	173
6.3.1.1 Análisis de Coherencia.....	175
6.4 DISCUSIÓN	177
6.4.1 Condiciones Similares a “El Niño-Like” o “La Niña-Like” en el Pacífico Ecuatorial Oriental.....	177

6.4.2	Los Parámetros Orbitales en el Entorno Ecuatorial	189
7.	RESPUESTA DE LA ASOCIACIÓN DE NANOFÓSILES CALCÁREOS EN EL CARIBE	193
7.1	MAR CARIBE (OCÉANO ATLÁNTICO ECUATORIAL OCCIDENTAL)	195
7.1.1	Corrientes Superficiales	196
7.1.1.1	Corriente Norecuatorial (<i>North Equatorial Current</i> –NEC)	196
7.1.1.2	Corriente Surecuatorial (SEC)	196
7.1.1.3	Corriente del Norte de Brasil (<i>North Brazil Current</i> –NBC)	197
7.1.1.4	Corriente Caribe (CC)	198
7.1.2	Corrientes Intermedias y Profundas.....	200
7.1.2.1	Masa de Agua de los 18° (<i>Eighteen Degree Water</i> –EDW)	200
7.1.2.2	Agua Antártica Intermedia (<i>Antarctic Intermediate Water</i> – AAIW).....	201
7.1.2.3	Agua Noratlántica Profunda (<i>North Atlantic Deep Water</i> –NADW)	201
7.2	PALEOCEANOGRAFÍA DEL NEÓGENO	203
7.3	RESPUESTA DE LAS ASOCIACIONES DE NANOFÓSILES CALCÁREOS EN EL CARIBE	205
7.3.1	Control Orbital de la Señal de Nanofósiles Calcáreos.....	213
7.3.1.1	Análisis de Coherencia.....	215
7.4	DISCUSIÓN	217
7.4.1	Respuesta de las Asociaciones a los Cambios en los Patrones de Circulación Atmosférica y Oceánica.....	217
7.4.2	El Control de los Parámetros Orbitales sobre la Productividad en el Caribe	221

8.	ANÁLISIS COMPARATIVO DE LAS SEÑALES DE NANOFÓSILES CALCÁREOS.....	¡ERROR! MARCADOR NO DEFINIDO.
8.1	BIOCRONOLOGÍA.....	230
8.2	DIFERENCIAS EN LA EVOLUCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE NANOFÓSILES CALCÁREOS ENTRE EL PACÍFICO ECUATORIAL ORIENTAL Y EL CARIBE.....	233
8.2.1	Periodo Previo a la Emersión Definitiva de Centroamérica ..	235
8.2.2	Periodo Posterior a la Emersión Definitiva de Centroamérica....	242
9.	CONCLUSIONES/ CONCLUSIONS.....	249
10.	BIBLIOGRAFÍA	255

LISTA DE ANEXOS

- Anexo 1. Lista de Acrónimos**
- Anexo 2. Lista de Especies**

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Esquema idealizado del fraccionamiento isotópico 18O: 16O en el Océano	12
Figura 1.2	Representación de cadena de alquenonas C37 tri-insaturada.....	16
Figura 1.3	Registro compuesto de isótopos de oxígeno a nivel global, compilado a partir de mediciones del $\delta^{18}\text{O}$ (Modificado de Zachos, 2001a).....	21
Figura 1.4	Esquema del modelo de circulación atmosférica.....	24
Figura 1.5	Esquema que representa el patrón de circulación de Walker (Modificado de Vecchi, 2006).....	24
Figura 1.6	Compilación global de datos de satélite en falso color de clorofila α a partir del sensor MODIS Aqua para el año 2011: localización de los cuatro sistemas de upwelling principales a nivel mundial (óvalos blancos). Imágenes NASA. (Capone & Hutchins, 2013).....	26
Figura 1.7	Contenido de nutrientes en el océano actual (World Ocean Atlas 2013 - WOA013F).....	27
Figura 1.8	Migración estacional de la ITCZ.....	28
Figura 1.9	Esquema idealizado del comportamiento de las masas de agua superficiales y celdas de circulación atmosférica durante las fases ENSO cálida (El Niño), fría (La Niña) y condiciones normales.....	30
Figura 1.10	Esquemas de los cambios en la temperatura superficial durante eventos El Niño, La Niña y condiciones normales. http://www.bom.gov.au/climate/enso/history/ln-2010-12/three-phases-of-ENSO.shtml http://earthobservatory.nasa.gov/Features/WorldOfChange/enso.php	30
Figura 1.11	Mapa de correlación cruzada entre el índice NINO3.4 (SST promedio a través de 190°E–240°E y 5°S–5°N).....	33
Figura 1.12	Variabilidad ENSO en un coral moderno localizado en las Islas de la Línea, registros del $\delta^{18}\text{O}$ de los corales localizados en el atolón Kiritimati (Isla Christmas), el atolón Tabuaeran (Isla Fanning), y el atolón Palmyra, y el índice de SST del NIÑO3.4 (Modificada de Cobb et al., 2013).....	34

Figura 1.13	Serie de tiempo del MEI empleado para la definición de eventos ENSO en el registro instrumental desde el año de 1871 hasta 2015 (Wolter & Timlin, 2011); http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/index.html).....	35
Figura 1.14	Esquema idealizado del “Puente atmosférico” entre el océano tropical y el Pacífico Norte, también aplicable al Atlántico, Índico y Pacífico sur (Modificada de Alexander et al., 2002).....	37
Figura 1.15	Correlación entre anomalías de SSTs en la región ENSO index (recuadro) localizada en el Pacífico ecuatorial (Alexander et al., 2002).....	38
Figura 1.16	Cambios de las SST en el Pacífico ecuatorial durante los últimos 5 Ma. (Brierley, 2013).....	41
Figura 1.17	Evolución tectónica de la Placa Caribe (Cretácico – Paleoceno) (Pindell, 2001).....	46
Figura 1.18	Evolución tectónica de la Placa Caribe (Eoceno–Mioceno) (Pindell, 2001).....	47
Figura 1.19	Localización geográfica y marco tectónico del Arco de Panamá (Tomada de Montes et al., 2015).....	50
Figura 1.20	Registro del clima de los últimos 5 M.a. de acuerdo con los valores isotópicos de $\delta^{18}O$ (Tiedemann, en Steph, 2005).....	56
Figura 2.1	Representación esquemática de una célula cocolitoforal (Modificada de Flores & Sierro, 2013).....	63
Figura 2.2	Ciclo de vida de los cocolitóforos (Modificado de Young et al., 1997 y Colmenero-Hidalgo, 2004).....	64
Figura 2.3	Tipos de cocolitos en cocosferas.....	65
Figura 2.4	Clasificación morfológica de los heterococolitos (Modificada de Young et al., 2003).....	66
Figura 3.1	Localización de la perforación ODP 846.....	104
Figura 3.2	Curvas de reflectancia de color, susceptibilidad magnética y densidad del sedimento de la perforación ODP 846 para los tramos estudiados en este trabajo.....	110
Figura 3.3	Localización de la perforación ODP 999.....	113

Figura 3.4	Curvas de reflectancia de color, susceptibilidad magnética y densidad del sedimento de la perforación ODP 999 para los tramos estudiados en este trabajo.....	119
Figura 4.1	Esquema de los parámetros orbitales terrestres, cuyos ciclos fueron calculados por Milutin Milankovitch (1941), y registro de cada uno de ellos para los últimos 500.000 años obtenidos mediante el método de Laskar (1990) empleando el programa Analyseries 2.0 (Paillard et al., 1996). Modificado de Colmenero-Hidalgo, 2004.....	128
Figura 4.2	Análisis espectrales de la asociación de nanofósiles calcáreos durante la “Revolución del Pleistoceno medio” (~1500-600 Ka) en el Atlántico norte (Site DSDP 607) y el Mediterráneo oriental (Site ODP 967) (Tomada de Marino et al., 2008).....	132
Figura 4.3	A. Análisis espectral del registro de profundidad sónica del pozo At-3. B. y C.: Análisis espectral cruzado y coherencia entre la curva de insolación de verano a 65°N (La90) (línea punteada) y registro sónico calibrado de At-3 (línea sólida) (Modificada de Sierró et al., 2000).....	134
Figura 5.1	Modelo de Edad Perforación ODP 846.....	139
Figura 5.2	Biozonación de nanofósiles calcáreos durante el Plioceno temprano hasta el Pleistoceno temprano en la perforación ODP 846D (este trabajo).....	141
Figura 5.3	Modelo de Edad Perforación ODP 999.....	146
Figura 5.4	Biozonación de nanofósiles calcáreos durante el Plioceno temprano hasta el Pleistoceno temprano en la perforación ODP 999 (este trabajo).....	148
Figura 6.1	Principales Corrientes Superficiales y Subsuperficiales del Océano Pacífico ecuatorial oriental (Modificada de Tiedemann & Mix, 2007).....	154
Figura 6.2	Perfiles N-S de Temperatura y Salinidad del océano Pacífico y su relación con las principales corrientes en profundidad, generados mediante el Ocean Data View (ODV) con datos del World Ocean Atlas (WOA) 2009 y masas de agua con base en Lutfi Firdaus <i>et al.</i> , 2011 y Tiedemann & Mix, 2007.....	159
Figura 6.3	Reconstrucción del patrón de circulación de las corrientes oceánicas superficiales en el EEP durante el intervalo previo a la emersión definitiva de Centroamérica (Con base en Maier-Reimer <i>et al.</i> , 1990; Mikolajewicz <i>et al.</i> , 1993; Mikolajewicz & Crowley, 1997; Molina-Cruz, 1997; Nisancioglu <i>et al.</i> , 2003; Haug <i>et al.</i> , 2004).....	163

Figura 6.4	Fluctuaciones en las abundancias relativas y absolutas de las especies mayoritarias de nanofósiles calcáreos en la perforación ODP 846 durante el intervalo de tiempo estudiado, y características ecológicas con base en los conceptos descritos en el capítulo 2 del presente trabajo.....	169
Figura 6.5	Fluctuaciones en las abundancias relativas y absolutas de las especies minoritarias de nanofósiles calcáreos en la perforación ODP 846 durante el intervalo de tiempo estudiado, y características ecológicas con base en los conceptos descritos en el capítulo 2 del presente trabajo.....	170
Figura 6.6	Índice N o de paleoproductividad en la ZFS y abundancias relativas y absolutas de las especies de nanofósiles calcáreos que señalan cambios en la productividad en la ZFS y que fueron empleadas en este trabajo para el cálculo del índice N.....	172
Figura 6.7	Espectros de frecuencia de las NAR de las especies mayoritarias en la perforación ODP 846.....	174
Figura 6.8	Análisis espectral cruzado de la NAR de nanofósiles indicadores de productividad en la ZFS (reticulofenéstidos <5µm + <i>P. lacunosa</i> , este trabajo) y δ13C bentónico (Shackleton <i>et al.</i> , 1995a, b). Los dos registros muestran correspondencia en la banda de oblicuidad (41 ka) y coherencia >99% en dicha banda. Análisis obtenidos mediante el software Analyseries 2.0, solución LA2004.....	176
Figura 6.9	Relación del índice N (este trabajo) y la curva de δ13C (Shackleton <i>et al.</i> , 1995a, b) para la perforación ODP846, con especial énfasis en el evento de denitrificación registrado en las curvas de δ15N y % Nitrógeno del Pacífico norte tropical oriental en ~2.1 Ma (Liu <i>et al.</i> , 2008).....	179
Figura 6.10	Esquema de las áreas de mayor subducción y ventilación (upwelling) y regiones de máxima exportación junto con la SAMW y la AAIW en el océano Antártico (Sallé <i>et al.</i> , 2010).....	180
Figura 6.11	Correlación de las curvas de abundancia absoluta de las especies indicadoras de alta productividad (este trabajo) y δ13C bentónico (Shackleton <i>et al.</i> , 1995a, b).....	181
Figura 6.12	Evaluación de la correspondencia entre los estadios glaciales-interglaciales y la productividad en la perforación ODP 846. Comparación de las curvas del Índice N, empleado en este trabajo como índice de productividad en la ZFS, la NAR de las especies indicadoras de altas productividades en relación con las curvas isotópicas de δ13C y δ18O bentónico (Shackleton <i>et al.</i> , 1995a, b). Las líneas sombreadas en azul claro representan los estadios isotópicos marinos (Marine Isotope Stages–MIS) glaciares.....	183

Figura 6.13 Posibles eventos de características ENSO (“ENSO-like”) definidos con base en los episodios de descensos en la productividad, de acuerdo con el Índice N obtenido en este trabajo.....	184
Figura 6.14 Registros de paleotemperaturas (Mg/Ca) del WEP (A) y el EEP (B) y registros de temperaturas para las profundidades de calcificación de <i>G. sacculifer</i> , <i>G. tumida</i> y <i>N dutertrei</i> (Modificada de Rickaby & Halloran, 2005).....	186
Figura 6.15 A. Registros isotópicos de oxígeno de <i>G. sacculifer</i> en las perforaciones ODP 847 (azul) y ODP 806 (rojo), y de <i>G. tumida</i> en el site ODP 847 (verde); B. SST estimadas a partir de Mg/Ca en <i>G. sacculifer</i> ODP 847 (azul) y ODP 806 (rojo); C. Gradiente zonal estimado de SST en el ecuador entre 159°E y 95°W; D. La diferencia entre las temperaturas de calcificación de <i>G. sacculifer</i> y <i>G. tumida</i> en el site ODP 847. (Modificada de Wara <i>et al.</i> , 2005).....	187
Figura 6.16 Comparación de los registros de SSTs y productividad obtenidos mediante alquenonas de la perforación ODP 846(Lawrence <i>et al.</i> , 2006) respecto al índice N (este trabajo).....	188
Figura 6.17 Fluctuaciones en el nivel de la termo/nutriclina en las perforaciones ODP 846 (este trabajo), 1239 (Steph <i>et al.</i> , 2010 y Groeneveld <i>et al.</i> , 2006) y 1241(Steph <i>et al.</i> , 2006a) localizadas en el EEP tanto dentro como fuera de la Pacific Cold Tongue (PCT) (Modificada de Steph <i>et al.</i> , 2010).....	190
Figura 7.1 Principales Corrientes Superficiales y Subsuperficiales del Océano Atlántico ecuatorial occidental y Mar Caribe (Modificada de Schouten <i>et al.</i> , 2005).....	197
Figura 7.2 Perfiles N-S de Temperatura y Salinidad del océano Atlántico y su relación con las principales corrientes en profundidad, generados mediante el Ocean Data View (ODV) con datos del World Ocean Atlas (WOA) 2009 y masas de agua con base en Roth <i>et al.</i> , 2000 y Forget <i>et al.</i> 2011.....	200
Figura 7.3 Perfil vertical de temperatura y salinidad en el Caribe y distribución de las masas de agua (Con base en Wüst, 1964). Tomada de Kameo <i>et al.</i> , 2004.....	202
Figura 7.4 Esquema de circulación de las corrientes oceánicas superficiales en el Atlántico ecuatorial occidental durante el intervalo previo a la emersión definitiva de Centroamérica (Con base en Maier-Reimer <i>et al.</i> , 1990; Mikolajewicz <i>et al.</i> , 1993; Mikolajewicz & Crowley, 1997; Molina-Cruz, 1997; Nisancioglu <i>et al.</i> , 2003; Haug <i>et al.</i> , 2004).....	204
Figura 7.5 Fluctuaciones en las abundancias relativas (línea sólida color negro) y absolutas (NAR= áreas con relleno sólido) de las especies mayoritarias de nanofósiles calcáreos en la perforación ODP 999 durante el intervalo de	

	tiempo estudiado, y su relación con a productividad y las SSTs con base en los conceptos descritos en el capítulo 2 del presente trabajo (la productividad es inversa en F. profunda respecto a los pequeños reticulofenéstidos y P. lacunosa). Las líneas azules discontinuas señalan los nueve (9) intervalos descritos.....	207
Figura 7.6	Fluctuaciones en las abundancias relativas (línea sólida color negro) y absolutas (NAR= áreas con relleno sólido) de las especies minoritarias de nanofósiles calcáreos en la perforación ODP 999 durante el intervalo de tiempo estudiado, y su relación con la productividad, las SSTs y las SSSs, con base en los conceptos descritos en el Capítulo 2 del presente trabajo. Las líneas azules discontinuas señalan los nueve (9) intervalos descritos.....	208
Figura 7.7	Índice N o de paleoproductividad en la ZFS (línea sólida de color rojo), y abundancias relativas (línea sólida color negro) y absolutas (NAR= áreas con relleno sólido) de las especies de nanofósiles calcáreos que señalan cambios en la productividad en la ZFS y empleadas en este trabajo para el cálculo del índice N. Las líneas azules discontinuas señalan los nueve (9) intervalos descritos.....	212
Figura 7.8	Espectros de frecuencia de las NAR de las especies mayoritarias y asociación cálida en la perforación ODP 999.....	214
Figura 7.9	Análisis espectral cruzado de los registros de NAR de pequeños reticulofenéstidos (<5µm) y δ13C. En la parte superior los análisis espectrales que muestran elevada correspondencia con la banda de oblicuidad (LA2004) (línea discontinua azul) y en la parte inferior análisis de coherencia de cada una de las dos señales.....	216
Figura 7.10	Correlación del Índice N (este trabajo) y las SST obtenidas mediante Mg/Ca para la perforación ODP 999 (Steph <i>et al.</i> , 2010).....	218
Figura 7.11	Evaluación de la correspondencia entre los estadios glaciales-interglaciales y la productividad en la perforación ODP 999. Comparación de las curvas del índice N, empleado en este trabajo como índice de productividad en la ZFS, la NAR de las especies indicadoras de altas productividades en relación con las curvas isotópicas de δ13C y δ18O bentónico (Steph <i>et al.</i> , 2010). Las líneas sombreadas en azul claro representan los estadios isotópicos marinos (Marine Isotope Stages–MIS) glaciares.....	221
Figura 7.12	Relación de la posición de la termo/nutriclina de la perforación ODP 999 en relación con los parámetros orbitales.....	223
Figura 8.1	Localización general de las principales corrientes superficiales y giros subtropicales a nivel global.....	230

Figura 8.2	Comparación de las abundancias relativas (%) y absolutas (NAR) de los taxones de nanofósiles calcáreos dominantes en el EEP (línea sólida roja) y el Caribe (línea sólida azul).....	236
Figura 8.3	Comparación de las abundancias relativas y absolutas de los componentes secundarios de la asociación de nanofósiles calcáreos en el EEP (línea sólida roja) y el Caribe (línea sólida azul).....	238
Figura 8.4	Abundancias relativas (líneas continuas en color) y absolutas (líneas negras punteadas) de las especies de nanofósiles calcáreos relacionadas con cambios en las SSSs en el Caribe.....	240
Figura 8.5	Comparación de las fluctuaciones de la termo/nutriclina en las perforaciones ODP 846 (línea roja continua) y ODP 999 (línea azul continua). Las líneas punteadas en color negro señalan la coincidencia en los picos de los índices N.	241
Figura 8.6	Análisis espectral cruzado de los índices N de las perforaciones ODP 846 (línea roja continua) y ODP 999 (línea azul continua), y coherencia de las dos señales en relación con los parámetros orbitales.....	245

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.1	Cronología de los eventos asociados con la emersión de Centroamérica (Modificada de Farrel <i>et al.</i> , 1995 y Steph, 2006).....	51
Tabla 2.1	Clasificación taxonómica empleada en este trabajo	68
Tabla 2.2	Imágenes tipo de algunos nanofósiles calcáreos y su clasificación. Modificado de http://nannotax.org/	69
Tabla 2.3	Criterios empleados en este trabajo para la clasificación sistemática de reticulofenéstridos.....	71
Tabla 2.4	Sistema de clasificación del género <i>Gephyrocapsa</i> (Modificada de Flores <i>et al.</i> , 1999)	72
Tabla 2.5	Preferencias ecológicas de algunas especies y géneros de nanofósiles calcáreos presentes en las perforaciones ODP 846 y 999.....	96
Tabla 2.6	Nanofósiles calcáreos como indicadores de condiciones oceánicas (Síntesis de la tabla 2.5)	99
Tabla 5.1	Biocronología de los Eventos de Nanofósiles Calcáreos en la Perforación ODP 846.....	140
Tabla 5.2	Biocronología de los eventos de Nanofósiles Calcáreos en la Perforación ODP 999.....	147
Tabla 7.1	Abundancias relativas y absolutas de los taxones de nanofósiles calcáreos	210
Tabla 8.1	Comparación de la biocronología obtenida para las dos perforaciones estudiadas en el presente trabajo	231

I. MARCO GENERAL

El clima de La Tierra debe su configuración, fundamentalmente, a la interacción entre la tectónica que define la morfología de la superficie terrestre, los parámetros orbitales que controlan la cantidad e intensidad de radiación solar que recibe cada región, el movimiento de rotación que genera el efecto coriolis en las corrientes de viento y agua, el de traslación que es responsable de las estaciones, el agua superficial (océanos, mares, casquetes polares y ríos), la biomasa que se encarga de retener o liberar gases en la atmósfera contribuyendo a la regulación de la temperatura superficial. En resumen, el clima es un sistema compuesto por atmósfera, biosfera, criosfera, hidrosfera y superficie terrestre que interactúan y se retroalimentan mutuamente. Las variaciones climáticas se deben a los procesos que se desarrollan dentro del sistema climático, y a los cambios en las fuerzas naturales o antropogénicas externas a él (Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático – *Intergovernmental Panel on Climate Change-IPCC*, 2001).

Aproximadamente durante las últimas tres décadas, los estudios sobre cambio climático se han enfocado con particular interés en el Plioceno, que es el intervalo de tiempo más reciente en la historia de La Tierra a partir del cual se pueden estudiar las condiciones oceanográficas y climáticas en el marco del calentamiento global en relación con el actual, puesto que los niveles de concentración de dióxido de carbono (CO₂) en la atmósfera eran similares a las que tenemos hoy día (Foster *et al.*, 2009). Es justamente el elevado nivel de CO₂ atmosférico del Plioceno cuyos valores oscilaban entre 360 y 400 ppm (Raymo & Rau, 1992; Raymo *et al.*, 1996) el asunto que actualmente genera más controversia respecto a la ciclicidad del calentamiento global como un factor natural, teniendo en cuenta que el valor actual es de ~400 ppm (*Earth System Research Laboratory-ESRL – National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA*). Sin embargo, dichos niveles de CO₂ en el Plioceno se alcanzaron progresivamente durante cientos de miles de años, mientras el valor actual se debe principalmente a los cambios que ha generado la influencia antrópica a partir de los años 60', cuando se intensifica la actividad industrial tanto en los países desarrollados como en los países emergentes (o en vías de desarrollo). Adicionalmente, durante el

Marco General, Objetivos y Estructura de la Tesis

Plioceno se estableció la configuración del clima y de las cuencas oceánicas y los continentes como los conocemos hoy día, y por tal motivo se constituye en modelo de comparación y predicción en relación con los cambios climáticos actuales y futuros y del funcionamiento de la circulación oceánica ante el incremento de las temperaturas.

Los océanos como parte principal del sistema climático, y en particular los organismos que los habitan, se encargan de preservar en el registro geológico información acerca de las condiciones de sus respectivos ecosistemas, que actualmente a través del uso de herramientas biológicas, geológicas y geoquímicas, entre otras, permiten evaluar los cambios que han sucedido en el planeta a través del tiempo. Para estos efectos se emplean diferentes indicadores o “proxies”, y parámetros físicos y matemáticos que permiten desarrollar algoritmos para realizar reconstrucciones paleoclimáticas y paleoceanográficas, deducciones directas o indirectas y modelos generales de circulación oceánica. Uno de los indicadores empleados corresponde a una herramienta micropaleontológica que son las algas coccolitoforales y sus restos fósiles, los nanofósiles calcáreos, gracias a su estructura biológica altamente sensible a los cambios de las condiciones de la columna de agua, en particular aquellos que ocurren en la zona fótica (<200 m), son indicadores muy útiles en este tipo de investigaciones porque permiten obtener una aproximación detallada de los cambios que afectaron la interfase océano-atmósfera en el pasado. Así mismo a partir de su primer registro, en el Triásico, son ampliamente empleados para el estudio bioestratigráfico de secuencias sedimentarias, con alta resolución temporal.

En el entorno ecuatorial, la ocurrencia de fenómenos El Niño–La Niña (El Niño *Southern Oscillation*–ENSO), la variabilidad climática asociada y los grandes cambios en el sistema océano-atmósfera que se generan a nivel mundial debido a patrones de teleconexión atmosférica, despiertan especial interés y son motivo de un sinnúmero de investigaciones tanto del periodo actual como de episodios pasados. El objeto principal de este trabajo es determinar la ocurrencia de fenómenos de larga duración de características similares a ENSO (“ENSO-like”, “El Niño-like”, “La Niña-like”) en el océano Pacífico ecuatorial oriental y posibles efectos de teleconexión con la cuenca Caribe, para el intervalo de tiempo comprendido entre ~4.0 y 1.9 Millones de años (Ma) que abarca desde el Plioceno temprano hasta el Pleistoceno temprano. También

se busca evaluar el impacto del evento tectónico más importante del Plioceno, la emersión de Centroamérica, sobre la dinámica oceánica superficial a ambos lados del istmo a través de la evolución de las asociaciones de nanofósiles calcáreos.

II. OBJETIVOS

- ✓ Reconstruir la paleoproductividad en el océano Pacífico ecuatorial oriental y del mar Caribe, con base en la señal de nanofósiles calcáreos para el periodo comprendido entre el Plioceno temprano y el Pleistoceno temprano (~4.0–1.9 Ma).
- ✓ Evaluar la posible ocurrencia de fenómenos ENSO de larga duración (“permanentes”) con base en las fluctuaciones de la termo/nutriclina en el océano Pacífico ecuatorial oriental y verificar si existe teleconexión con el Caribe.
- ✓ Establecer los efectos de la emersión del istmo centroamericano sobre las asociaciones de nanofósiles y su relación con los cambios en las paleotemperaturas, paleosalinidades y paleoproductividades.
- ✓ Determinar la respuesta de las asociaciones de nanofósiles calcáreos a los parámetros orbitales y su correspondencia con la dinámica oceánica ecuatorial (precesión y excentricidad) o con la de los hemisferios norte o sur (oblicuidad).
- ✓ Brindar un marco bioestratigráfico de alta resolución para las secuencias ODP 846 y ODP 999.

III. ESTRUCTURA DE LA TESIS

Primera parte: Introducción (Capítulos 1 a 4)

Los primeros capítulos de esta tesis contienen información sobre los aspectos generales de la investigación. En el **Capítulo 1** se presentan una descripción general de los indicadores más comúnmente empleados en paleoceanografía, un resumen de la variabilidad climática que ha afectado el planeta, particularmente durante el Plio-Pleistoceno influenciada por aspectos como la tectónica, con énfasis en la emersión definitiva de Centroamérica. En el **Capítulo 2** se detalla la información relativa a la herramienta micropaleontológica que hemos empleado en este trabajo, los nanofósiles calcáreos, sistemática, aspectos biológicos, ecológicos y tafonomía. En el **Capítulo 3** se describen los materiales de las dos perforaciones empleadas para lograr

Marco General, Objetivos y Estructura de la Tesis

los objetivos propuestos y los métodos mediante los cuales fueron tratados y analizados. En el **Capítulo 4** se especifican los efectos del forzamiento orbital sobre el clima y detalla aspectos de los análisis espectrales y su utilidad en este trabajo.

Segunda parte: Resultados y Discusión (Capítulos 6 a 8).

En el **Capítulo 5** se presentan los modelos de edad obtenidos con base en la estratigrafía de isótopos de oxígeno (previamente publicados) para cada perforación. En el **Capítulo 6** se especifican las características de la perforación ODP 846 (océano Pacífico ecuatorial oriental), condiciones oceanográficas y paleoceanográficas de este entorno geográfico, resultados y discusión sobre el modelo de edad, la bioestratigrafía y biocronología de alta resolución, y la respuesta de la asociación de nanofósiles calcáreos a los cambios generados por la emersión del istmo centroamericano y a los parámetros orbitales. En el **Capítulo 7** se tratan los aspectos particulares de la perforación ODP 999 (mar Caribe), condiciones oceanográficas y paleoceanográficas, resultados y discusión sobre el modelo de edad, bioestratigrafía y biocronología de alta resolución, y los cambios que se generaron en la dinámica oceánica debido al cierre del canal centroamericano y la influencia de los parámetros orbitales en este entorno. El **Capítulo 8** es una síntesis comparativa de los capítulos 6 y 7.

Tercera parte: Conclusiones (Capítulo 9)

En el **Capítulo 9** se enumeran las conclusiones obtenidas como producto del presente trabajo.

1. Introducción



La paleoceanografía se define como el estudio de la historia de los océanos, y comprende el análisis del registro sedimentario almacenado en los fondos oceánicos, el movimiento de las placas tectónicas, cambios en los glaciares, y correlaciona los patrones de sedimentación con parámetros ambientales. La investigación paleoceanográfica entonces, integra un conjunto de ciencias como son geología, química, biología, paleontología, sedimentología, física y matemáticas, entre otros. Esta interdisciplinariedad permite realizar reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas, debido a que el océano ejerce un fuerte control sobre el clima gracias a su elevada capacidad calorífica, de transporte de energía y, de secuestro y liberación de gases de efecto invernadero. Las principales fuentes de información paleoceanográfica son el hielo, los sedimentos marinos tanto biogénicos (fósiles planctónicos y bentónicos) como inorgánicos (*ice-rafted debris*-IRD y sedimento eólico), y organismos como los corales (Meissner *et al.*, 2008). Para su estudio se requiere el empleo de herramientas micropaleontológicas, geoquímicas y sedimentológicas, que sirven para determinar las condiciones dominantes en el océano en el momento de la sedimentación y/o formación de las estructuras.

Este trabajo incorpora diferentes aspectos paleoceanográficos, el micropaleontológico mediante el uso de los nanofósiles calcáreos que son altamente sensibles a los cambios en las condiciones oceánicas superficiales y tienen buena preservación en el registro geológico; el climático relacionado con la ocurrencia de fenómenos de gran escala con características ENSO (“ENSO-like”), y el tectónico, representado por el pulso final de cierre del canal interoceánico mesoamericano. Para cumplir con los objetivos planteados, hemos empleado la señal de nanofósiles calcáreos de dos (2) perforaciones realizadas por el entonces *Ocean Drilling Program* (ODP) (después *Integrated Ocean Drilling Program*—IODP y actualmente *International Ocean Discovery Program*—IODP). La perforación ODP 846 localizada en el océano Pacífico ecuatorial oriental (EEP) y la perforación ODP 999 ubicada en la cuenca Caribe-océano Atlántico occidental, brindan información sobre los cambios que se generaron en las asociaciones coccolitoforales y su evolución a través del Plioceno medio-tardío y el Pleistoceno temprano, durante las fases previa y posterior a la emersión definitiva de Centroamérica cuando cesó el intercambio de las masas de agua superficiales. Así

Introducción

mismo, se pretende evaluar la respuesta de las asociaciones al forzamiento orbital de Milankovitch y a cambios en los patrones de circulación atmosférica.

Esta investigación se ha centrado en evaluar la ocurrencia de fenómenos de características similares a la oscilación del sur El Niño–La Niña (El Niño *Southern Oscillation*–ENSO) para el intervalo de tiempo estudiado; así como en intentar determinar patrones de teleconexión atmosférica entre dichas regiones oceánicas. Fenómenos de características similares a ENSO (“ENSO-like”, “El Niño-like”, “La Niña-like”) han sido registrados por diferentes autores (Chaisson & Ravelo, 2000; Cane & Molnar, 2001; Molnar & Cane, 2002; Wara *et al.*, 2005, Rickaby & Halloran, 2005; Ravelo *et al.*, 2006). Algunos autores correlacionan la intensidad de los fenómenos ENSO con cambios en la insolación (Beaufort *et al.*, 2001; López-Otálvaro *et al.*, 2008; Álvarez-García *et al.*, 2010), en este trabajo también se evalúa la productividad oceánica en relación con los parámetros orbitales para verificar si responde a la dinámica ecuatorial, en la que predomina la precesión sobre la oblicuidad (Lawrence *et al.*, 2006) o si por el contrario existe relación con la dinámica oceánica del hemisferio norte o del hemisferio sur.

Datos de otros indicadores paleoceanográficos, como son las relaciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, las alquenonas y Mg/Ca obtenidos por diferentes autores (Shackleton *et al.*, 1995a, b; Steph *et al.*, 2010; Groeneveld, 2005; Lawrence *et al.*, 2006, Liu *et al.*, 2008; entre otros), son incorporados como herramienta de análisis y discusión de los resultados obtenidos en desarrollo de esta investigación puesto que constituyen un registro de paleotemperaturas, paleosalinidades y paleoproduktividades útiles para realizar comparaciones y/o correlaciones. Los aspectos sedimentológicos sólo fueron evaluados en la selección del sedimento que fue posteriormente analizado y empleado como base de este trabajo, y para el análisis visual de algunas propiedades físicas del sedimento. Por tal motivo se realiza una breve descripción de cada uno de estos indicadores paleoceanográficos y herramientas empleadas para el análisis.

1.1 INDICADORES PALEOCEANOGRÁFICOS

El seguimiento de los procesos oceánicos y atmosféricos actuales y pasados, se realiza mediante el empleo de herramientas micropaleontológicas, geoquímicas y sedimentológicas, que sirven para determinar las condiciones dominantes en el momento de su ocurrencia. En este trabajo hemos realizado análisis cuantitativos para obtener medidas absolutas y relativas de nanofósiles calcáreos, y empleamos datos de los indicadores más ampliamente utilizados en paleoceanografía como parámetros de comparación, que han sido obtenidos por diferentes investigadores.

1.1.1 Micropaleontología

Los microfósiles son una herramienta ampliamente empleada en el campo de la paleoceanografía, debido a que su presencia en el registro geológico es más amplia que la de macrofósiles, y porque se han obtenido calibraciones temporales de alta resolución, así como descripciones paleoecológicas y de distribución paleogeográfica más o menos detalladas que permiten identificar las condiciones del hábitat en el momento en que ocurrió la sedimentación. A partir de ellos se obtienen datos isotópicos y elementos traza, con base en los cuales se adelantan investigaciones bioestratigráficas, cicloestratigráficas, cálculos de cambios en el nivel del mar, fluctuaciones del volumen de hielo, temperatura, acidificación y productividad oceánica, entre otros. En términos generales, los radiolarios y las diatomeas predominan en altas latitudes, mientras foraminíferos, cocolitos, ostrácodos, pterópodos, corales y briozoos dominan en bajas latitudes (Wang, 1999), y el polen es indicador de medios continentales y transicionales (Hooghiemstra, 1989; Combourieu-Nebout & Vergrnaud-Grazzini, 1991; Willis *et al.*, 1999; Bellosi & Krause, 2014).

El enfoque paleoceanográfico de este trabajo está basado en los nanofósiles calcáreos, debido a que estos microfósiles han sido resaltados como excelentes indicadores de condiciones oceánicas superficiales (Beaufort, 1996; Beaufort *et al.*, 1997; Flores *et al.*, 2000; Andruleit *et al.*, 2008; Grelaud *et al.*, 2009, entre otros) porque su distribución está condicionada por factores como la cantidad de insolación y calor que se recibe en cada latitud del planeta, las corrientes oceánicas, la disponibilidad de nutrientes, la

Introducción

salinidad, temperatura y disponibilidad de luz, y su amplia diversidad en regiones cálidas y oligotróficas (Winter *et al.*, 1994). Las placas de carbonato que recubren la célula cocolitoformal (cocolitos) se preservan en los sedimentos oceánicos permitiendo su utilización en estudios paleoambientales, paleogeográficos, bioestratigráficos, etc (Leonhardt *et al.*, 2013).

1.1.2 Geoquímica

Isótopos de oxígeno, carbono, nitrógeno y neodimio, entre otros, así como alquenonas, relaciones Sr/Ca, Mg/Ca, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ han sido ampliamente empleados en paleoceanografía para describir cambios en las temperaturas, productividades y patrones de circulación oceánica profunda, entre otros. Urey (1947) creó las bases de la geoquímica de isótopos estables mediante la descripción y cálculo de las propiedades termodinámicas y el fraccionamiento isotópico, y Nier (1947) desarrolló técnicas de espectrometría de masas que permitieron medir mínimas diferencias en las composiciones isotópicas (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007), dando lugar a investigaciones que se extienden hasta nuestros días.

1.1.2.1 Isótopos de Oxígeno – $\delta^{18}\text{O}$

Dado que los foraminíferos precipitan sus esqueletos carbonatados en equilibrio isotópico con el agua marina, sus caparazones han sido ampliamente utilizados para obtener el registro de $\delta^{18}\text{O}$. El uso de la composición isotópica de oxígeno en la calcita como un paleotermómetro se debe a Urey y sus estudiantes (Urey *et al.*, 1951; Epstein *et al.*, 1953). Emiliani, otro de los estudiantes de Urey, fue el primero en emplear paleotermometría con base en isótopos de oxígeno para reconstruir las oscilaciones climáticas glacial-interglacial durante el Pleistoceno tardío empleando conchas de foraminíferos fósiles procedentes de sedimentos marinos profundos, así mismo fue el primero en emplear los registros isotópicos de oxígeno en respaldo de la teoría de Milankovitch (Emiliani & Geiss, 1959), y el responsable del uso inicial de los estadios isotópicos marinos (MIS) (Emiliani, 1955) (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

El $\delta^{18}\text{O}$ corresponde a la relación entre los isótopos estables ^{18}O : ^{16}O , y refleja la evaporación y/o entrada de agua dulce al océano, que se mide empleando el diferencial del contenido isotópico de dos compuestos (Hoefs, 1987):

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{estándar}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{estándar}}} \right] \times 10^3$$

Las muestras carbonatadas se miden en relación con el estándar PDB (Belemnites del Cretácico de la Formación *Pee Dee River* en Carolina del Norte – USA), y las muestras de agua están referidas a la media estándar del agua oceánica (*Standard Mean Ocean Water – SMOW*) (Hut, 1987; Bemis *et al.*, 1998).

Cuando el agua de los océanos se evapora, se convierte en vapor de agua que contiene isótopos de ^{18}O y ^{16}O , y es transportado hacia la atmósfera por las corrientes de aire. Teniendo en cuenta que en bajas latitudes es donde se presenta la mayor evaporación, el vapor de agua se desplaza desde el ecuador hacia los polos. En ese recorrido el isótopo ^{18}O precipita primero de vuelta al océano porque es más pesado, mientras el isótopo ^{16}O es transportado por el aire durante más distancia porque es más liviano, haciéndose más abundante hacia latitudes medias y altas, y por consiguiente su concentración es mayor en las capas de hielo que cubren las zonas polares, y menos abundante hacia los trópicos y subtrópicos donde abunda el isótopo ^{18}O . En comparación con la atmósfera, las variaciones en la composición isotópica de oxígeno en el agua de mar (δ_w) son relativamente pequeñas (Figura 1.1).

1.1.2.1.1 Indicador de Paleo-Temperaturas

El $\delta^{18}\text{O}$ depende de la temperatura y de la composición isotópica del agua en la cual crecen las células. La dependencia de la temperatura respecto al fraccionamiento de equilibrio de precipitación de calcita inorgánica se determinó experimentalmente (O'Neil *et al.*, 1969; Kim & O'Neil, 1997).

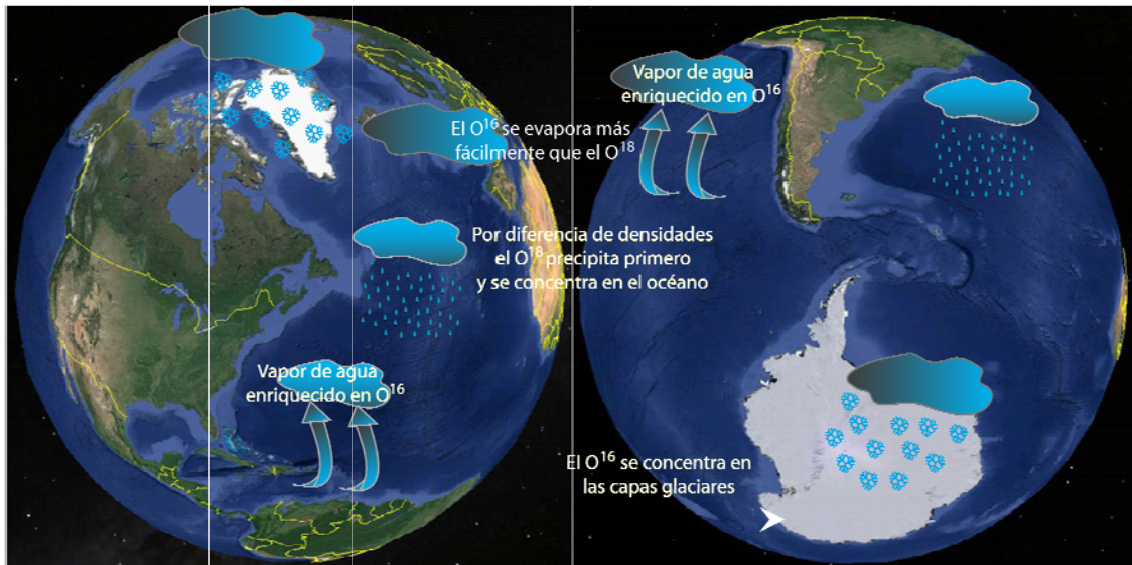


Figura 1.1 Esquema idealizado del fraccionamiento isotópico ^{18}O : ^{16}O en el Océano.

La aproximación cuadrática de la relación de O'Neil *et al.* (1969) alrededor de $16.9^{\circ}C$ fue obtenida por Shackleton (1974) mediante la ecuación:

$$T = 16.9 - 4.38 \times (\delta_c - \delta_w) + 0.14 \times (\delta_c - \delta_w)^2$$

Donde T es la temperatura del agua en $^{\circ}C$, δ_c y δ_w son los $\delta^{18}O$ de la calcita (c) y el agua (w), respectivamente. Las variaciones en el contenido de $\delta^{18}O$ en foraminíferos respecto a las temperaturas del agua oceánica son relativamente constantes, lo que representa un cambio isotópico de 0.23‰ por incremento/descenso de la temperatura en $1^{\circ}C$. Esto indica que a mayor temperatura menor $\delta^{18}O$.

Algunos carbonatos biogénicos presentan disminución en los $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ en relación con las composiciones esperadas en equilibrio isotópico con las masas de agua y carbón inorgánico disuelto (*Dissolved Inorganic Carbon-DIC*) (Guo *et al.*, 2009). Dicho "efecto vital" ha sido estudiado en corales y otros organismos, para los cuales se ha detectado es dependiente de la tasa de crecimiento, la cinética (velocidad de reacción ante los cambios químicos), pH, luz, actividad fotosintética, y la presencia o ausencia de fotosimbiontes (e.g. en esponjas, corales) (Weber & Woodhead, 1970; McConnaughey, 1989; Cohen *et al.*, 2002; Rollion-Bard *et al.*, 2003; Reynaud *et al.*, 2007; Thiagarajan *et al.*, 2011; Saenger *et al.*, 2012). El efecto vital, dificulta el empleo de carbonatos biogénicos en estudios paleoclimáticos, especialmente aquellos que

cuantifican la temperatura de crecimiento de los carbonatos empleando termometría isotópica de oxígeno y carbono del agua (Guo *et al.*, 2009).

1.1.2.1.2 Indicador de Paleo-Salinidades

La distribución de salinidad e isótopos de oxígeno en océano abierto está controlada principalmente por la precipitación y la evaporación. Por este motivo, la salinidad y el δ_w de las aguas superficiales están relacionados linealmente, alcanzando altos valores de salinidad y de δ_w en regiones con alta presión atmosférica (giros subtropicales), y bajos valores en regiones de bajas presiones atmosféricas como el ecuador y en particular la zona occidental del océano Pacífico donde se presenta un apilamiento de aguas cálidas conocida como “*Western Pacific Warm Pool – WPWP*”. En bajas y medias latitudes el parámetro que más influye en el gradiente de δ_w -salinidad son las precipitaciones, mientras en altas latitudes la mayor influencia la ejerce el deshielo (Waelbroeck *et al.*, 2005).

1.1.2.1.3 Indicador de condiciones glaciares e interglaciares

A mayor volumen de hielo en los polos, menor contenido de ^{16}O y mayor el de ^{18}O en el océano, y viceversa. Debido a que es en altas latitudes donde se presenta el hundimiento de las aguas que dan lugar a las corrientes que circulan por el fondo del océano, elevados valores en el $\delta^{18}\text{O}$ medido en foraminíferos bentónicos (habitantes de dichos fondos oceánicos) representan un incremento en el volumen de hielo en altas latitudes, determinando así la ocurrencia de estadios glaciares e interglaciares.

1.1.2.1.4 Indicador de estratificación de la columna de agua

Las diferencias entre el $\delta^{18}\text{O}$ entre foraminíferos planctónicos de aguas someras (e.g. *Globigerinoides sacculifer*, *Neogloboquadrina pachyderma*) y aquellos que habitan las zonas más profundas (e.g. *Globorotalia truncatulinoides*), se emplea como indicador de estratificación de la columna de agua. Por ejemplo, la formación del caparazón de *G. truncatulinoides* (enrollamiento dextral) comienza en aguas débilmente estratificadas. En los trópicos, el caparazón inicial es segregado bajo la capa de mezcla. La diferencia en la profundidad donde ocurre la calcificación de estas especies permite emplear la

Introducción

diferencia isotópica entre *G. truncatulinoides* y las especies someras como un indicador de estratificación de la columna de agua (Mulitza *et al.*, 1997).

1.1.2.2 Isótopos de carbono – $\delta^{13}\text{C}$ (Productividad)

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita procedente de los caparazones de los foraminíferos, reflejan el carbón inorgánico disuelto del agua marina en el momento de la calcificación, y es empleado para seguir los cambios en la circulación oceánica y la paleoproductividad (Duplessy *et al.*, 1984; Zeebe & Wolf-Gladrow, 2001). El empleo de calcita foraminiferal para reconstrucciones paleoceanográficas de alta precisión se basa en que el caparazón de los foraminíferos se forma en equilibrio isotópico con el agua circundante, y que esos valores isotópicos primarios no fueron alterados significativamente por procesos diagenéticos (D'Hondt & Arthur, 1996; Norris & Wilson, 1998; Pearson *et al.*, 2001; Wilson & Norris, 2001; Wilson *et al.*, 2002; Sexton *et al.*, 2006; Edgar *et al.*, 2013). El fraccionamiento isotópico del carbono en el intercambio océano-atmósfera, juega un importante papel en la determinación de la composición isotópica del agua oceánica (Lynch-Stieglitz, 2003). Durante la fotosíntesis, los organismos fotosintéticos absorben preferencialmente el isótopo más liviano del carbono (^{12}C), lo que incrementa el $\delta^{13}\text{C}$ en la superficie oceánica en comparación con su tasa natural en la atmósfera (Harkness, 1979). Por el contrario, el carbón inorgánico disuelto en los océanos está generalmente enriquecido en ^{13}C en relación con el CO_2 atmosférico (Mulitza *et al.*, 1999). Al igual que para el $\delta^{18}\text{O}$, el estándar del $\delta^{13}\text{C}$ es la PDB (*Pee Dee Belemnite*) y se mide empleando el diferencial del contenido isotópico de dos compuestos:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left(\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{muestra}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{estándar}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{estándar}}} \right) \times 10^3$$

El $\delta^{13}\text{C}$ de foraminíferos epibentónicos registra la ventilación de las aguas profundas e intermedias así como el contenido de nutrientes (Boyle & Keigwin, 1987; Kallel *et al.*, 1988; Mix *et al.*, 1991; Oppo & Lehman, 1993; Kroopnick, 1985). La señal de $\delta^{13}\text{C}$ de *N. pachyderma* (sin.) (foraminífero planctónico) es un marcador de nutrientes en aguas subsuperficiales que se extienden a la superficie durante las etapas de mezcla vertical.

1.1.2.3 Isótopos de Nitrógeno – $\delta^{15}\text{N}$ (Productividad)

El Nitrato (NO_3^-), junto con el carbonato (CO_3^{2-}) y el fosfato (PO_4^{2-}), son nutrientes esenciales para la productividad primaria en el océano, y por consiguiente son limitantes en océano abierto. El Nitrógeno posee dos isótopos estables: ^{14}N y ^{15}N . El fraccionamiento se expresa también mediante el $\delta^{15}\text{N}$. El fitoplancton incorpora preferencialmente el isótopo liviano, lo que conlleva el enriquecimiento en ^{15}N del nitrato disuelto en el agua y la materia orgánica también incrementa su contenido en ^{15}N (Marchitto, 2007). Por tal motivo la materia orgánica se emplea para reconstruir el contenido de NO_3^- y de ^{15}N en la superficie oceánica en el pasado, y por tanto la proporción de utilización del nitrato (Altabet & Francois, 1994). La utilización del ión nitrato es de particular interés actualmente en el océano Antártico, donde el fitoplancton no emplea todo el nitrato ni el fosfato disponible, posiblemente por la limitada producción de otros factores, el más importante de ellos es la falta de hierro disuelto (Marchitto, 2007), aunque también el sílice (SiO_2) influye (Sarmiento *et al.*, 2004).

La denitrificación es la reducción del ion nitrato (NO_3^-) presente en el agua (o en el suelo), a nitrógeno molecular o diatómico (N_2), más abundante en el aire; y se caracteriza por elevados valores del $\delta^{15}\text{N}$. Bajo condiciones subóxicas, el nitrato puede ser usado por las bacterias como un electrón receptor durante la degradación de la materia orgánica, produciendo N_2O y N_2 . Al igual que con la utilización del ión nitrato, este proceso emplea preferencialmente ^{14}N , lo que genera el enriquecimiento del agua circundante en ^{15}N . En el presente, la denitrificación ocurre principalmente a profundidades intermedias en zonas de contenido mínimo de oxígeno (*Oxygen Minimum Zones*–OMiZ) del Pacífico tropical oriental del norte y del sur, y en el mar de Arabia (Marchitto, 2007).

1.1.2.4 Alquenonas

El fitoplancton calcáreo, y específicamente los cocolitofóridos (Prymnesiophyceae) producen cadenas largas de metil y etil cetonas insaturadas, mejor conocidas como alquenonas, que son útiles en reconstrucción de paleotemperaturas de las masas de agua superficiales (*Sea Surface Temperatures*–SSTs) (Volkman *et al.*, 1980a, b, 1995;

Introducción

Marlowe *et al.*, 1984; Prah1 *et al.*, 1988; Conte *et al.*, 1995a, b; Sawada *et al.*, 1996; Muller *et al.*, 1998). Las alquenonas tienen cadenas de C₃₇, C₃₈ y C₃₉ y entre uno y cuatro enlaces dobles (De Leeuw *et al.*, 1980; Rontani *et al.*, 2006) (Figura 1.2). La relación de alquenonas C₃₇ di y tri-insaturadas cambia en función de la temperatura (Brassell *et al.*, 1986; Prah1 & Wakeham, 1987; Prah1 *et al.*, 1988; Sikes *et al.*, 1991; entre otros). Por tal motivo, la determinación de su relación en los sedimentos (U^k_{37}) es útil para estimar la temperatura de formación de los productores de alquenonas:

$$SST (^{\circ}C) = (U^k_{37} - 0.039) / 0.034$$

Donde $U^k_{37} = (37:2) / (37:2 + 37:3)$; 37:2 alquenonas di-insaturadas y 37:3 alquenonas tri-insaturadas.

Actualmente se obtiene el registro de alquenonas a partir de dos especies que son *Emiliana huxleyi* (cuyo rango de edad comprende entre 0.27 y la actualidad) y *Gephyrocapsa oceanica* (1.65 Ma – actualmente), dos especies características de zonas con elevada productividad oceánica (Beaufort *et al.*, 1999) y por tal motivo el registro de C₃₇ se considera representativo de productividad oceánica, incluso en zonas de baja productividad debido al carácter cosmopolita de algunas especies.

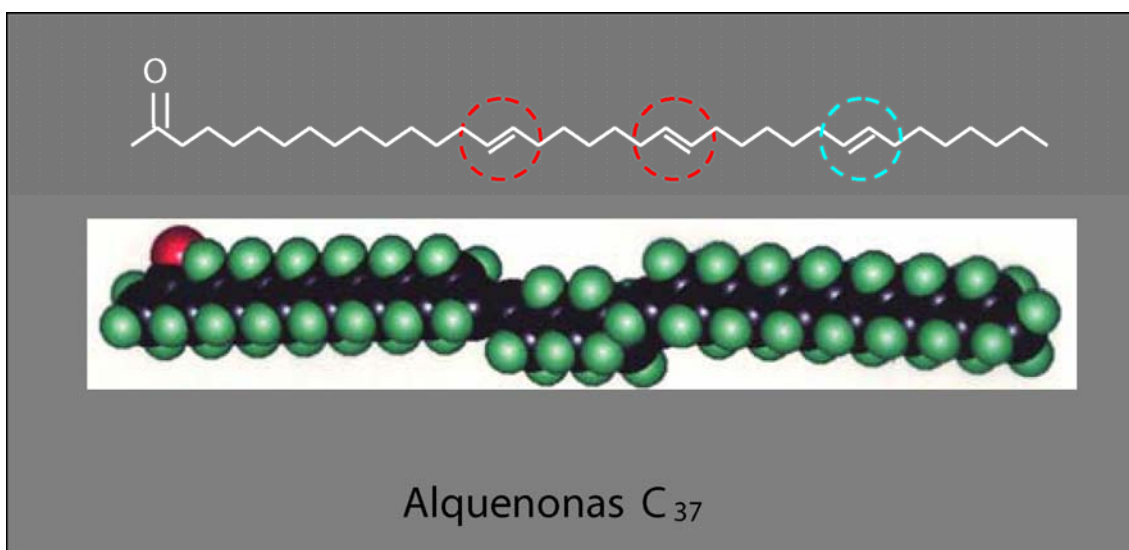


Figura 1.2 Representación de cadena de alquenonas C₃₇ tri-insaturada

Sin embargo la aplicación de esta metodología en secuencias anteriores a 1.65 Ma puede presentar problemas debido a la ausencia de estas dos especies en el registro antes de 0.27 y 1.65 Ma, respectivamente. No obstante, esta técnica se ha aplicado en especies pertenecientes a la misma familia filogenética (Noëlaerhabdaceae: *Reticulofenestra* sp., *Pseudoemiliana* sp.) para secuencias anteriores a los rangos de edad antes mencionados, asumiendo que la producción de alquenonas por parte de las predecesoras se llevaba a cabo de la misma manera que actualmente (Marlowe *et al.*, 1990). Por tal motivo se discute la validez de los resultados de SST absolutas basadas en alquenonas para periodos anteriores al Pleistoceno medio (Khélifi, 2010). Adicionalmente, las diferentes especies responden de manera desigual a los cambios oceánicos y su comportamiento puede ser dependiente de la estacionalidad o de la disponibilidad de nutrientes (*upwelling* o estratificación de la columna de agua). Con el objeto de validar el registro de alquenonas en secuencias antiguas se emplean comparaciones con resultados de la relación Mg/Ca (Lawrence *et al.*, 2006).

1.1.2.5 Mg/Ca en foraminíferos

El Calcio contenido en las caparzones calcíticas de organismos marinos puede ser reemplazado por cationes divalentes tales como Mg, Cd, Mn, Fe, Co, Zn y Ni. El Mg es un elemento que se preserva relativamente bien, lo que se demuestra en que la relación Mg/Ca es constante en el océano actual sin importar la profundidad o el fraccionamiento océano-océano (Nürnberg *et al.*, 1996; Broecker & Peng, 1982). Chave (1954) correlacionó la distribución geográfica de Mg-Ca en caparzones marinas con la latitud, y sugirió la relación entre la sustitución de Ca por Mg y la temperatura del agua. Klein *et al.* (1996) demostraron la utilidad de la relación Mg/Ca en foraminíferos como paleotermómetro; sin embargo, nuevas investigaciones han evidenciado que este parámetro puede ser afectado por factores como la salinidad, el tamaño de la muestra, o por la saturación del ión carbonato (ΔCO_3^{2-}) a temperaturas por debajo de $\sim 5^\circ\text{C}$ (Arbuszewski *et al.*, 2010; Elderfield *et al.*, 2002; Yu & Elderfield, 2008; Evans & Muller, 2012).

Por otra parte, algunas ventajas de la utilización de la relación Mg/Ca como indicador de temperaturas son: a) que los elementos traza se pueden obtener mediante técnicas

Introducción

analíticas basadas en plasma que son rápidas y ofrecen alta resolución intraespecífica (Evans *et al.*, 2011; Eggins *et al.*, 2003); y b) que se miden en las mismas especies que el $\delta^{18}\text{O}$, lo que elimina variaciones estacionales o ambientales cuando se emplean diferentes organismos (Groeneveld, 2005). El $\delta^{18}\text{O}$ de los foraminíferos planctónicos depende de la temperatura (regional y global), del volumen de hielo y de la salinidad, por tal motivo un análisis simultáneo de Mg/Ca permite la sustracción de la señal de temperatura de los isótopos de oxígeno y por consiguiente el cálculo de las variaciones de salinidad (Nürnberg, 2000; Visser *et al.*, 2003; Lea, 2003; Schmidt *et al.*, 2004; Steph, 2005; Groeneveld, 2005). En los últimos años, se ha documentado que la relación Mg/Ca muestra dependencia exponencial específica en ciertas especies con la temperatura (Nürnberg, 1995; Nürnberg *et al.*, 1996; Mashiotta *et al.*, 1999; Lea *et al.*, 1999, 2000; Dekens *et al.*, 2002); lo que actualmente es útil para realizar reconstrucciones de paleotemperaturas, aunque se hacen necesarias calibraciones con varias especies cuando no se dispone de calibraciones intraespecíficas (Elderfield & Ganssen, 2000; Anand *et al.*, 2003).

La variabilidad en el contenido de Mg/Ca entre diferentes especies de foraminíferos está correlacionada con su profundidad de calcificación (Rosenthal & Linsley, 2006). Los habitantes de la capa de mezcla superficial (e.g., *Globigerinoides ruber*, *G. sacculifer*) tienen alta relación Mg/Ca, mientras los habitantes de las zonas profundas (e.g., *Globorotalia tumida*, *Neogloboquadrina dutertrei*) están caracterizadas por bajos valores (Rosenthal & Boyle, 1993). Aunque muchas especies continúan calcificando en su migración vertical a través de la columna de agua y algunas especies como *G. sacculifer* forman una corteza calcítica posterior a su reproducción en profundidades superiores – y más frías – que su habitual profundidad de vida.

1.1.3 Sedimentología

Los análisis sedimentológicos del material obtenido mediante las perforaciones del fondo oceánico realizadas por el actual *International Ocean Discovery Program*–IODP (antes *Ocean Drilling Program*–ODP, posteriormente *Integrated Ocean Drilling Program*–IODP) proveen la primera descripción completa de los testigos a través de las

cuales es posible obtener conclusiones acerca de la historia geológica del lugar e información útil para muestreos y estudios posteriores. El estudio de los sedimentos incluye descripciones de los cambios granulométricos y texturales, tipos de estratificación, geometría de los estratos, presencia de bioturbaciones, material fósil, composición mineralógica y análisis de color, así como de las tasas de sedimentación, entre otros. La granulometría, textura, el tipo de estratificación y la geometría de los estratos sirven para identificar el origen de los sedimentos y los procesos de transporte y sedimentación. El color está estrechamente ligado a la composición mineralógica y ambos se emplean para obtener información acerca del medio sedimentario, de la presencia o no de materia orgánica, así como de los procesos que han ocurrido durante o después de la sedimentación. La presencia de estructuras pos-sedimentarias de tipo erosivo es útil para reconocer diferentes ciclos sedimentarios que son determinantes en el análisis de ambientes con secuencias bien preservadas. Las bioturbaciones y los restos fósiles permiten identificar los ambientes sedimentarios, en particular la presencia de polen, radiolarios, diatomeas, nanofósiles calcáreos y foraminíferos, entre otros, es una de las herramientas empleadas en la calibración de las edades dando lugar al desarrollo de investigaciones en el campo de la cicloestratigrafía y la bioestratigrafía, entre otros.

La selección del material empleado en esta investigación se basó en las descripciones sedimentológicas (Mayer *et al.*, 1992; Sigurdsson *et al.*, 1997), teniendo en cuenta entre otros aspectos el color del sedimento y la presencia o no de bioturbaciones o estructuras sedimentarias que afectaran su distribución a lo largo de los tramos estudiados. Con base en las calibraciones cronológicas (Shackleton 1995a, b; Steph *et al.*, 2010) y los bioeventos se obtuvieron las tasas de sedimentación y el modelo de edad.

1.2 VARIABILIDAD CLIMÁTICA

La Tierra viene experimentando un enfriamiento progresivo desde hace aproximadamente 52.0 Ma, cuando terminó el Óptimo Climático del Eoceno temprano – EECO, también denominado Máximo Climático del Paleoceno tardío (*Late Paleocene Thermal Maximum* – LPTM) debido a la falta de calibración cronológica del límite entre estas dos épocas geológicas, que la Comisión Estratigráfica Internacional ha establecido en 56 Ma. El EECO tuvo lugar entre 53.5 y 52.0 Ma, y su origen se ha explicado mediante mecanismos como forzamiento orbital que alteró la estacionalidad y la cantidad de radiación que recibe el planeta generando cambios en el ciclo del carbono (Zachos *et al.*, 2010; Sloan & Huber 2001; Rosengard, 2011), súbita liberación de grandes cantidades de hidratos de metano (CH₄) almacenados en plataformas y taludes continentales (Dickens *et al.*, 1995, 1997) que al oxidarse liberaron CO₂ directamente a la atmósfera (Zachos *et al.*, 2002), emisión masiva de gases por efecto de vulcanismo asociado a márgenes tectónicos divergentes (Eldholm & Thomas, 1993), o por una combinación entre ellos (Kemp *et al.* 2005; Slujis *et al.* 2007).

Después del EECO las temperaturas en el planeta comenzaron a descender de manera gradual más no uniforme dando lugar a una alternancia de mínimos y máximos termales que conservan la tendencia decreciente de las temperaturas y se presenta el mínimo termal del Límite Eoceno–Oligoceno (Glaciación Oi1) (Zachos *et al.*, 2001a; Mosbrugger *et al.*, 2005; Pagani *et al.*, 2005; Tripathi *et al.*, 2005) que coincide con un gran evento tectónico y oceanográfico como fue la separación del continente Antártico de Suramérica, que dio lugar al establecimiento de la Corriente Circumpolar Antártica (DeConto & Pollard, 2003a, b; Huber *et al.*, 2004; Cristini *et al.*, 2012) y de las grandes capas de hielo en dicho continente. Posteriormente se presentaron el máximo climático del Oligoceno tardío, seguido por el mínimo climático del límite Oligoceno–Mioceno (Glaciación Mi1), el Óptimo Climático del Mioceno medio (OCMM), el Óptimo Climático del Plioceno y más recientemente durante el Pleistoceno y el Holoceno se han presentado varios cambios abruptos en el sistema climático relacionados con la variabilidad glacial – interglacial (Figura 1.3).

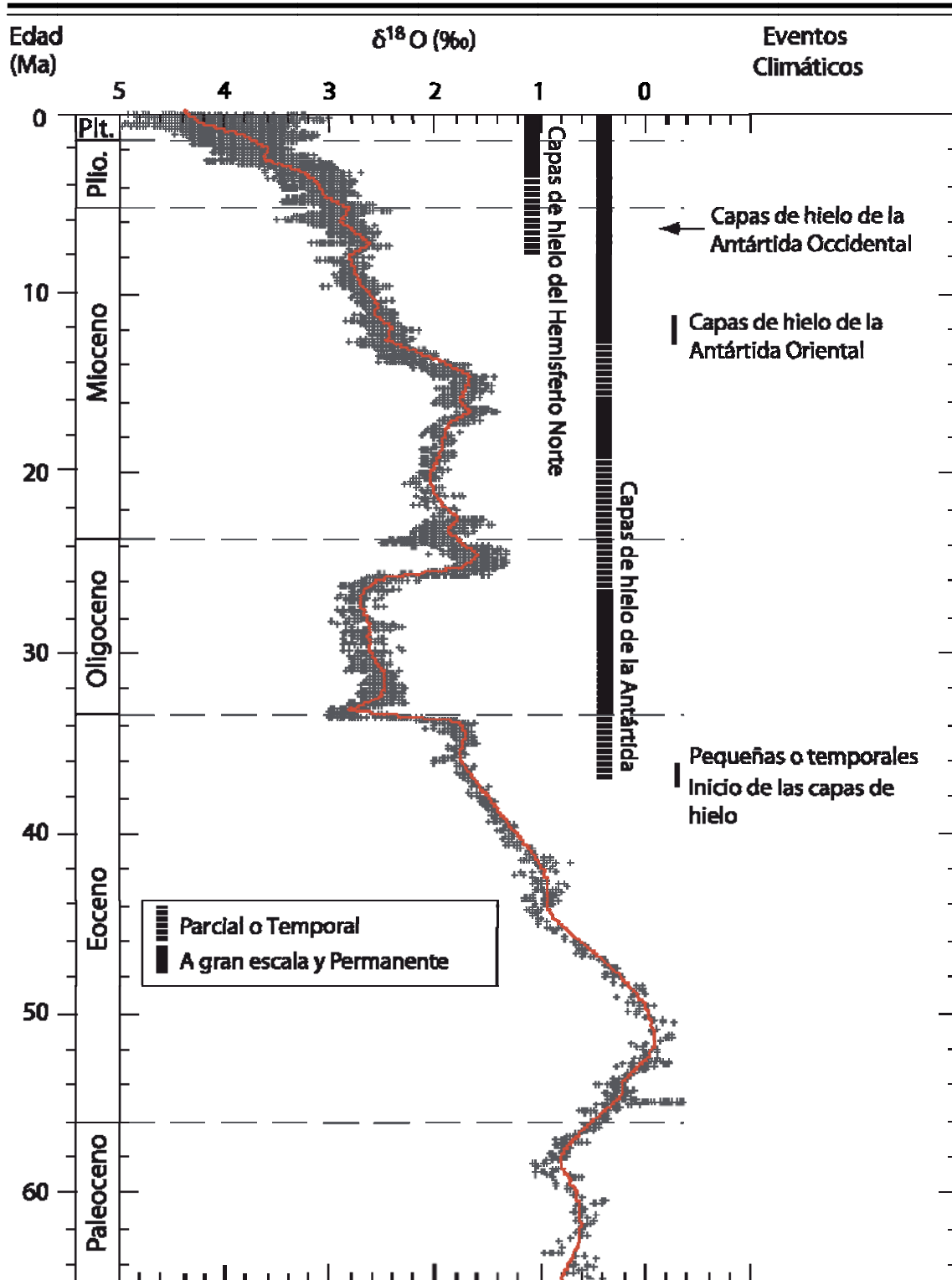


Figura 1.3 Registro compuesto de isótopos de oxígeno a nivel global, compilado a partir de mediciones del $\delta^{18}O$. La línea roja representa una media ajustada con base en cinco puntos. La ocurrencia altamente generalizada de capas de hielo polar se representa en barras negras. Las barras negras verticales muestran la presencia de las capas de hielo en la Antártida oriental y occidental y en el hemisferio norte. Capas de hielo pequeñas y temporales pudieron haberse formado en el hemisferio norte como máximo durante el Mioceno tardío, pero las capas permanentes no se desarrollaron hasta la mitad del Plioceno (Modificado de Zachos, 2001a).

Introducción

La ocurrencia de variaciones climáticas de alta amplitud a escala milenaria durante los periodos glaciares, en contraste con la baja amplitud en la variabilidad durante los periodos interglaciares indica la importancia del papel que desempeñan las grandes capas de hielo en el hemisferio norte (Becker *et al.*, 2005). Sin embargo, existe controversia sobre la influencia de las capas de hielo en la variabilidad del clima tropical puesto que algunos autores las consideran la causa (MacAyeal, 1993), mientras otros consideran que las rápidas oscilaciones climáticas en el norte son una respuesta a la variabilidad climática en bajas latitudes (McIntyre & Molino, 1996; Curry & Oppo, 1997). Por otra parte, existen registros que muestran que la variabilidad de alta frecuencia es un importante componente del clima en altas y bajas latitudes antes de la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte (Ortiz *et al.*, 1999; Steenbrink *et al.*, 2003), lo que refuerza la idea de que los componentes de alta frecuencia son persistentes en el clima terrestre e independientes de las grandes capas de hielo del Pleistoceno, pero también es ampliamente aceptada la idea de la función de las capas de hielo del hemisferio norte – y posiblemente también las del hemisferio sur – como amplificadoras o “caja de resonancia” del sistema climático (Raymo *et al.*, 1992; Wara *et al.*, 2000; McIntyre *et al.*, 2001).

Al igual que para el EECO, la variabilidad climática del planeta a través de su historia depende de diversos factores que tienen su origen tanto en la dinámica interna relacionada con la tectónica, los patrones de circulación oceánica y atmosférica, el ciclo del carbono, etc; así como en su dinámica externa ligada a los cambios orbitalmente inducidos que regulan la cantidad de radiación solar que recibe cada punto de la Tierra.

1.2.1 Circulación Atmosférica

El patrón de circulación de fluidos se explica mediante el modelo teórico denominado Espiral de Ekman (o transporte de Ekman), que define el movimiento de las capas de un fluido por la acción del efecto de Coriolis, el cual se aplica no sólo a la circulación atmosférica sino también a la circulación oceánica.

El viento es un fenómeno atmosférico que corresponde al movimiento horizontal en masa del aire, que se produce para compensar las diferencias de presión atmosférica entre dos puntos (Roth, 2003). En un planeta sometido a rotación, el flujo de aire se ve influenciado, acelerado, elevado o transformado por el efecto de Coriolis en cualquier punto de su superficie, lo que genera celdas de circulación del viento que han sido denominadas células de Hadley, localizadas entre el ecuador y los trópicos, y células de Ferrel, localizadas entre los trópicos y los frentes polares, y polares. Así mismo existe un patrón de circulación atmosférica zonal en la región ecuatorial denominada célula de Walker. Todas ellas son el medio de transporte atmosférico mediante el cual se distribuye calor a través del planeta y gracias a las cuales el calor ecuatorial no llega directamente a los polos. Estas células o celdas dividen la troposfera en regiones de circulación relativamente cerrada. Estos patrones de circulación atmosférica generan también un flujo de vientos con dirección bien definida denominados vientos alisios, así como también un cinturón de bajas presiones atmosféricas que se conoce como zona de convergencia intertropical (*Intertropical Convergence Zone*–ITCZ).

1.2.1.1 Células de Walker y de Hadley

La dinámica atmosférica en el Pacífico ecuatorial está controlada por dos grandes patrones de circulación que regulan la mayor parte del flujo de aire en la región intertropical: las células de Hadley y la célula de Walker, mediante los cuales se compensa la diferencia de presiones, temperaturas y humedad.

La **célula de Hadley** es el patrón de circulación atmosférica zonal localizado entre el ecuador y los trópicos, caracterizado por el transporte convectivo de las masas de aire en la baja troposfera desde los trópicos hacia el ecuador en sentido noreste–suroeste, y desde el ecuador hacia trópicos en la alta troposfera, que junto con la Célula de Walker dan lugar a los vientos alisios (Figura 1.4).

Se denomina **célula de Walker** a la celda de circulación zonal que se localiza en la región ecuatorial entre el Océano Índico y el océano Pacífico, transportando en la baja troposfera las masas de aire desde el EEP hacia la WPWP, donde descarga gran parte de la humedad mediante intensas precipitaciones, y luego continúa su recorrido hacia la alta troposfera por donde se desplaza en sentido oeste–este y desciende

Introducción

nuevamente en el Pacífico oriental generando la zona de altas presiones en dicha región (Figura 1.5).

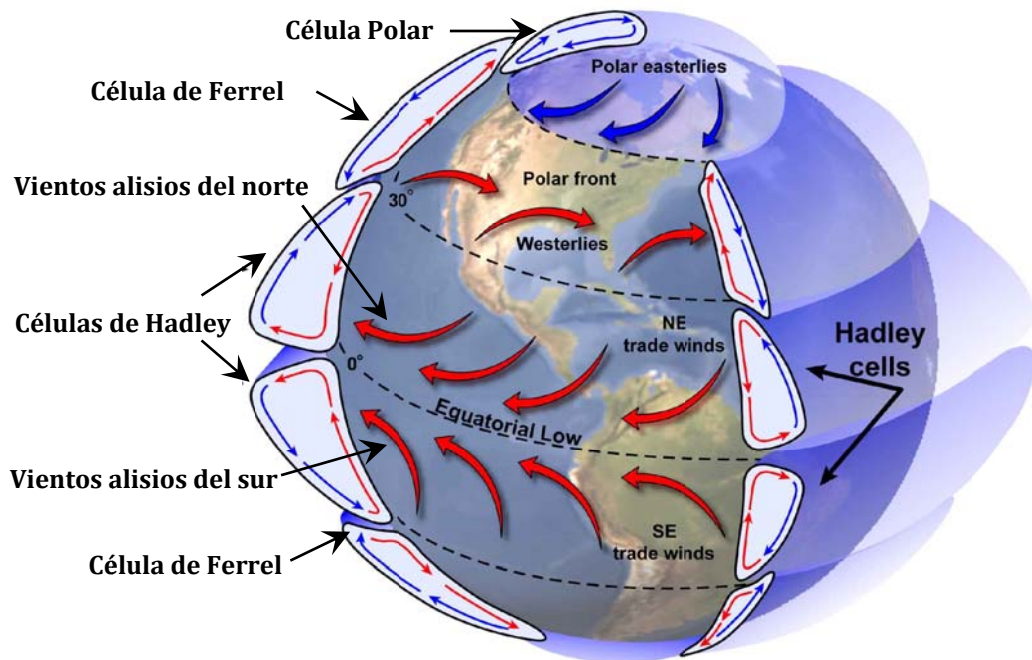


Figura 1.4 Esquema del modelo de circulación atmosférica

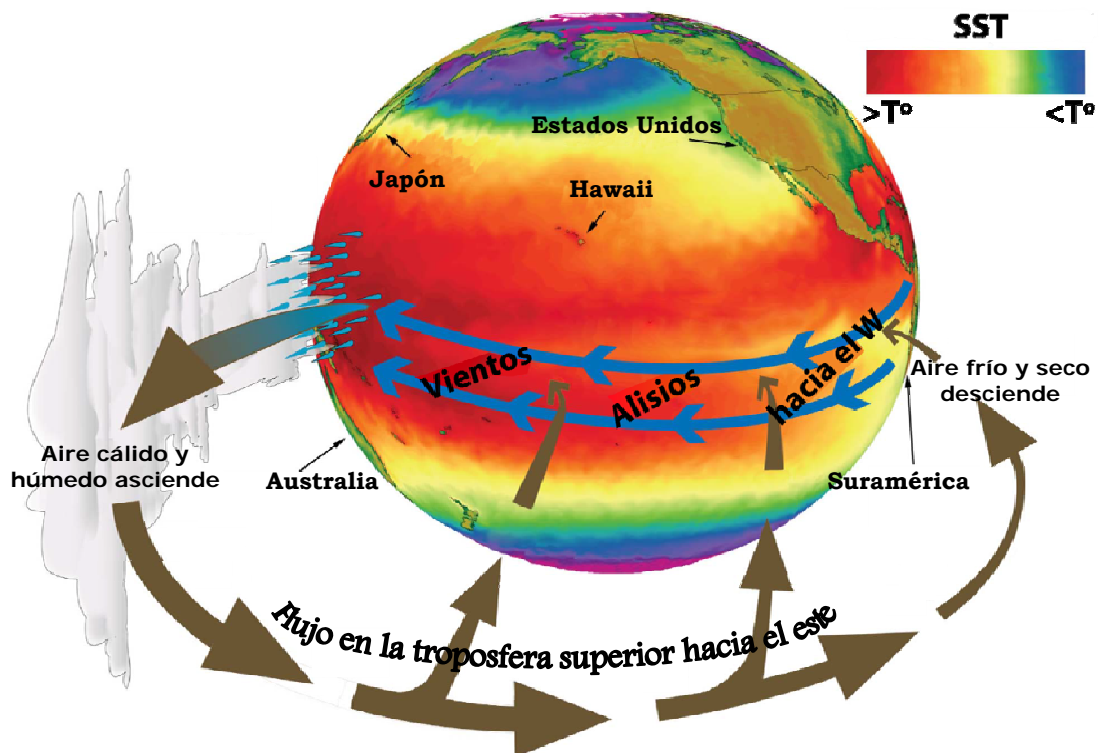


Figura 1.5 Esquema que representa el patrón de circulación de Walker (Modificado de Vecchi, 2006)

La ocurrencia y variabilidad de la Oscilación del Sur El Niño (ENSO) está directamente vinculado con este patrón de circulación atmosférica, puesto que las masas de agua superficiales cálidas que caracterizan el Océano Pacífico Ecuatorial Occidental (WEP) se desplazan hacia el EEP dependiendo de la intensidad o debilitamiento de los vientos alisios que hacen parte de la célula de Walker.

1.2.1.2 Los Vientos Alisios

Son un flujo eólico permanente que se localiza entre los trópicos y el ecuador, circulan en sentido este-oeste, en dirección contraria al sentido de rotación de la Tierra, transportando masas de aire cálido desde la región con más baja presión atmosférica localizada en el ecuador hacia regiones con mayor presión atmosférica ubicadas en los trópicos. Este movimiento vertical implica convección para reemplazar el aire cálido que se eleva hacia la atmósfera en bajas latitudes que es reemplazado por vientos que se desplazan desde altas latitudes hacia el ecuador.

Este mecanismo convectivo fue inicialmente postulado por el físico atmosférico y astrónomo Edmond Halley, en 1686. Sin embargo la teoría de Halley no explicaba el movimiento horizontal en sentido este-oeste de los alisios, que fue posteriormente planteado por el meteorólogo George Hadley en 1735. Casi un siglo después Gustave-Gaspard Coriolis postuló las ecuaciones que describían los movimientos del viento en un sistema en rotación y describió las causas del giro hacia el oeste de los vientos alisios cuando se dirigen al ecuador.

El patrón de circulación atmosférica intertropical está controlado principalmente por los vientos alisios, que en esta región son la causa principal de las surgencias, también denominadas *upwellings* o zonas de alta productividad oceánica. Tres factores intervienen en la generación de estas surgencias, ellos son: el viento, el efecto de Coriolis y el transporte de Ekman. Las surgencias se generan cuando las masas de agua cálidas superficiales son desplazadas en diferentes direcciones, y desde las zonas intermedias a profundas del océano ascienden masas de agua frías y ricas en nutrientes hasta la superficie, gracias a la acción de uno o varios factores que dan lugar a diferentes tipos de *upwelling*:

Introducción

- * Costero,
- * Impulsado por el viento en mar abierto,
- * Asociado con remolinos/giros de las corrientes,
- * Relacionado con la topografía del fondo marino y,
- * Ligado a diferencias térmicas en mar abierto (*broad-diffusive upwelling*).

En la región ecuatorial e intertropical, los alisios desplazan las masas de agua cálidas desde el E hacia el W permitiendo que ocurra el *upwelling* en los márgenes continentales localizados en el sector occidental de África y América (e.g. *upwelling* de Perú, *upwelling* de Canarias), así como también a lo largo del ecuador donde los vientos divergen (e.g. *upwelling* ecuatorial) (Ravelo & Shackleton, 1995). En estas regiones es notorio el incremento en la cantidad de nutrientes como clorofila (Figura 1.6), oxígeno, fosfatos, nitrógeno y silicatos (Figura 1.7), que son monitorizados por satélite y mediante mediciones estándar y cálculos estadísticos.

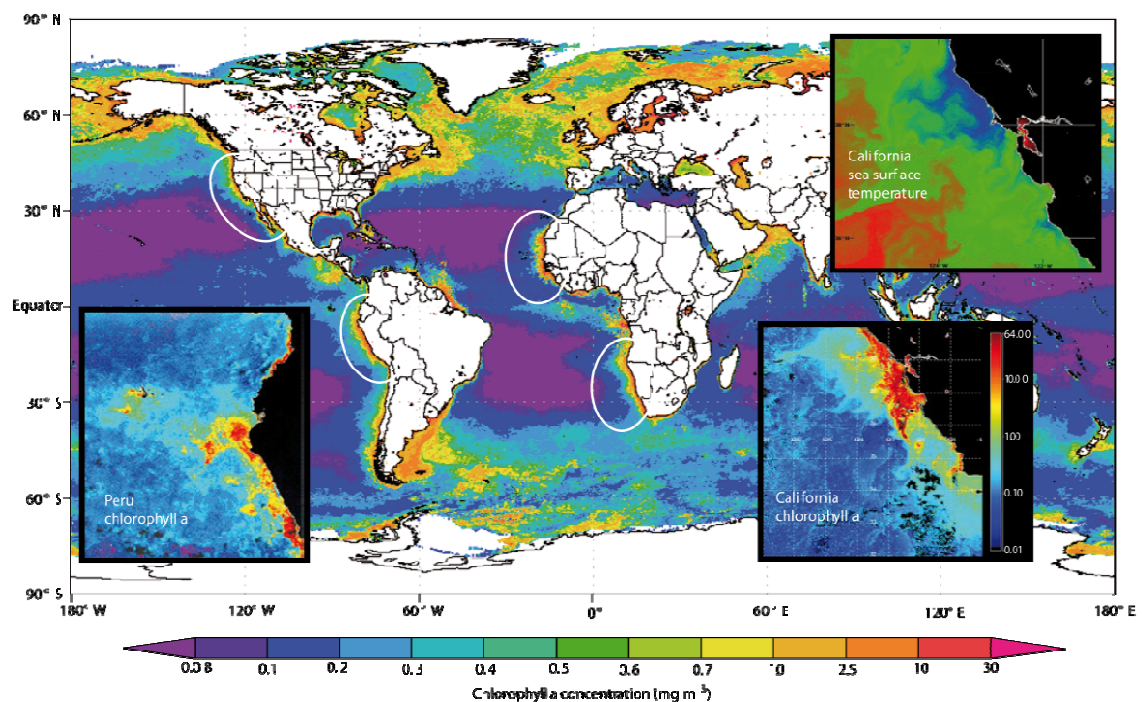


Figura 1.6 Compilación global de datos de satélite en falso color de clorofila α a partir del sensor MODIS Aqua para el año 2011: localización de los cuatro sistemas de *upwelling* principales a nivel mundial (óvalos blancos). Imágenes NASA. (Capone & Hutchins, 2013).

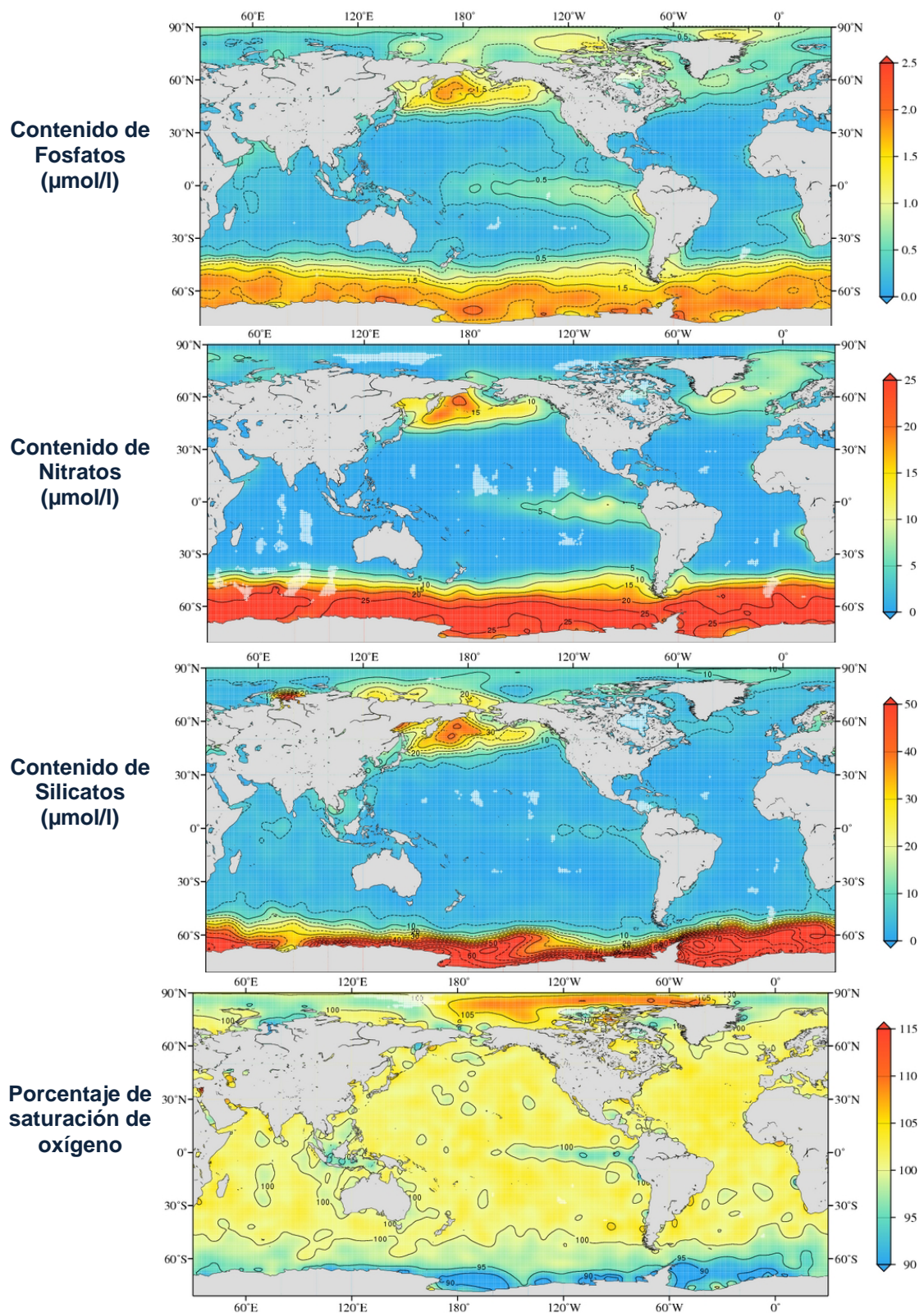


Figura 1.7 Contenido de nutrientes en el océano actual (World Ocean Atlas 2013 - WOA13F)

Introducción

1.2.1.3 Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ)

Corresponde al cinturón de bajas presiones atmosféricas que se localiza donde convergen los vientos alisios del norte y del sur, cerca de la línea ecuatorial. Cuando los vientos alisios se encuentran, el aire cálido y húmedo es forzado a ascender, dando origen a la formación de nubes de gran desarrollo vertical y a lluvias intensas y prolongadas repartidas a lo largo de esta franja, que no tiene posición ni grosor fijo, sino que varía estacionalmente, localizándose más al sur durante el verano del hemisferio sur (enero) y más al norte durante el verano del hemisferio norte (julio), debido a los cambios y migración de las zonas de altas y bajas presiones (Figura 1.8).

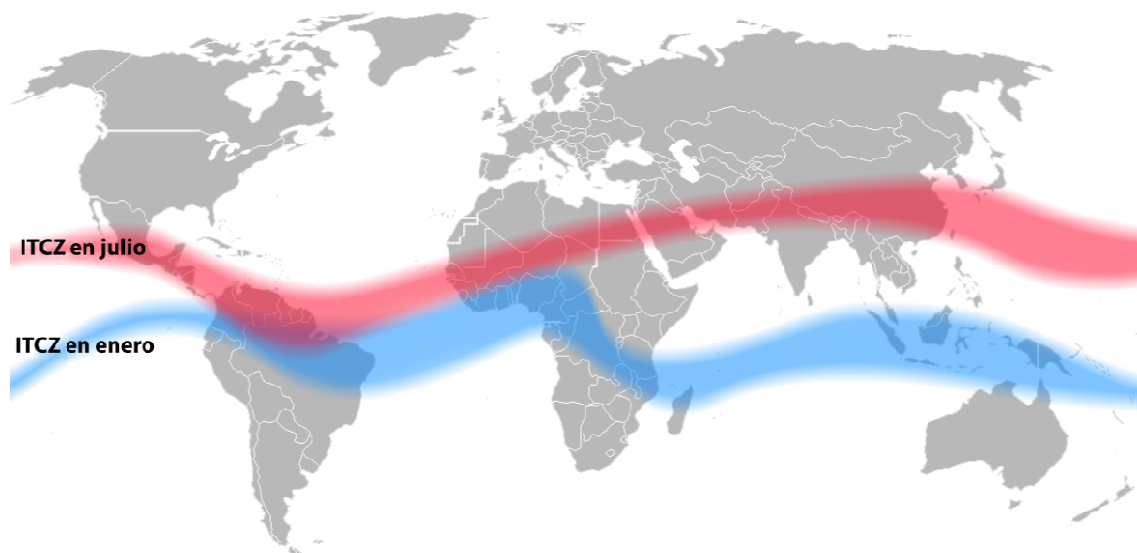


Figura 1.8 Migración estacional de la ITCZ.

Durante el invierno boreal (enero) la ITCZ se desplaza hacia su posición más sur, en el océano Pacífico se localiza cerca del ecuador, mientras en el Caribe se aleja hacia la zona central de Suramérica, lo que indica intensificación de los vientos alisios del noreste y debilitamiento de los alisios del sureste. Por el contrario durante el verano boreal (julio) la ITCZ se desplaza hacia el norte localizándose norte de la cuenca de Panamá en el Pacífico oriental, y pasa por el sur de la cuenca Caribe bordeando el norte de Suramérica, lo que representa la intensificación de los vientos alisios del sureste y el debilitamiento de los alisios del noreste.

1.2.2 El Fenómeno del Niño y la Oscilación del Sur

El Niño fue el nombre que le asignaron los pescadores de la costa del Perú al periodo cálido que se presentaba en el periodo cercano a la celebración cristiana de la natividad del Niño Jesús, caracterizado por el aumento de temperatura de las aguas del Océano Pacífico que traía como consecuencia la disminución en la abundancia de peces hasta niveles mínimos. Dicho calentamiento del océano se asoció con una corriente oceánica a la cual denominaron Corriente del Niño.

El fenómeno de El Niño, también conocido como Oscilación del Sur El Niño (*El Niño Southern Oscillation–ENSO*) se considera la mayor fuente de variabilidad climática interanual a nivel global (Philander, 1990; Trenberth, 1997), que se produce como resultado de oscilación del sistema océano–atmósfera a través del Pacífico tropical. Si bien es cierto, ENSO se origina localmente, tiene impactos a nivel global debido a teleconexiones atmosféricas que extienden su efecto a los patrones atmosféricos en todo el mundo (Neelin *et al.*, 1998; Trenberth & Caron, 2000; Chang & Fu, 2002; McPhaden *et al.*, 2006).

La oscilación del sur es un término que se emplea para definir los cambios atmosféricos como son el debilitamiento de los vientos alisios y los cambios en el patrón global de precipitaciones y de circulación de los vientos que dan lugar a este proceso. La fase cálida o negativa de ENSO (El Niño), se caracteriza por la pérdida de intensidad de los vientos alisios que debilita la surgencia ecuatorial en el EEP, y por consiguiente origina el calentamiento tanto de las aguas superficiales del Pacífico tropical, lo que disminuye el gradiente de las SST a lo largo del Pacífico ecuatorial dando lugar a modificaciones en los patrones de circulación oceánica, así como de la atmósfera sobre dicha región que genera un incremento del gradiente térmico de las masas de aire y la circulación de Walker se ve debilitada y ralentizada (Bjerknes, 1969). Dichas masas de agua con SST más elevadas se desplazan hacia el este dando lugar a la profundización de la termoclina/nutriclina en el EEP, lo que evita la llegada de aguas frías y ricas en nutrientes provenientes del *upwelling* de Perú y ocasiona una disminución de la presión atmosférica a nivel del mar (Figuras 1.9 y 1.10).

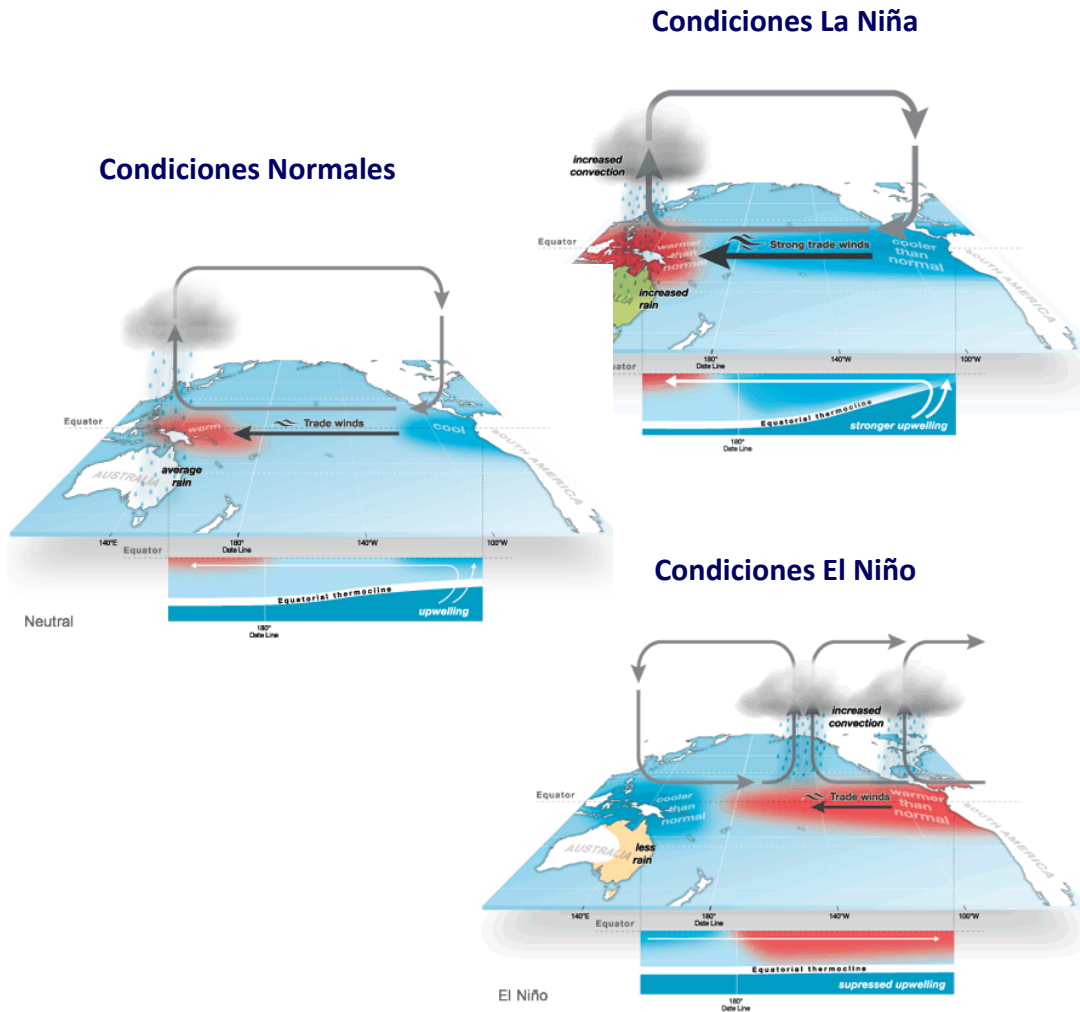


Figura 1.9 Esquema idealizado del comportamiento de las masas de agua superficiales y celdas de circulación atmosférica durante las fases ENSO cálida (El Niño), fría (La Niña) y condiciones normales.

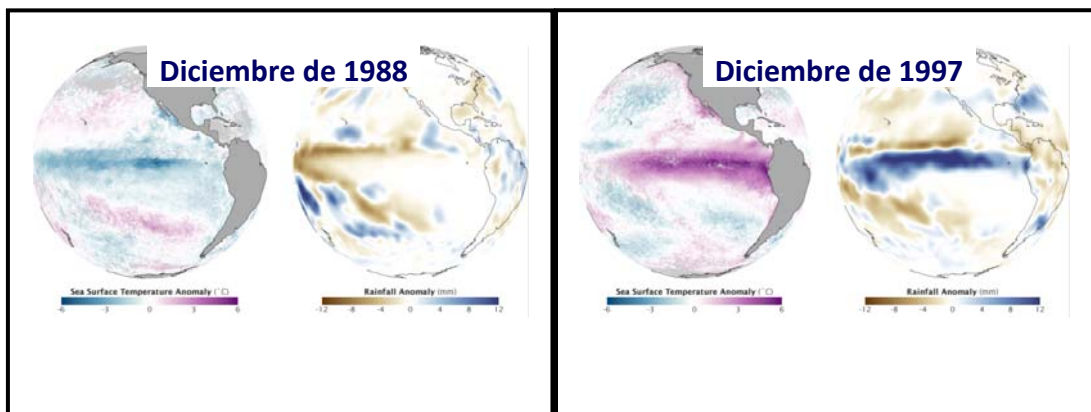


Figura 1.10 Esquemas de los cambios en la temperatura superficial durante eventos El Niño, La Niña y condiciones normales.

<http://www.bom.gov.au/climate/enso/history/In-2010-12/three-phases-of-ENSO.shtml>
<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/WorldOfChange/enso.php>

Por el contrario, durante la fase fría La Niña, los alisios son fuertes y las masas de agua cálidas del Pacífico ecuatorial se desplazan hacia el oeste, originando la divergencia que permite el ascenso de la termoclina/nutriclina en el sector oriental, asociada principalmente al *upwelling* de Perú, y la presión a nivel del mar (*Sea Level Pressure-SLP*) se incrementa. Durante un episodio El Niño, las precipitaciones se incrementan dramáticamente en ciertas áreas del mundo, mientras que sequías severas se presentan en otras regiones; y durante los eventos La Niña se producen los efectos opuestos en los patrones de clima (Holmgren *et al.*, 2001). Los eventos asociados a los cambios oceánicos de la fase cálida denominada El Niño, ocurren aproximadamente cada 3 a 7 años, y alternan con aquellos relacionados con la fase fría La Niña. También se han descrito eventos similares a El Niño y La Niña a escala milenaria (Beaufort *et al.*, 2001; Álvarez-García, 2005; López-Otálvaro, 2008, López-Otálvaro *et al.*, 2008).

Reconstrucciones realizadas a partir de archivos naturales sobre cambios pasados en la estacionalidad del ENSO, brindan información para entender mejor el rango completo de variabilidad y sensibilidad de este fenómeno a los cambios en condiciones climáticas extremas (Elliot *et al.*, 2013). Gran parte de los estudios realizados actualmente se basan en datos geoquímicos obtenidos a partir de árboles, restos actuales y fósiles de corales, bivalvos, foraminíferos y nanofósiles, entre otros, así como en Modelos Generales de Circulación Oceánica (*Ocean General Circulation Models-OGCMs*).

1.2.2.1 Variabilidad ENSO

La variabilidad de ENSO está definida por la frecuencia de los cambios entre las fases cálidas (El Niño) y frías (La Niña) en un intervalo temporal. El empleo de diferentes herramientas y materiales, como sedimentos laminados y corales, datos de anomalías de temperaturas superficiales y modelos de circulación general, entre otros, han sido de gran utilidad para realizar reconstrucciones de variabilidad ENSO (e.g. McPhaden & Hayes, 1990; Tudhope *et al.*, 2001; Moy *et al.*, 2002; Rein *et al.*, 2005; Davies *et al.*, 2012; Cobb *et al.*, 2013).

Variaciones en la frecuencia y amplitud de ENSO registrados en archivos paleoclimáticos e instrumentales, han llevado a la conclusión que el calentamiento

Introducción

global puede ocasionar cambios fundamentales en este mecanismo de variabilidad climática global (Fedorov & Philander, 2000). Con base en dicha afirmación, se han adelantado investigaciones para obtener paleoregistros de intervalos caracterizados por climas cálidos.

Estudios paleoclimáticos han evaluado la variabilidad ENSO a escala interanual, decadal y milenaria principalmente para el Holoceno (e.g. Tudhope *et al.*, 2001; Moy *et al.*, 2002; Turney *et al.*, 2004; Cobb *et al.*, 2013; Cabarcos, 2014), aunque también existen investigaciones para el Pleistoceno (e.g. Beaufort *et al.*, 2001; Marwan *et al.*, 2003; Rein *et al.*, 2005; Leduc *et al.*, 2009), Plioceno (e.g. Steph *et al.*, 2006; Haywood *et al.*, 2007, 2009; Bonham *et al.*, 2009; von der Heydt *et al.*, 2011; Scroxton *et al.*, 2011), Mioceno (e.g. Galeotti *et al.*, 2010; Krapp, 2012), Eoceno (e.g. Huber & Caballero, 2003; Lenz *et al.*, 2010) y Cretácico (e.g. Davies *et al.*, 2011, 2012).

Fuertes periodicidades características de ENSO han sido registradas en la banda bianual y de baja frecuencia así como en frecuencias decadales durante el Cretácico tardío (Davies *et al.*, 2012), descartando la teoría de un estado con condiciones similares a ENSO (en adelante “ENSO-like”) permanente en periodos de climas más cálidos. En el mismo sentido, se han adelantado estudios para el Eoceno medio (Huber & Caballero, 2003; Lenz *et al.*, 2010; Ivany *et al.*, 2011) y el Mioceno tardío (Galeotti *et al.*, 2010) que han dado como resultado frecuencias robustas características de El Niño y fuertes teleconexiones del Pacífico ecuatorial con altas latitudes (Figura 1.11), pero planteando que no necesariamente el efecto invernadero tiende a colapsar hacia un estado El Niño permanente (Huber & Caballero, 2003; Galeotti *et al.*, 2010; Lenz *et al.*, 2010).

Para el Holoceno la variabilidad ENSO se ha evaluado con base en registros paleoclimáticos obtenidos a partir de corales, restos arqueológicos, sedimentos oceánicos y lacustres, entre otros, concluyendo que existe un incremento más fuerte de la variabilidad durante los últimos miles de años (e.g. Shulmeister & Lees, 1995; Gagan *et al.*, 1998; Rodbell *et al.*, 1999; Tudhope *et al.*, 2001; Moy *et al.*, 2002; McGregor & Gagan, 2004).

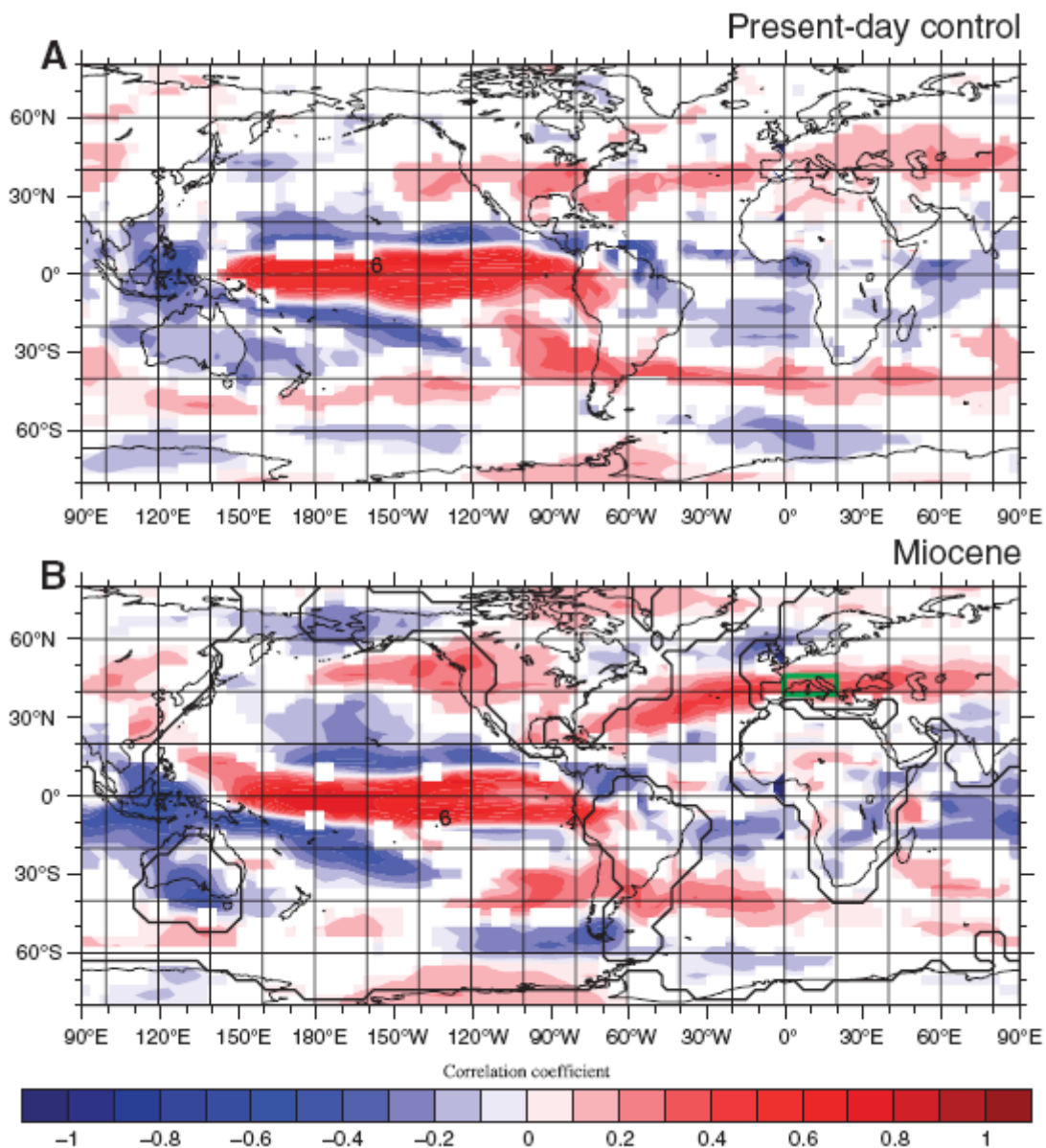


Figura 1.11 Mapa de correlación cruzada entre el índice NINO3.4 (SST promedio a través de 190°E–240°E y 5°S–5°N). La figura A representa la situación actual (von der Heydt & Dijkstra, 2006) y la figura B es la simulación del Mioceno. (Tomada de Galeotti *et al.*, 2010)

Empleando modelos globales integrados de circulación océano-atmósfera (*Global Coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Models–AOGCMs*) se ha llegado a la conclusión que ENSO se ha intensificado entre el Holoceno temprano y la actualidad debido al mecanismo de retroalimentación de Bjerknes (Bjerknes, 1969) y al termostato dinámico del océano (Clement & Cane, 1999; Clement *et al.*, 2001; Cane, 2005). Mediante simulaciones y comparación de GCMs se ha afirmado que cambios a

Introducción

largo plazo en la insolación afectaron la variabilidad de ENSO durante el Holoceno (Clement *et al.*, 2000; Moy *et al.*, 2002).

En respuesta al cambio climático que genera ENSO a nivel global, se han diseñado diferentes estrategias de predicción del fenómeno que han originado el desarrollo de grandes programas internacionales desde 1985, cuando se inició TOGA (*Tropical Ocean-Global Atmosphere*) que se extendió hasta 1995 y posteriormente el programa de Variabilidad y Predictibilidad Climática (*Climate Variability and Predictability-CLIVAR*). Un parámetro de medición del fenómeno es el Índice Oceánico Niño (*Oceanic Niño Index-ONI*), que representa la media de las anomalías en las SST para un periodo de tres meses en la región denominada NIÑO3.4, localizada en el Pacífico ecuatorial y comprendida entre 5°S y 5°N, y 120° y 170°W. Para el cálculo del ONI las anomalías se basan en un umbral de +/- 0.5°C (Figura 1.12).

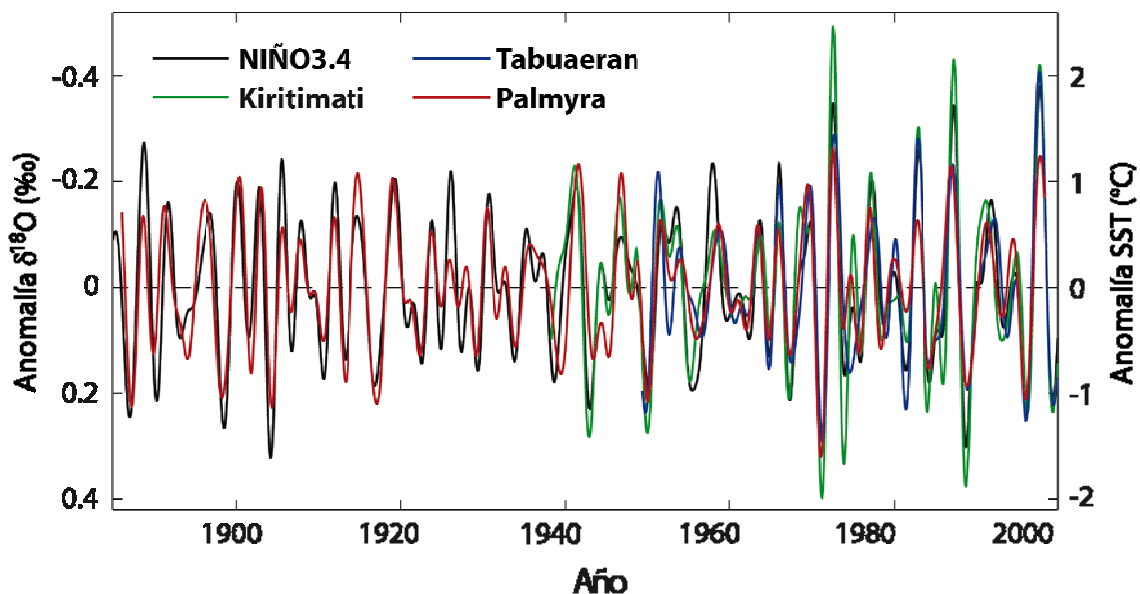


Figura 1.12 Variabilidad ENSO en un coral moderno localizado en las Islas de la Línea, registros del $\delta^{18}\text{O}$ de los corales localizados en el atolón Kiritimati (Isla Christmas), el atolón Tabuaeran (Isla Fanning), y el atolón Palmyra, y el índice de SST del NIÑO3.4. Cada serie de tiempo fue filtrada en la banda de 2-7 años para resaltar la variabilidad relacionada con ENSO (Modificada de Cobb *et al.*, 2013).

Más recientemente se ha desarrollado el concepto de Índice ENSO Multivariado (*Multivariate ENSO Index-MEI*), que se definió como el componente principal de seis variables medidas en el Pacífico tropical, empleando el Conjunto de Datos Océano-Atmósfera (*Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set-COADS*; Worley *et al.*, 2005).

Estas seis variables principales observadas son la presión a nivel del mar (*Sea Level Pressure-SLP*), componentes zonales y meridionales de vientos superficiales, SST, temperaturas del aire cercanas a superficie, y fracción de nubosidad total (Wolter & Timlin, 1993, 1998). Inicialmente el MEI fue medido desde 1950 hasta 1993, pero el registro ha sido extendido por Wolter & Timlin (2011) desde 1871 hasta 2011, y la base de datos continúa siendo alimentada hasta el presente por la Agencia Nacional de Asuntos Oceánicos y Atmosféricos de los Estados Unidos (*National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA*) (Figura 1.13).

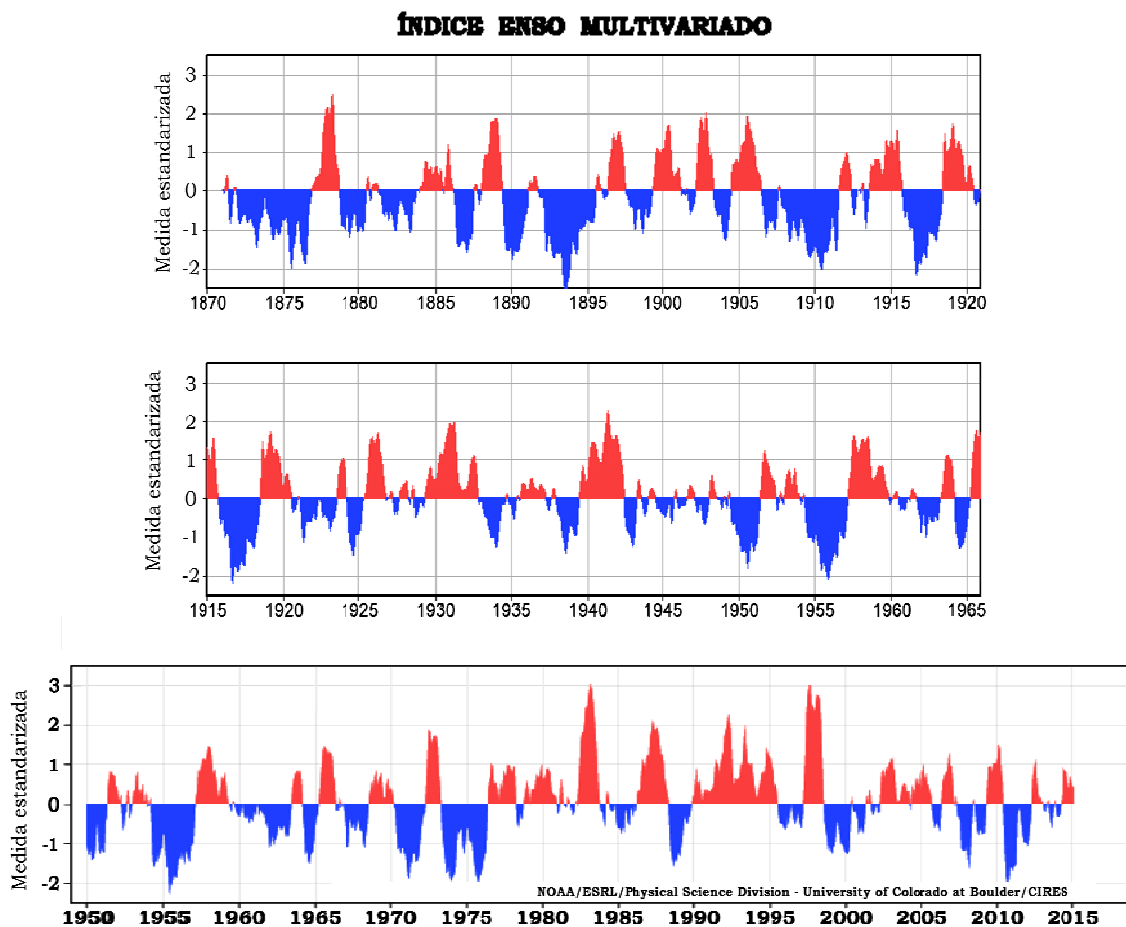


Figura 1.13 Serie de tiempo del MEI empleado para la definición de eventos ENSO en el registro instrumental desde el año de 1871 hasta 2015 (Wolter & Timlin, 2011); <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/index.html>.

1.2.2.2 Teleconexiones Océano-Atmósfera

Los trópicos juegan un papel trascendental en el clima del planeta debido a su impacto global a través de teleconexiones atmosféricas (Bjerknes, 1969; Lau, 1997; Cane, 1998;

Introducción

Liu & Yang, 2003; Liu & Alexander, 2007; Emile-Geay *et al.*, 2007). Un patrón de teleconexión ENSO se define como un campo de coeficientes de regresión entre un índice de las SST del Pacífico tropical y un campo de variables tales como la temperatura del aire superficial o de la precipitación (Yang & DelSole, 2012).

La circulación atmosférica y oceánica global se ven afectadas por los cambios en los patrones de convección tropical asociados al fenómeno ENSO (Bjerknes, 1969; Alexander *et al.*, 2002; Chiang & Vimont, 2004). Las teleconexiones atmosféricas a gran escala moduladas por ENSO alteran la temperatura del aire cercano a la superficie oceánica, la humedad, los vientos, y la distribución de las nubes en regiones alejadas del Pacífico ecuatorial; y las variaciones resultantes en el calor superficial, el momento y los flujos de agua dulce pueden generar cambios en las SST, salinidad, profundidad de la capa de mezcla y en las corrientes oceánicas (Alexander *et al.*, 2002) (Figura 1.14).

La característica más notoria de dichas teleconexiones relaciona aberraciones en las SSTs en el Pacífico ecuatorial (variaciones ENSO), con anomalías cálidas y secas o frías y húmedas en climas extratropicales (Molnar & Cane, 2002). Fluctuaciones en las SST del Pacífico tropical asociadas con episodios ENSO generan una fuerte respuesta, por ejemplo, en el Pacífico norte (Lau, 1997), y están estrechamente ligadas a la variabilidad climática interanual y eventos climáticos extremos alrededor del mundo, tales como sequías en Australia, inundaciones en África y Europa y el colapso de los monzones en Asia (Charles *et al.*, 1997).

1.2.2.2.1 Anomalías en las SST vinculadas a ENSO en el Pacífico y el Caribe

Investigaciones basadas en anomalías de SSTs costa afuera de Perú permitieron obtener modelos integrados de SST, SLP y vientos en el Atlántico tropical, mediante los cuales se dedujo que durante la primavera boreal una amplia región localizada en el Atlántico ecuatorial presentaba elevadas SSTs siguiendo eventos El Niño, y lo opuesto ocurría después de eventos La Niña (Covey & Hastenrath, 1978). Análisis observacionales posteriores confirmaron que anomalías positivas de las SST ocurren

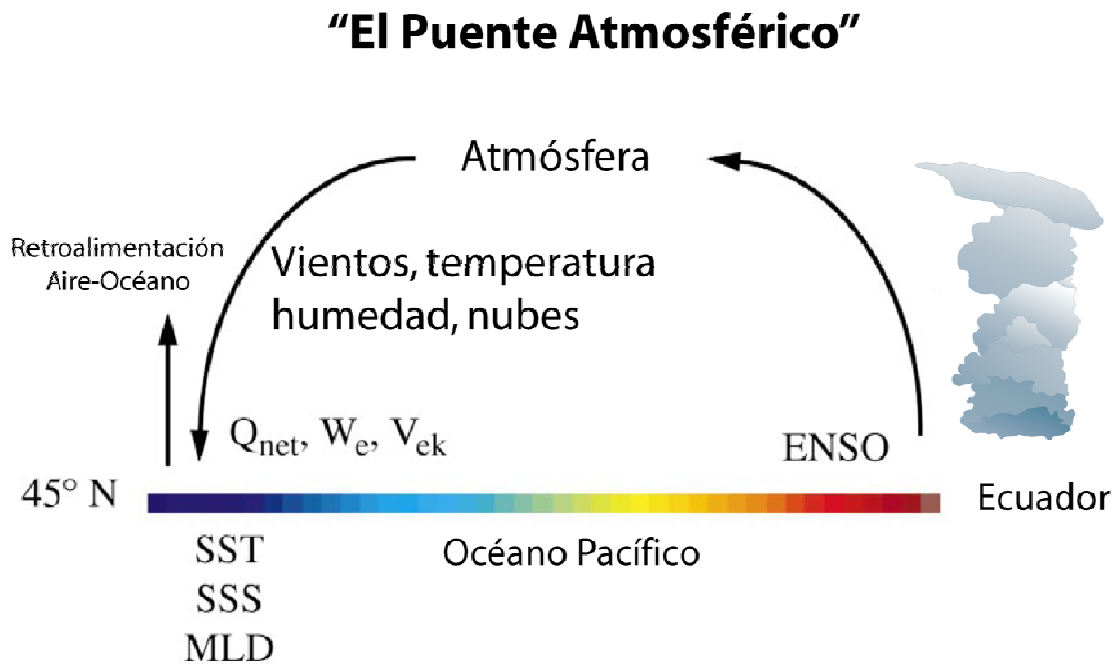


Figura 1.14 Esquema idealizado del “Puente atmosférico” entre el océano tropical y el Pacífico Norte, también aplicable al Atlántico, Índico y Pacífico sur (Modificada de Alexander *et al.*, 2002). Q_{net} =flujo de calor superficial neto; W_e = tasa de incorporación dentro de la capa de mezcla, esencialmente determinada por los flujos superficiales; y V_{ek} = flujo de calor en la capa de Ekman; SST= Temperaturas superficiales del océano; SSS= Salinidades superficiales del océano; MLD= Profundidad de la capa de mezcla.

en el Atlántico tropical del norte y el Caribe durante la primavera boreal, aproximadamente durante 3 a 6 meses siguiendo el pico en las anomalías de SST en el Pacífico tropical (Curtis & Hastenrath, 1995; Lanzante, 1996; Enfield & Mayer, 1997; Klein *et al.*, 1999).

Durante el evento El Niño de 1997-1998 las SST del Atlántico central se incrementaron $\sim 1^\circ\text{C}$ en la primavera siguiente al pico del evento en el Pacífico (Chiang & Lintner, 2005), aunque se ha calculado que este sería un valor máximo porque generalmente la amplitud del calentamiento del Atlántico es aproximadamente entre el 10 y 30% cuando la amplitud del calentamiento del Pacífico oscila entre 1° y 2°C (Mestas-Nuñez & Enfield, 2001; Mestas-Nuñez & Molnar, 2014). Este calentamiento del Atlántico se ha identificado como una característica típica de variabilidad ENSO (Enfield & Mayer, 1997).

En la Figura 1.15 se observa la correspondencia de las anomalías en las SST entre un área del océano Pacífico ecuatorial que denominaron Índice ENSO (*ENSO index*: 5°N –

Introducción

5°S, 172°E–120°W) calculando los promedios de los meses Noviembre a Enero y anomalías globales de SST en los posteriores Febrero a Abril para el periodo comprendido entre 1950 hasta 1999 (Alexander *et al.*, 2002).

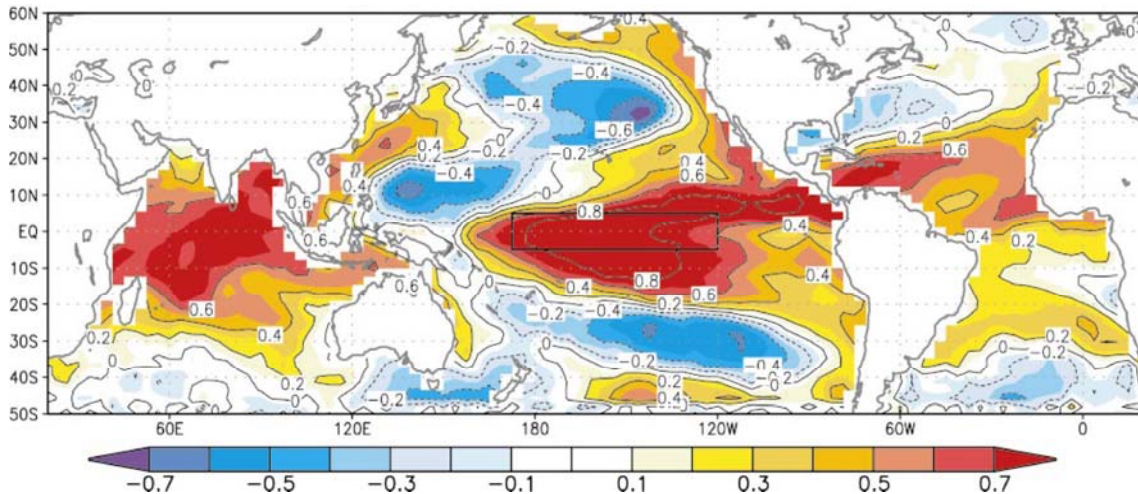


Figura 1.15 Correlación entre anomalías de SSTs en la región *ENSO index* (recuadro) localizada en el Pacífico ecuatorial (Alexander *et al.*, 2002).

El transporte de humedad desde las cuencas intra-americanas (Golfo de México y Caribe) a través de Centroamérica está asociado con la variabilidad del máximo regional de vientos en la baja troposfera en el Caribe (easterly Caribbean low-level jet-CLLJ) (Stensrud, 1996; Mo *et al.*, 2005) y la ocurrencia de eventos El Niño de larga duración generaría alteraciones en el patrón de teleconexión y por consiguiente de transferencia de humedad a través del istmo centroamericano (Mestas-Nuñez & Molnar, 2014).

1.2.3 Eventos Climáticos Del Plio-Pleistoceno

1.2.3.1 Máximo Climático del Plioceno Medio (Mid Pliocene Warm Period-MPWP)

El Plioceno se caracterizó por SSTs que en altas latitudes pudieron llegar a ser $\sim 7^{\circ}\text{C}$ más altas que las actuales, mientras en medias latitudes serían $\sim 3.5^{\circ}\text{C}$ más elevadas (Chandler *et al.*, 1994; Raymo *et al.*, 1996; Sloan *et al.*, 1996; Haywood *et al.*, 2000; Ravelo *et al.*, 2004; Jiang *et al.*, 2005) y que son comparables con aquellas que se ha predicho para este siglo ascenderían entre $2.1^{\circ}\text{--}4.6^{\circ}\text{C}$ (Houghton *et al.*, 1996;

Houghton, 1997); pero en latitudes ecuatoriales las SST no muestran grandes diferencias (Dowsett & Cronin, 1990; Dowsett *et al.*, 1992; 1994; 1999; Gibbs *et al.*, 2005). Sin embargo, con base en el registro de alquenonas, Haywood *et al.* (2005), hallaron que las temperaturas tropicales y subtropicales sí indican calentamiento en estas regiones durante el Plioceno, lo que concuerda con los resultados de GCMs que responden al forzamiento climático generado por el incremento del nivel de CO₂. Investigaciones de modelos paleoclimáticos sobre la sensibilidad del incremento de las capas de hielo de Groenlandia con respecto a la presión parcial de CO₂ (pCO₂) sugieren que cambios de la magnitud de entre ~50–150 ppm más altos que los de la época preindustrial (280 ppm) pudieron haber sido críticos durante la transición del Plioceno tardío (DeConto *et al.*, 2008; Lunt *et al.*, 2008).

No solamente el nivel de CO₂ influyó en el calentamiento global durante el Plioceno, sino también los efectos tectónicos relacionados con la orogenia de finales del Cenozoico. Adicionalmente la circulación termohalina era más intensa como consecuencia del calentamiento global más que como una causa (Ravelo & Andreasen, 2000; Kim & Crowley, 2000), y el gradiente de temperaturas entre el ecuador y los polos se redujo debido al incremento en el transporte de calor meridional hacia altas latitudes (Rind & Chandler, 1991; Crowley, 1996; Raymo *et al.*, 1996). El consecuente incremento de las SST en altas latitudes se convirtió en un mecanismo de retroalimentación para el calentamiento climático al dificultar la formación del hielo marino, reduciendo de este modo el albedo (Raymo *et al.*, 1996). Estudios de asociaciones faunísticas han confirmado la ausencia de hielo en el océano ártico para ese periodo (Cronin *et al.*, 1993; Dowsett *et al.*, 1999). Mediante OGCMs algunos autores han concluido que durante el óptimo climático del Plioceno la producción del Agua Noratlántica Profunda (*North Atlantic Deep Water* – NADW) posiblemente disminuyó a medida que el nivel de CO₂ se incrementaba (Mikolajewicz *et al.*, 1990; Manabe *et al.*, 1991). Sin embargo, investigaciones con base en indicadores geoquímicos han argumentado un mayor volumen de NADW durante el Plioceno medio, aunque el nivel de CO₂ fuera levemente alto (Raymo *et al.*, 1996; Ravelo & Andreasen, 2000). Adicionalmente, se ha estimado que el nivel del mar estaba aproximadamente 25 m por encima del actual (Dowsett & Cronin, 1990; Ravelo *et al.*,

Introducción

2004; Mudelsee & Raymo, 2005) posiblemente debido a la deglaciación parcial de la Antártida oriental (Barrett *et al.*, 1992) y a la falta de capas de hielo permanentes en el hemisferio norte; y las regiones de surgencia en latitudes bajas y medias se caracterizaron por aguas superficiales cálidas, una termoclina profunda y baja productividad biogénica (Fedorov *et al.*, 2006; Dekens *et al.*, 2007; Steph *et al.*, 2010).

1.2.3.2 Condiciones “El Niño/La Niña Permanente”

Con base en análisis de Mg/Ca en foraminíferos planctónicos recolectados a partir de testigos oceánicos obtenidos por el entonces ODP, se ha propuesto la teoría de un estado El Niño permanente para el Plioceno (Chaisson & Ravelo, 2000; Molnar & Cane, 2002; Philander & Fedorov, 2003; Ravelo *et al.*, 2004, 2006; Wara *et al.*, 2005; Dowsett *et al.*, 2009; Burls & Fedorov, 2014a), debido a una conjunción de factores que incluyen el incremento de los gases de efecto invernadero, el incremento de la respuesta del planeta al forzamiento orbital de Milankovitch, particularmente con periodicidades de 41 Ka (Philander & Fedorov, 2003; Lawrence *et al.*, 2006), y principalmente soportado en la reducción del gradiente de temperaturas en el Pacífico ecuatorial debido a la profundización de la termoclina en el Pacífico oriental (Wallace, 1998), el debilitamiento de las celdas de circulación de Walker y por consiguiente de los vientos alisios (Ravelo *et al.*, 2004; Wara *et al.*, 2005).

La reducción del gradiente meridional en el albedo de las nubes, (menor en los extratropicos y mayor en la región tropical) pudo ocasionar que los gradientes meridionales y zonales de temperatura se mantuvieran débiles durante el Plioceno (Burls & Fedorov, 2014b). Menor albedo de nubes en los extratropicos incrementa la cantidad de radiación de onda corta que alcanza la superficie oceánica y eleva la temperatura del agua que desciende en las regiones de *downwelling* o sumersión oceánica de las celdas de circulación subtropical (McCreary & Lu, 1994; Gu & Philander, 1997), lo que controla la termoclina en los trópicos y traslada al *upwelling* aguas subsuperficiales más cálidas en el upwelling ecuatorial y costero, y al mismo tiempo el incremento del albedo tropical reduce el flujo de calor en el océano a lo largo del ecuador regulando las temperaturas de la *warm pool* y de este modo los gradientes zonales y meridionales (Burls & Fedorov, 2014a).

La Figura 1.16 muestra las variaciones en las SST en el Pacífico ecuatorial durante los últimos 5 Ma (Brierley, 2013), estimadas a partir de las perforaciones ODP 847 (EEP) y 806 (WEPO), obtenidas a partir de registros de Mg/Ca (Wara *et al.*, 2005) y alquenonas (Dekens *et al.*, 2007; Pagani *et al.* 2010), que apoyan la teoría de un estado de características El Niño (“El Niño-like”) permanente durante el periodo cálido del Plioceno (Wara *et al.*, 2005; Ravelo *et al.*, 2006). Por otra parte, Rickaby & Halloran (2005) deducen en cambio un estado de características La Niña permanente (“La Niña-like”) para el mismo periodo a partir de la misma técnica (Mg/Ca en foraminíferos planctónicos) en los mismos testigos oceánicos empleados por Wara *et al.* (2005). Estos resultados han generado controversia respecto a la confiabilidad de la técnica de Mg/Ca en registros del Plioceno del Pacífico (Kerr, 2005; Haywood *et al.*, 2007).

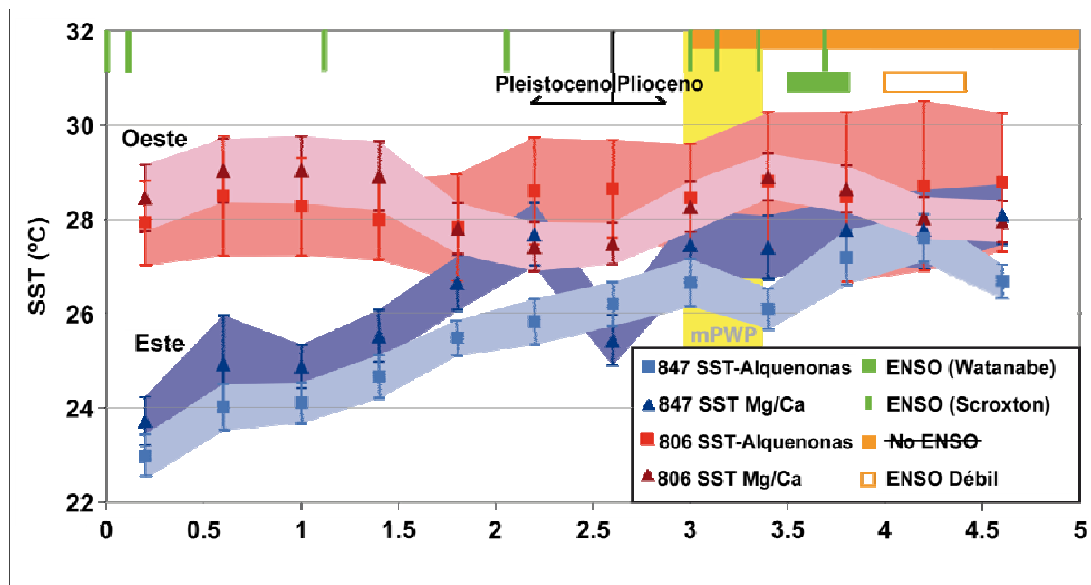


Figura 1.16 Cambios de las SST en el Pacífico ecuatorial durante los últimos 5 Ma. La franja naranja (parte superior derecha) representa un periodo erróneamente interpretado como de ausencia de variabilidad ENSO (con base en Fedorov *et al.*, 2006); periodos con variabilidad ENSO (Scroxton *et al.*, 2011 y Watanabe *et al.*, 2011) marcados en verde, y el periodo usado por el PlioMIP (Pliocene Climate Modelling Intercomparison Project) corresponde a la franja amarilla denominada MPWP (Brierley, 2013).

Con base en análisis espectrales del $\delta^{18}\text{O}$ obtenido en corales del género *Porites*, Watanabe *et al.* (2011) concluyeron que durante el periodo cálido del Plioceno no existieron condiciones “El Niño-like” permanentes, debido a que la variabilidad ENSO para dicho periodo es similar a la actual. Haywood *et al.* (2007) emplearon el GCM integrado (océano-hielo marino-atmósfera) del Centro Hadley versión 3 (HadCM3

Introducción

GCM), para evaluar el papel de los océanos y su estructura en el calentamiento del Plioceno y tampoco hallaron evidencias de ENSO en este periodo, determinando que la profundidad de la termoclina a través del Pacífico ecuatorial era similar a la existente en la época pre-industrial, relativamente más profunda en el WEPO y en o cerca de la superficie en el EEP, y concluyen que si bien es cierto ocurre un leve calentamiento en el EEP, las SST no apoyan la teoría de eventos El Niño o La Niña permanentes, así como tampoco que la terminación del evento El Niño del Plioceno contribuyera significativamente con la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte. El concepto de “estado El Niño permanente” ha generado confusión, pero ha llevado a los paleoclimatólogos a buscar evidencias de variabilidad ENSO interanual a escala más detallada y requiere investigar más en profundidad las propiedades relacionadas con ENSO (Brierley, 2013).

1.2.3.3 Intensificación de las Glaciaciones y Estabilización de las Capas de Hielo en el Hemisferio Norte

Desde el Plioceno tardío la dinámica glacial-interglacial y una intensa variabilidad del contenido de CO₂ atmosférico controlan el clima (Tiedemann *et al.*, 1994). Con base en datos de pCO₂ atmosférica, δ¹⁸O y δ¹³C en foraminíferos bentónicos y planctónicos, tasas de acumulación de ópalo biogénico, paleotermometría mediante alquenonas y Mg/Ca, entre otros indicadores, se plantea que ~2.75 Ma es el punto de inflexión a partir del cual se intensificaron las glaciaciones en el hemisferio norte (Jansen & Sjøholm, 1991; Li, 1997, Li *et al.*, 1998; Sato *et al.*, 2002; Kleiven *et al.*, 2002; Bartoli *et al.*, 2005; Mudelsee & Raymo, 2005; Haug *et al.*, 2005; Schneider & Schmittner, 2006; Pagani *et al.*, 2009; Tripathi *et al.*, 2009; Herbert *et al.*, 2010; Seki *et al.*, 2010; Lawrence *et al.*, 2009; 2010; Bailey, *et al.*, 2010; 2012; entre otros) y que el forzamiento orbital juega un papel trascendental en el establecimiento de la variabilidad glacial-interglacial desde ese momento (Maslin *et al.*, 1998; Haug *et al.*, 2005).

El incremento en el volumen de las capas de hielo durante el Plioceno se ve reflejado en el aumento continuado del δ¹⁸O entre aproximadamente 3.5 a 2.5 Ma (Mudelsee & Raymo, 2005), y a partir de 2.75 Ma (MIS G6) en la acumulación de fragmentos glacio-transportados (*Ice-Rafted Debris-IRD*) en altas latitudes tanto del Atlántico (Shackleton

et al., 1984; Kleiven *et al.*, 2002; Hayashi *et al.*, 2010) como del Pacífico (Krissek, 1995; Bailey *et al.*, 2011) e incremento en la descarga de IRD en una amplia región de las cuencas en altas latitudes a partir del MIS 100 (~2.52 Ma) (Raymo *et al.*, 1989; Bailey, *et al.*, 2012).

1.3 EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Las placas tectónicas son fragmentos de la corteza terrestre que se formaron al fracturarse la capa rígida que constituye la litosfera debido a los movimientos convectivos del material magmático de la astenósfera, dando lugar a placas que se desplazan a diferentes velocidades y cuya interacción genera bordes constructivos (dorsales) o destructivos (zonas de subducción), lo que ha generado la actual estructura de la superficie de la Tierra. La evolución tectónica del planeta es la directa responsable de su morfología, de la distribución de los continentes y cuencas oceánicas, del levantamiento de grandes cadenas montañosas tanto en superficie (e.g. Himalaya, Andes) como en profundidad (e.g. Dorsales mesoceánicas Atlántica y Pacífica), así como de la presencia de montes y umbrales que surgen desde los fondos oceánicos y funcionan como barreras que regulan el flujo de las corrientes oceánicas profundas y superficiales, de cinturones volcánicos (cinturón de fuego del Pacífico) y puntos calientes (e.g. Islas Azores, Islandia).

La actividad tectónica también ha generado a lo largo de la historia geológica, la apertura y cierre de canales interoceánicos (e.g. Tetis, Drake, Tasmania, Indonesia, Centroamericano) que han tenido un impacto directo tanto en la reconfiguración de las corrientes oceánicas como en la redistribución latitudinal de temperaturas y humedad. La conexión directa entre tectónica y clima es a través del cambio en la distribución latitudinal de los bloques continentales y grandes terrenos y el efecto de la apertura y cierre de canales entre las mayores cuencas oceánicas y mares marginales (Hay, 1996).

Dos eventos tectónicos de gran escala que involucran el cierre de canales interoceánicos han sido considerados responsables de modificaciones al sistema climático durante el Plioceno. El primero es el cierre del canal Indonésio (DeMets *et al.*,

Introducción

1994; Hall *et al.*, 1988; Cane & Molnar, 2001), al cual se atribuye la aridificación de África oriental (± 4.0 Ma) debido al desplazamiento de Nueva Guinea y Australia hacia el norte que generó cambios en la dinámica de flujo a través de Indonesia lo que ocasionó un descenso de las SST en el Océano Índico y redujo las precipitaciones sobre África oriental; y así mismo es considerado un precursor de las glaciaciones en el hemisferio norte, porque los cambios que ocurrieron en el Pacífico ecuatorial pudieron reducir el transporte de calor atmosférico desde los trópicos hacia altas latitudes, estimulando el enfriamiento global y el eventual crecimiento de las capas de hielo (Cane & Molnar, 2001). El segundo es la emersión del istmo centroamericano (Lonsdale & Klitgord, 1978; Pennington, 1981; Pindell & Dewey, 1982; Dengo, 1985; Stehli & Webb, 1985; Duque-Caro, 1990; Keigwin, 1982a; Coates *et al.*, 1992; Collins *et al.*, 1996; Mikolajewicz & Crowley, 1997; entre otros).

1.3.1 La Emersión de Centroamérica

La emersión de América Central y el cierre definitivo del canal interoceánico se produjeron como resultado de la subducción relativamente rápida de las placas de Cocos y Nazca bajo las placas Norteamericana y Suramericana, y posteriormente bajo la placa Caribe (Meschede & Frisch, 1998; Meschede *et al.*, 1999), por consiguiente el establecimiento de este puente continental hace parte del último estadio de evolución tectónica a gran escala de la placa Caribe. La placa Caribe se localiza entre las placas Norteamericana y Suramericana en latitudes entre 10°N y 18°N y, cálculos de la paleolatitud indican que se ha desplazado a razón de $\sim 14\text{km/Ma}$ y que durante los últimos 65 Ma ha tenido un giro de 8° hacia el norte (Acton *et al.*, 2000). Datos combinados de paleomagnetismo y puntos calientes (Acton *et al.*, 2000; Müller *et al.*, 1993) sugieren que la tasa de desplazamiento hacia el norte de la Placa Caribe fue más lento desde el Cretácico superior al Oligoceno, que posteriormente. Existen fundamentalmente tres tipos diferentes de modelos propuestos para la formación y evolución de la Placa Caribe. El modelo "Pacífico" propone que la placa Caribe se originó en el Mesozoico a partir de un trozo de una de las placas de la cuenca Pacífica, probablemente la de Farallones (Edgar *et al.*, 1971; Malfait & Dinkelman, 1972; Schlanger & Premoli Silva, 1981; Pindell & Dewey, 1982; Pindell *et al.*, 1988; Burke,

1988; Pindell, 1994), en la cima del punto caliente de Galápagos (Duncan & Hargraves, 1984; Nivia, 1987; 1989; Kerr *et al.*, 1996 a, b; Hauff *et al.*, 1997; Sinton *et al.*, 1997; Mauffret & Leroy, 1997). Cuando esta meseta volcánica gruesa y caliente migró hacia el este, encontró la zona de subducción del pacífico, ocasionando que el sistema de arco girara (Pindell *et al.*, 1988) y muchas piezas de esta meseta fueron posteriormente acrecionadas al continente (Donnelly *et al.*, 1990). Sin embargo, con base en paleolongitudes, se ha concluido que es imposible que la placa Caribe hubiese estado tan al oeste como el punto caliente de Galápagos (Meschede, 1998; Meschede & Frisch, 1998), puesto que se requeriría que el movimiento de la placa fuese tan rápido como de $\sim 130\text{m/Ma}$ para que ocupara su posición actual (Acton *et al.*, 2000). El segundo modelo propuesto es el "Intra-Americano", que propone que la placa Caribe se formó entre Norte y Suramérica, aunque muy al oeste de su posición actual (Ball *et al.*, 1969; Aubouin *et al.*, 1982; Donnelly, 1989; Klitgord & Schouten, 1986; Meschede & Frisch, 1998). El tercer modelo es el "Inmóvil" que establece que la placa Caribe se formó y se ha mantenido aproximadamente en su posición actual (Morris *et al.*, 1990). Este tercer modelo es incompatible con los datos encontrados por Acton, *et al.* (2000), así como con la historia de expansión del Océano Atlántico (Pindell, 1994).

Los modelos Pacífico e Intra-Americano deducen historias de movimiento similares para la placa Caribe y coinciden su origen durante el Cenozoico, con mínimas diferencias en las geometrías de los límites de placa en el Campaniense ($\sim 82\text{ Ma}$), cuando ambos separan la placa Caribe de las placas de la Cuenca Pacífica por una zona de subducción (Figuras 1.17 y 1.18). El movimiento calculado por esos modelos difiere de manera importante en la etapa inicial, donde el modelo Pacífico asume que la placa Caribe fue una parte de la placa de Farallones que migraba hacia el noreste (Acton *et al.*, 2000), después fue afectada por un periodo de vulcanismo intraplaca y posteriormente invadió el área Caribe (Guzmán, 2007).

Recientes investigaciones han concluido que la emersión del istmo centroamericano comenzó entre 58 y 39 Ma con la exhumación de rocas volcánicas que constituyen el basamento de esta barrera continental (Montes *et al.*, 2012), pero es a partir del Mioceno ($\sim 20\text{ Ma}$) cuando los diferentes pulsos de emersión han sido detectados en

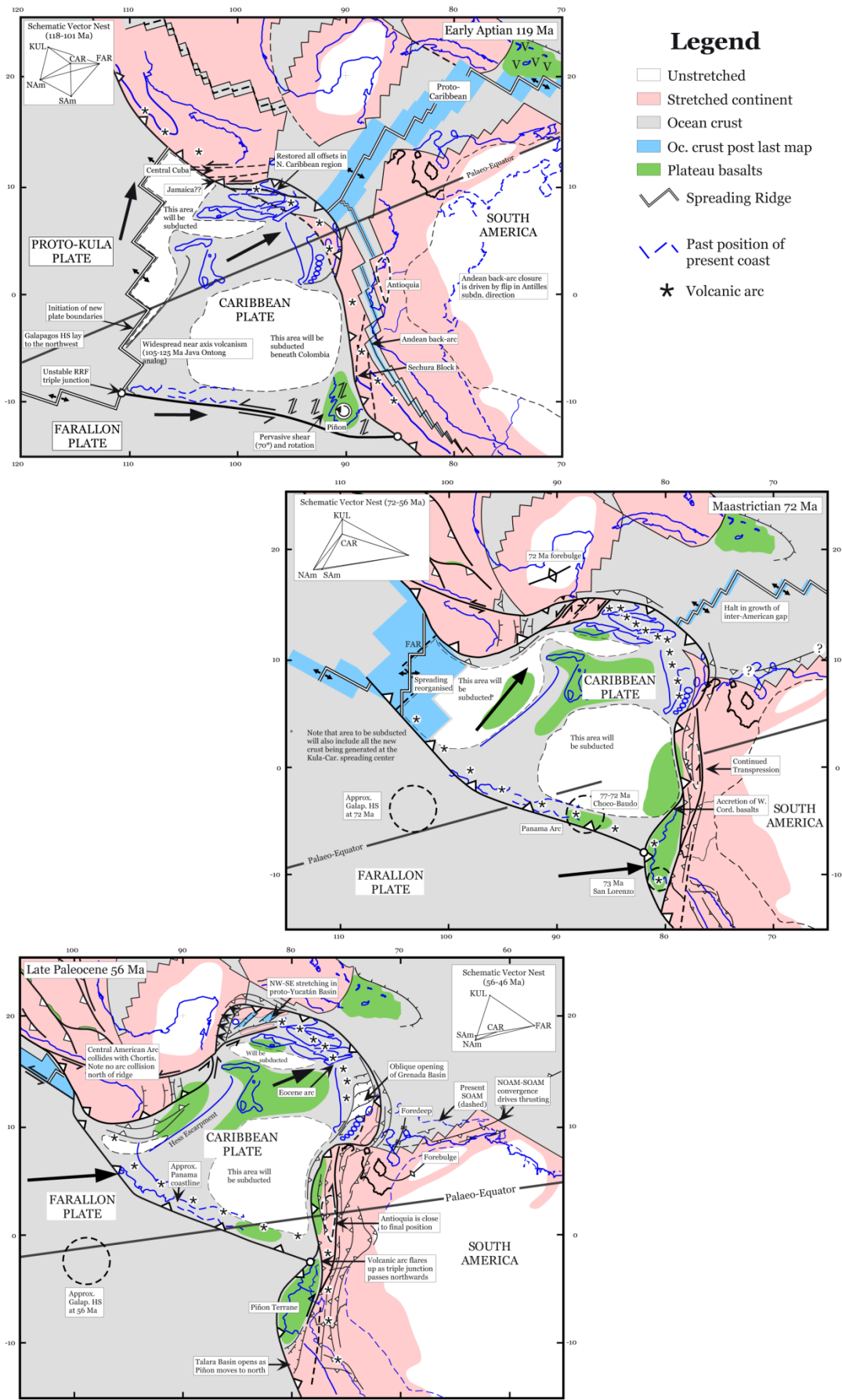


Figura 1.17 Evolución tectónica de la Placa Caribe (Cretácico - Paleoceno) (Pindell, 2001)

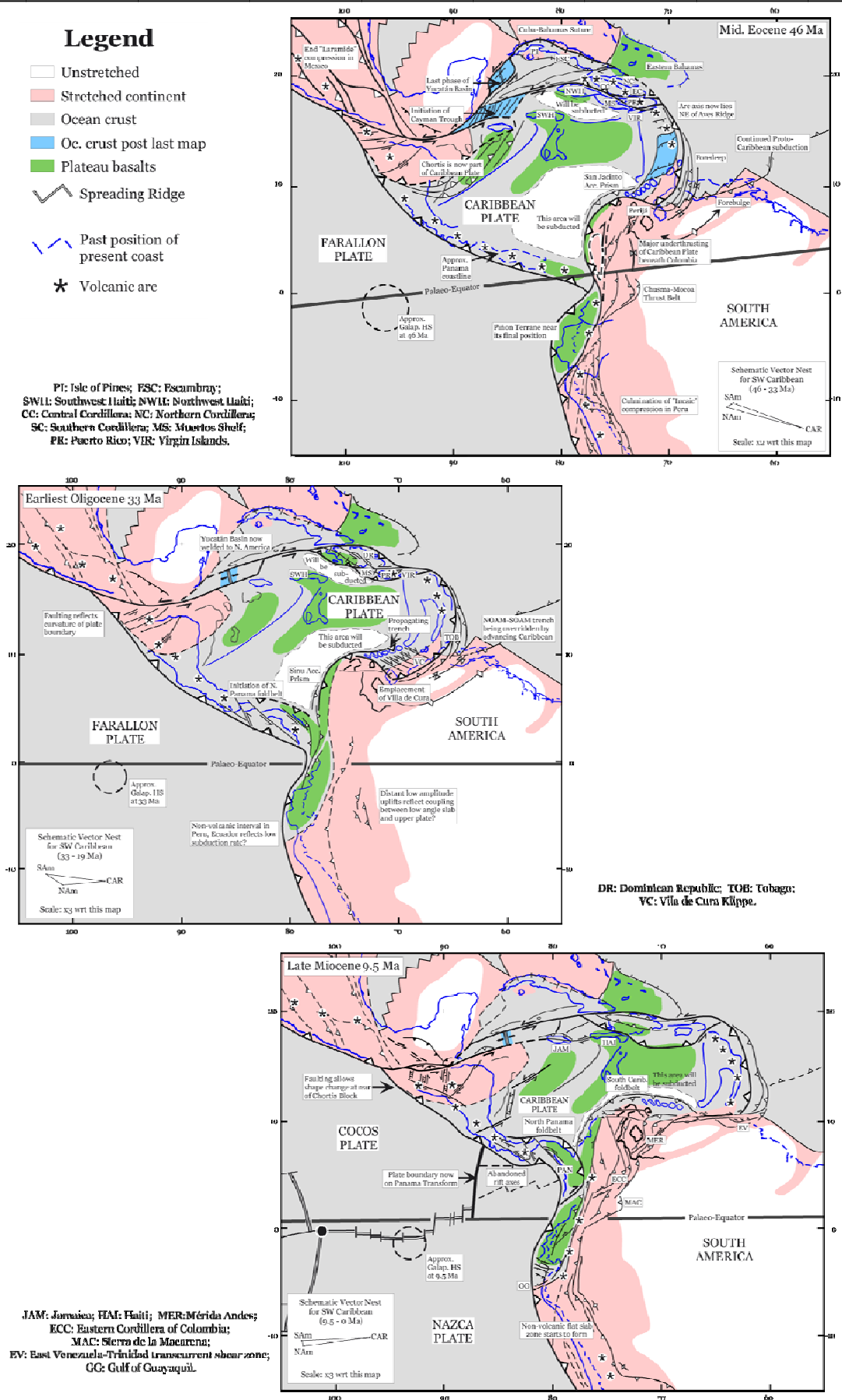


Figura 1.18 Evolución tectónica de la Placa Caribe (Eoceno-Mioceno) (Pindell, 2001)

las asociaciones fósiles de flora y fauna que reflejan los cambios en la circulación profunda a uno y otro lado de Centroamérica (Jaramillo, 2012; Duque-Caro, 1990; Keller *et al.*, 1989; entre otros).

1.3.1.1 Evidencias Paleocanográficas de Evolución Tectónica del Istmo Centroamericano

Con base en datos litoestratigráficos y sedimentológicos Duque-Caro (1990) correlaciona el hiato estratigráfico NH2 (16.1-15.1 Ma; Keller & Barron, 1983, 1987), con cambios tectónicos a lo largo de las áreas costeras tanto del Pacífico como del Caribe, en la esquina NW de Suramérica, que representaría el levantamiento inicial del istmo. El hiato NH3 corresponde a una inconformidad reconocida en también en el sector NW de Suramérica (Duque-Caro, 1972, 1975) y en Trinidad (Bolli, 1957; Stainforth, 1968; Blow, 1969), perteneciente al Mioceno medio (12.9 – 11.8 Ma; Keller & Barron, 1983, 1987; Duque-Caro, 1990), que se caracteriza por la desaparición de 21 especies de foraminíferos bentónicos y el abrupto desplazamiento paleobatimétrico del umbral hasta los 1000 m, así como la ausencia de la biozona N12 de foraminíferos planctónicos.

El primer intercambio de fauna terrestre entre Norte y Suramérica se registró entre 9.3 y 8 Ma (Webb, 1985; Marshall, 1988), a partir de lo cual se plantea la hipótesis de un gran archipiélago en la región de América Central desde el Mioceno tardío. Antes de 6.2 Ma las provincias faunísticas de foraminíferos tanto bentónicos como planctónicos del Caribe y el Pacífico eran similares, con base en lo cual se deduce que en ese momento había intercambio de aguas superficiales e intermedias (Keller *et al.*, 1989). A partir entonces y hasta ~4.6–4.2 Ma se registra un nuevo pulso de emersión, evidenciado por un drástico incremento en la abundancia del foraminífero planctónico *Neogloboquadrina pachyderma* (40%-60% de la asociación), especie generalmente de aguas frías y altas latitudes (Bé & Hamlin, 1967; Kennett, 1968; Ingle, 1973; Prell & Hays, 1976; Keller, 1978; Reynolds & Thunell, 1986), mientras en el Pacífico está prácticamente ausente. Este incremento de *N. pachyderma* en el Caribe se asocia con la surgencia de aguas intermedias más frías procedentes del Atlántico como resultado de un patrón de flujo más restringido debido al levantamiento del istmo, y según lo indica el incremento de *Globigerina bulloides* dicho *upwelling* duró hasta alrededor de

3.2 Ma (Keller *et al.*, 1989). Los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos bentónicos del Caribe se incrementan en relación con los del Pacífico (Keigwin, 1982a) posiblemente debido al fortalecimiento de la producción de la NADW (Blanc *et al.*, 1980); la temperatura del agua de fondo del Pacífico oriental descendió en relación con la del Caribe y hubo una modificación permanente en el $\delta^{13}\text{C}$ de las dos regiones con incremento en el Caribe y sin cambios significativos en el Pacífico, debido a la terminación del intercambio de aguas profundas a intermedias a través del canal centroamericano (Keigwin, 1982a). Para este mismo periodo Jackson *et al.* (1993) registra un cambio importante en los moluscos del Caribe, y poco después de 5 Ma, la subducción de la Cordillera de Cocos elevó considerablemente el arco volcánico centroamericano dando lugar a la fase final de cierre del canal (Dengo, 1985).

Desde $\sim 4.6\text{--}4.2$ Ma la emersión del istmo alcanzó un nivel crítico para el intercambio de las masas de agua superficiales, aumenta la salinidad en el Caribe y se establece el gradiente de salinidad entre el Caribe y el Pacífico, lo que implica una emersión del istmo a menos de 100 m de profundidad (Keigwin, 1982a; Haug & Tiedemann, 1998, Haug *et al.*, 2004), y una intensificación gradual de la Corriente del Golfo (Keller *et al.*, 1989).

Fedorov *et al.* (2006) plantearon un enfriamiento del océano profundo y la somerización de la termoclina en ~ 3 Ma, ocasionados por un incremento en la pérdida de calor oceánico en altas latitudes y un aumento en la ganancia de calor en bajas latitudes. Sin embargo, más recientemente, Steph *et al.* (2010) proponen que entre 4.8–4.0 Ma la termoclina ascendió debido a un incremento en la circulación meridional debido originado por la emersión del istmo hasta el umbral crítico antes mencionado. Entre $\sim 4.5\text{--}3.6$ Ma se ha evidenciado un enfriamiento en las regiones de *upwelling* de California (Fedorov *et al.*, 2006; Dekens *et al.*, 2007; Liu *et al.*, 2008; Brierley *et al.*, 2009), África occidental (Marlow *et al.*, 2000) y en la *Pacific Cold Tongue* (PCT) o lengua fría del Pacífico (Lawrence *et al.*, 2006; Dekens *et al.*, 2007). La PCT se denomina así en atención a la forma de las isolíneas superficiales de temperatura, salinidad y nutrientes que se presenta en el EEP, como resultado de la acción de los vientos alisios del sur que ocasionan el desplazamiento hacia el ecuador y hacia el W de las masas de agua frías y ricas en nutrientes procedentes del *upwelling* de Perú.

Introducción

Tabla 1.1 Cronología de los eventos asociados con la emersión de Centroamérica (Modificada de Farrel *et al.*, 1995 y Steph, 2006)

Edad (Ma)	Evento	Interpretación	Referencia	Indicador
58-39	Magmatismo de arco durante el Eoceno medio y proceso de exhumación del basamento volcánico (47 - 42 Ma)	No se especifican implicaciones oceanográficas.	Montes <i>et al.</i> , 2012	Estratigrafía, geocronología con U/Pb; Trazas de fisión en apatito, datación (U-Th)/He en zircones y apatito,
16.1-15.1	Levantamiento inicial del continente centroamericano.	Cambios en la circulación de las aguas profundas, en los foraminíferos y en la sedimentación se observan en las áreas costeras del Pacífico y el Caribe de la esquina noroccidental de Suramérica.	Duque-Caro, 1990	Estratigrafía del Neógeno y bioestratigrafía con base en foraminíferos bentónicos y planctónicos
12.9-11.8	Primera diversificación de faunas de foraminíferos bentónicos del Pacífico y el Caribe.	Somerización del umbral a profundidades batiales medias (1000 m) con primera restricción de conexiones de aguas profundas e intermedias.	Duque-Caro, 1990; Keller & Barron, 1983	Biogeografía, bioestratigrafía, sedimentología y tectónica. $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos planctónicos y bentónicos.
12-7.5	“Carbonate Crash”. Evento de disolución de los carbonatos en el Pacífico y el Caribe (en el Caribe finalizó ~10 Ma).	Somerización del Istmo Centroamericano que impidió el flujo de menor cantidad de aguas corrosivas intermedias y profundas del Atlántico/Caribe hacia el Pacífico.	Lyle <i>et al.</i> , 1995; Roth <i>et al.</i> , 2000	Datos de GRAPE, densidad volumétrica en húmedo (<i>wet bulk density</i>) de pozos y perforaciones ODP y DSDP reconstrucción de tasas de acumulación de carbonatos.
10.71-9.36	Divergencia en las faunas planctónicas y bentónicas en la región Caribe.	Primer cierre total durante el Mioceno medio a tardío	Roth <i>et al.</i> , 2000	Cambios en las asociaciones de nanofósiles calcáreos (Kameo & Sato, 2000) y de foraminíferos bentónicos y planctónicos (Duque-Caro, 1990)
9.9-8.7	Primer intercambio de algunos mamíferos entre Norte y Suramérica.	Emersión de las primeras islas en la región del istmo.	Webb, 1985; Marshall, 1988	Restos fósiles de mamíferos
9.3-7.8	Mayor diversificación de la fauna de foraminíferos bentónicos entre el Pacífico y el Caribe.	Somerización del umbral a profundidades batiales superiores. La conexión entre aguas superficiales estaba abierta.	Duque-Caro, 1990	Estratigrafía del Neógeno y bioestratigrafía con base en foraminíferos bentónicos y planctónicos

Introducción

Edad (Ma)	Evento	Interpretación	Referencia	Indicador
7.8-6.9	Mayor diversificación de la fauna de foraminíferos bentónicos entre el Pacífico y el Caribe	Somerización del istmo hasta 150 m de profundidad de la columna de agua. La conexión entre las aguas superficiales estaba restringida.	Duque-Caro, 1990	Estratigrafía del Neógeno y bioestratigrafía con base en foraminíferos bentónicos y planctónicos
6.9-4.0	Mayor diversificación de la fauna de foraminíferos bentónicos entre el Pacífico y el Caribe	El istmo ascendió a menos de 50 m de profundidad de la columna de agua.	Duque-Caro, 1990	Estratigrafía del Neógeno y bioestratigrafía con base en foraminíferos bentónicos y planctónicos
8-5	Diferencias en la composición isotópica de Nd y Pb en las costras de ferromanganeso hidrogenado del Atlántico (Corriente del Golfo).	Disminución del influjo de aguas desde el Pacífico hacia el Atlántico (850 m de profundidad).	Frank <i>et al.</i> , 1999	Isótopos de Neodimio y Plomo.
6.8-6.6	Incremento de la diferencia entre los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ del Pacífico y del Caribe.	Terminación del intercambio de aguas profundas a intermedias a través del canal centroamericano.	Keigwin, 1982a	$\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos, $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos bentónicos
6.8-6.6	Comienzo de importante <i>upwelling</i> al occidente de la cuenca Caribe según indican las asociaciones de foraminíferos planctónicos.	Indicativo de la restricción del flujo de aguas intermedias a través del canal.	Keller <i>et al.</i> , 1989	$\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos planctónicos y bentónicos.
6-5	Cambios en las características físicas de la proto-NADW, que llega a ser más salada y más cálida.	Restricción el canal, primer fortalecimiento del transporte de calor y salinidad hacia latitudes altas del norte.	Lear <i>et al.</i> , 2003	$\delta^{18}\text{O}$ y Mg/Ca en foraminíferos bentónicos
5-4	Desarrollo del gradiente de temperatura este-oeste en la columna de agua superficial del Pacífico tropical.	Reajuste global y somerización de la termoclina en el EEP ligada a la somerización del istmo e indica cambios en el patrón de vientos (y/o cambios en la cantidad de formación de NADW.	Chaisson & Ravelo, 2000; Huang <i>et al.</i> , 2000	$\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos planctónicos; Modelo general de circulación oceánica.

Introducción

Edad (Ma)	Evento	Interpretación	Referencia	Indicador
5-4	Registros de tamaño de grano eólico indican una disminución en la energía de los vientos alisios (relacionado con una migración hacia el sur de la ITCZ) sobre el Pacífico tropical oriental.	Cambios en el patrón de vientos en el Pacífico tropical oriental fueron atribuidos a la somerización del istmo.	Hovan, 1995	Tasa de acumulación de sedimentos eólicos.
4.8-3.6	Somerización del istmo hasta umbrales críticos para el intercambio de aguas superficiales.	4.8-4.0 Ma: Somerización de la termoclina tropical debido al incremento de la circulación meridional en el Atlántico Norte ~4.3-3.6 Ma: Desarrollo de la “ <i>Pacific cold tongue</i> ” en el EEP	Steph <i>et al.</i> , 2010	Mg/Ca y $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos y planctónicos.
4.6	Incremento gradual de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos bentónicos en el Site 999 localizado en el Caribe.	Fortalecimiento de la formación de la NADW en el Atlántico Norte, mayor influjo de masas de agua bien ventiladas al Caribe.	Haug & Tiedemann, 1998	$\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos bentónicos
4.6	Marcado incremento de la preservación del carbonato en Ceara Rise, Atlántico ecuatorial occidental.	Profundización de la lisoclina y fortalecimiento de la producción de la NADW.	Tiedemann & Franz, 1997	Susceptibilidad magnética, reflectancia, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos bentónicos
4.6-4.2	Incremento en el gradiente de salinidad del Caribe con respecto al del Pacífico, identificado con base en el enriquecimiento de ^{18}O de foraminíferos planctónicos del Caribe. Cambios en la fauna de foraminíferos planctónicos (mayores contenidos de <i>G. sacculifer</i>) también indican mayor salinidad en el Caribe.	Restricción del intercambio de aguas superficiales entre el Pacífico y el Caribe; disminución del influjo de aguas superficiales del Pacífico con baja salinidad.	Keigwin, 1982a; Keller <i>et al.</i> , 1989; Haug <i>et al.</i> , 2001	$\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos planctónicos y bentónicos.
4.6-4.2	Somerización de la termoclina en el Pacífico tropical oriental, según revelan registros de $\delta^{18}\text{O}$ en diversas especies de foraminíferos planctónicos.	Cambios en el campo de vientos tropical.	Cannariato & Ravelo, 1997; Ford <i>et al.</i> , 2012.	$\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos planctónicos.

Introducción

Edad (Ma)	Evento	Interpretación	Referencia	Indicador
4.4	El punto de máxima acumulación de ópalo en el Pacífico tropical oriental se desplazó abruptamente hacia el este.	Reorganización de la circulación superficial en el Pacífico tropical oriental.	Farrell <i>et al.</i> , 1995	Composición volumétrica del sedimento, preservación y flujo de carbonatos, %CaCO ₃ y %ópalo.
4.4-4.3	Disminución de los valores del $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos en Ceara Rise (Atlántico tropical occidental) que se interpretó como una migración hacia el sur de la ITCZ.	Cambios en la circulación atmosférica y/o en los gradientes de temperatura polo-ecuador relacionados con la somerización del istmo.	Chaisson & Ravelo, 1997; Billups <i>et al.</i> , 1999	$\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos planctónicos; $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos, $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos bentónicos.
4.2	Enfriamiento de las aguas superficiales del Océano Antártico, con base en asociaciones de diatomeas.	Incremento del flujo de calor (transporte de calor trans-ecuatorial hacia el Atlántico Norte) a través de la fortalecida Corriente del Golfo; circulación termohalina más fuerte.	Whitehead & Bohaty, 2003	Índice de silicoflagelados Dictyochoa/Distephanus para calcular SST
4.4-2.6	Importante incremento de la divergencia y provincialidad de las faunas costeras y de océano abierto. Iniciación del "Gran Intercambio Americano" de vertebrados sobre el puente centroamericano alrededor de 2.7 Ma.	Primeros indicios del cierre final del canal.	Kaneps, 1970; Saito, 1976; Keigwin, 1978, 1982b; Webb, 1985; Lundelius, 1987; Marshall, 1988; Coates <i>et al.</i> , 1992	Bioestratigrafía, biogeografía y paleoceanografía foraminíferos planctónicos y nanofósiles. Restos fósiles de mamíferos terrestres (mapaches y perezosos).
2.5-1.9	Divergencia permanente de faunas y floras del Pacífico y el Caribe.	Cese completo del flujo de las corrientes superficiales a través del canal.	Crouch & Poag, 1979; Gartner <i>et al.</i> , 1987; Keller <i>et al.</i> , 1989	Distribución de foraminíferos bentónicos, bioestratigrafía de nanofósiles calcáreos y análisis de la fracción gruesa >63 μm
1.9	Inicio de la máxima divergencia de provincias faunísticas.	Incipiente "filtración" litoral nerítica ocurrió a través del canal hasta 1.8 Ma	Keller <i>et al.</i> , 1989	$\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos planctónicos y bentónicos.

1.3.1.2 Posibles Efectos sobre la Circulación, las Condiciones Oceánicas y el Clima

Se ha vinculado estrechamente el fortalecimiento de las glaciaciones en el hemisferio norte con la emersión de Centroamérica (Keigwin, 1982a; Maier-Reimer *et al.*, 1990; Tiedemann & Franz, 1997; Haug & Tiedemann, 1998; Rea *et al.*, 1998), ya sea como el principal factor detonante (Berggren & Hollister, 1974), el factor de retardo debido a cambios en el transporte de calor (Berger & Wefer, 1996) o una de las pre-condiciones necesarias para el inicio de la variabilidad glacial-interglacial (Driscoll & Haug, 1998; Haug & Tiedemann, 1998).

Las curvas de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos calibradas a nivel global (Lisiecki & Raymo, 2005) indican elevadas temperaturas a lo largo del Plioceno y un volumen de hielo global muy reducido puesto que el hemisferio norte carecía de una capa de hielo permanente, pero coincidiendo con el cierre del canal centroamericano, entre 3.2 y 2.7 Ma se presenta un cambio gradual hacia las condiciones glaciares actuales, con valores del $\delta^{18}\text{O}$ bentónico progresivamente más altos durante los estadios glaciares (Shackleton *et al.*, 1984; Tiedemann *et al.*, 1994; Lisiecki & Raymo, 2005), lo que representa un descenso de las temperaturas y la amplificación de las fluctuaciones en el volumen de hielo durante el Plioceno tardío y el Pleistoceno (Shackleton *et al.*, 1995a; Tiedemann *et al.*, 1994) (Figura 1.20).

Si bien es cierto el cierre del canal centroamericano ocurrió después que la NADW comenzara a formarse, dicho evento tectónico se considera responsable de los cambios en las propiedades físicas de esa masa de agua. La prematura glaciación del hemisferio norte entre ~7 y 6 Ma, que se evidencia mediante registros de IRDs y $\delta^{18}\text{O}$, coincide con uno de los pulsos de emersión del istmo y se asocia con la iniciación de la relativamente fría proto-NADW (Lear *et al.*, 2003). Análisis comparativos de registros globales de $\delta^{13}\text{C}$ sugieren que antes de la emersión definitiva del istmo, la NADW fue gradualmente suprimida (Raymo *et al.*, 1990b, 1992; Tiedemann & Franz, 1997) y la célula oceánica de circulación meridional del Atlántico (AMOC) era más débil pero funcionaba (Huber, 2002).

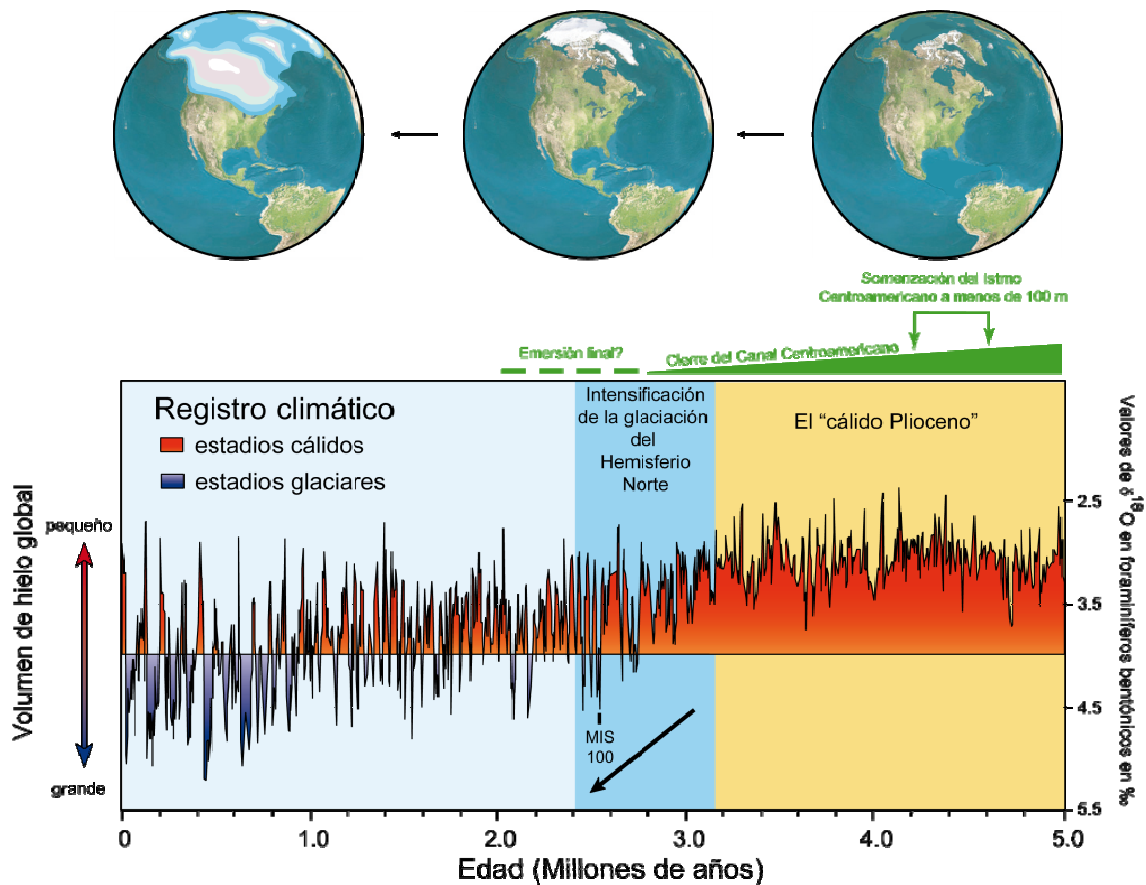


Figura 1.20 Registro del clima de los últimos 5 M.a. de acuerdo con los valores isotópicos de $\delta^{18}O$ (Tiedemann, en Steph, 2005).

Uno de los aspectos más discutidos en los modelos de circulación oceánica con el canal interoceánico abierto, es la dirección del flujo superficial entre el Pacífico y el Atlántico. Nof & Van Gorder (2003), proponen mediante un modelo numérico basado en “el principio de la isla” (Godfrey, 1989), que ante la ausencia de la NADW la tendencia natural del sistema de circulación era que el flujo se dirigiera desde el Atlántico hacia el Pacífico (este-oeste). Finalmente, también a través de algoritmos computacionales empleando OGCMs, se ha llegado a la conclusión que cuando el canal centroamericano se encontraba abierto el flujo de aguas de relativa baja salinidad del Pacífico se desplazaba hacia el Atlántico, es decir en sentido oeste a este (Maier-Reimer *et al.*, 1990; Mikolajewicz *et al.*, 1993; Mikolajewicz & Crowley, 1997; Murdock *et al.*, 1997; Nisancioglu *et al.*, 2003; Prange & Schulz, 2004) debido a la diferencia de altitud de la superficie oceánica respecto al geode – mayor en el Pacífico y menor en el Atlántico – (Groeneveld, 2005; Schneider & Schmittner, 2006), lo que supone una disminución de la salinidad en el Atlántico y por consiguiente el gradiente superficial

de salinidades no se había desarrollado porque el transporte atmosférico de vapor de agua era insuficiente (Keigwin, 1982a; Maier-Reimer *et al.*, 1990; Mikolajewicz & Crowley, 1997; Driscoll & Haug, 1998; Haug & Tiedemann, 1998; Bartoli *et al.*, 2005; Mestas-Nuñez & Molnar, 2014).

Una vez Centroamérica emergió, el aumento de las diferencias en el balance de agua dulce entre las dos cuencas oceánicas, con elevada evaporación en el Caribe e intensificación de las precipitaciones en el Pacífico por acción de los vientos alisios, ha sido definido como el factor detonante del incremento del gradiente de salinidad a partir del cierre. Dicho gradiente es el responsable del fortalecimiento de la Corriente del Golfo y por consiguiente también la circulación termohalina, la producción de NADW y la AMOC (Berggren & Hollister 1974; Bender & Keigwin, 1979; Blanc *et al.*, 1980; Raymo *et al.*, 1990a; Chandler *et al.*, 1994; Lyle *et al.* 1995; Burton *et al.* 1997; Tiedemann & Franz 1997; Haug & Tiedemann 1998; Blankenburg, 1999). Dichos cambios en la circulación termohalina originaron modificaciones en el sistema climático global debido a los cambios en la distribución del calor y el aumento del transporte de humedad hacia latitudes altas del norte, condición necesaria para el crecimiento de las capas de hielo (Keigwin, 1982a; Driscoll & Haug, 1998; Haug & Tiedemann, 1998; entre otros). Así mismo, debido al elevado aporte de humedad se incrementó la descarga de agua dulce en el ártico a través de los ríos de Siberia, lo que facilitó la formación de hielo marino y consecuentemente el efecto albedo también aumentó (Driscoll & Haug, 1998).

Adicionalmente se presentaron cambios asociados con la preservación de los carbonatos, puesto que las masas de agua profunda provenientes del norte, ricas en oxígeno y pobres en nutrientes, como la NADW, son aptas para la preservación de los carbonatos en el registro sedimentario; mientras aquellas que provienen del sur, ricas en nutrientes, pobres en oxígeno y corrosivas, como las actuales Agua Antártica Profunda e Intermedia (*Antarctic Bottom Water–AABW*; *Antarctic Intermediate Water–AAIW*), originan disolución (Roth *et al.*, 2000). Por tal motivo la intensificación en la producción de NADW ocasionó una mejor ventilación y mayor preservación de los carbonatos en el Caribe (Tiedemann & Franz, 1997; Haug & Tiedemann, 1998; Haug *et al.*, 2001) y el fortalecimiento de la circulación termohalina amplificó el

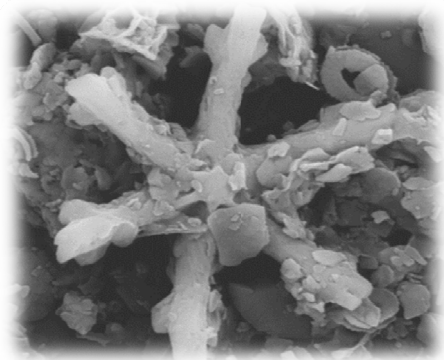
Introducción

fraccionamiento global de los carbonatos en las diferentes cuencas, con una mayor preservación en el océano Atlántico y mayor disolución en el Pacífico (Haug & Tiedemann, 1998).

La distribución de los nutrientes en el océano también se vio alterada por la reorganización de la circulación oceánica, puesto que el flujo de nutrientes desde el EEP hacia el Atlántico se suprimió, generando la reducción de la productividad en el Caribe y un fuerte incremento en el EEP (Schneider & Schmittner, 2006).

Con base en estudios de tamaños de grano y flujos de partículas eólicas, se ha determinado que durante la fase final de la emersión de Centroamérica, aproximadamente en el periodo comprendido entre 5 y 4 Ma, los vientos alisios se debilitaron y la ITCZ que se localizaba más al norte comenzó a desplazarse hacia el sur (Hovan, 1995; Cannariato & Ravelo, 1997).

2 Algas Cocolitoforales, Cocolitos y Nanofósiles Calcáreos



2.1 HISTORIA

Christian Gottfried Ehrenberg (1795–1876), considerado el fundador de la Micropaleontología, fue el primero en descubrir lo que posteriormente se denominarían “cocolitos” (1836), describiéndolos como objetos elípticos y discos aplanados que poseían un anillo o pocos anillos concéntricos en sus superficies, pero los consideró de origen inorgánico (*Mikrogeology*, 1854). El biólogo Thomas H. Huxley (1858) reportó en sedimentos procedentes del Atlántico Norte, una multitud de cuerpos redondeados muy raros que estaban formados por varias capas concéntricas similares a una célula de la planta *Protococcus*, y para diferenciarlos de ella los denominó “cocolitos” pero también los consideró inorgánicos. En 1860 G. C. Wallich reportó no solamente el hallazgo de cocolitos en su “estado libre”, sino también agregados de cocolitos que formaban una esfera diminuta a las que denominó “cocosferas” y en 1861 las describió como larvas de foraminíferos, posiblemente de *Globigerina*. En octubre de 1861 Henry Clifton Sorby notó que los cocolitos eran cóncavos por un lado y convexos por el otro, lo que le hizo pensar que era improbable que fueran el resultado de cristalización inorgánica y los asoció con las formas de foraminíferos pero dedujo que las cocosferas no son una forma rudimentaria de éstos.

Posteriormente otros autores como: Haeckel, 1887; Murray & Blackman, 1898; Ostenfeld, 1899; Lohmann, 1902; Arkhangelsky, 1912; entre otros, ampliaron los conceptos y las descripciones de diferentes especies de cocolitos y cocosferas. En los años 20’s y 30’s se trabajó en la taxonomía y las investigaciones fisiológicas, principalmente desarrollados por E. Kamptner en Austria, G. Deflandre en Francia y T. Braarud y sus colegas en Noruega. En los años 50’s y 60’s el grupo noruego investigó numerosos aspectos de la citología, fisiología y ecología del nanoplancton vivo y fue pionero en intentar su cultivo en laboratorio. En los años 50’s el desarrollo de microscopía de luz transmitida (con contraste de fases y polarización) y electrónica de transmisión permitió un mejor estudio de estos organismos.

En 1954, M. N. Bramlette y W. R. Riedel demostraron la utilidad del nanoplancton calcáreo en bioestratigrafía. A partir de 1968, con el inicio del Programa de Perforaciones Oceánicas Profundas (*Deep Sea Drilling Program – DSDP*) a bordo del

Glomar Challenger, se le dio mayor relevancia a los nanofósiles calcáreos para datar las secuencias estratigráficas y establecer biozonaciones nanofosilíferas refinadas.

2.1.1 ASPECTOS BIOLÓGICOS

Las **algas cocolitoforales**, también denominadas **cocolitofóridos** y/o **cocolitóforos**, son organismos unicelulares, flagelados, que pertenecen al fitoplancton marino (autótrofos, fotosintéticos). Están incluidas en el Phylum Haptophyta, División Prymnesiophyceae (Hibberd, 1976), y se caracterizan por tener un cloroplasto pardo-dorado motivo por el cual se les incluye en el grupo de las algas pardas. En la mayoría de las especies vivientes (con una fase móvil), se observa un sistema de flagelos y un tercer elemento denominado haptonema está presente algunas veces entre los flagelos (Figura 2.1).

El tamaño de la célula usualmente es menor a 30 μm . Algunas células cocolitoforales durante ciertas fases de su ciclo de vida son capaces de segregar placas de carbonato de calcio alrededor del aparato de Golgi que cristalizan dentro de la célula y se denominan **cocolitos** (en la mayoría de los casos calcíticos), que posteriormente son excretados pasando a ocupar la periferia de la célula, formando un exoesqueleto denominado **cocosfera**. En consecuencia están incluidos en el término más general **nanoplancton calcáreo**. Los **nanofósiles calcáreos** son el resultado de la preservación en el registro geológico de las placas de carbonato de calcio (cocolitos, nanolitos, asterolitos, etc) que son segregadas por un alga cocolitoforal.

La función de los cocolitos aún no está bien entendida, pero probablemente actúan como un mecanismo de protección de la célula contra predadores y virus o como una herramienta para controlar la cantidad de luz que recibe la célula (Bown, 1998). Su morfología, así como la estructura y organización de sus unidades cristalinas son los criterios empleados para su clasificación. La orientación de las unidades cristalinas produce una figura de interferencia cuando se observa bajo luz polarizada en un microscopio petrográfico, y sus patrones individuales de interferencia son diagnósticos a nivel de especies (Haq & Boersma, 1978; Tappan, 1980; Haq, 1983; Winter & Siesser, 1994; Green & Leadbeater, 1994; Young & Bown, 1997; Thierstein & Young, 2004).

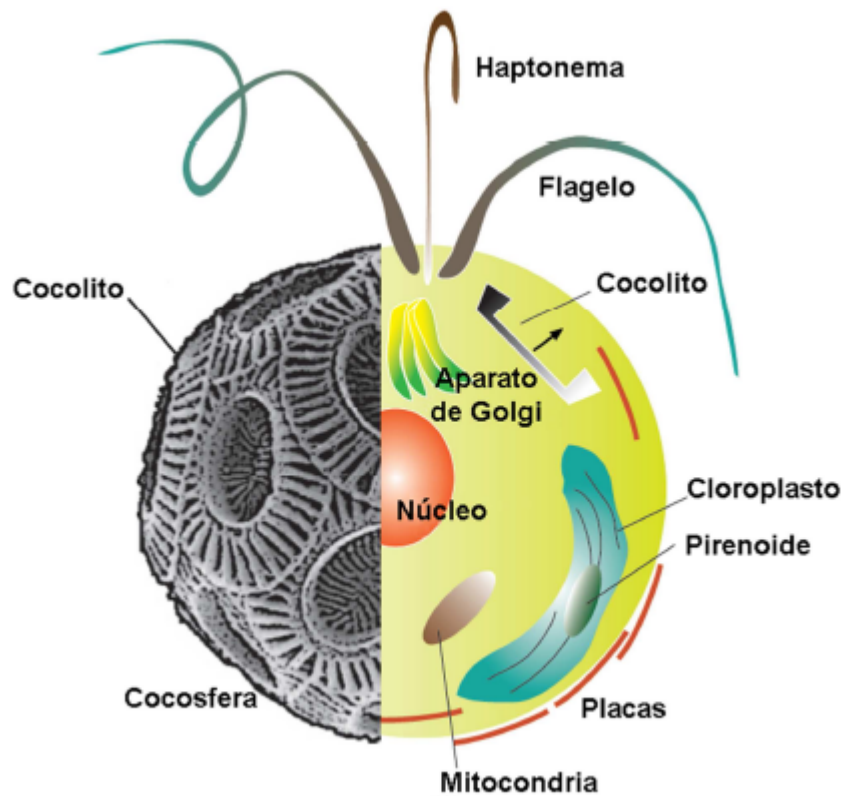


Figura 2.1 Representación esquemática de una célula cocolitoforal (Modificada de Flores & Sierro, 2013)

2.1.1.1 Ciclo de vida

A partir de cultivos se han generado datos sobre los ciclos de vida de los cocolitóforos (Parke & Adams, 1960; Gayral & Fresnel, 1983; Medlin *et al.*, 1996; Geisen *et al.*, 2002; Houdan *et al.*, 2004; Noël *et al.*, 2004) encontrando que el mecanismo de reproducción dominante es asexual por división binaria (mitosis); pero es a partir de restos de cocosferas donde se ha obtenido mayor información acerca de la transición entre los estadios del ciclo de vida y los cocolitos característicos de cada fase (Thomsen *et al.*, 1991; Kleijne, 1991; Alcober & Jordan, 1997; Cros *et al.*, 2000; Cros & Fortuño, 2002; Geisen *et al.*, 2002; Young *et al.*, 2003).

Se reconocen tres fases en el ciclo de vida en los cocolitóforos (Figuras 2.2 y 2.3):

1. La fase diploide ($2n$) con recubrimiento de heterococolitos, constituidos por placas calcáreas de formas y tamaños variables que se ordenan en ciclos, y la fase haploide

no calcificada, como es el caso de las familias Noëlaerhabdaceae, Hymenomonadaceae y Pleurochrysidaceae.

2. La fase diploide (2n) con recubrimiento de heterococolitos y la fase haploide (n) con recubrimiento de holococolitos, constituidos por pequeñas placas cristalinas organizados en agregados circulares u ovalados cuya calcificación parece ser extracelular. A esta también se le denomina fase combinada y ha sido observada en las familias Calcidiscaceae, Coccolithaceae, Helicosphaeraceae, Syracosphaeraceae, Rhabdosphaeraceae y Papposphaeraceae.
3. La fase diploide (2n) sin heterococolitos(¿?) y la fase haploide (n) con recubrimiento de holococolitos, nanolitos o escamas orgánicas (Cros, 2002).

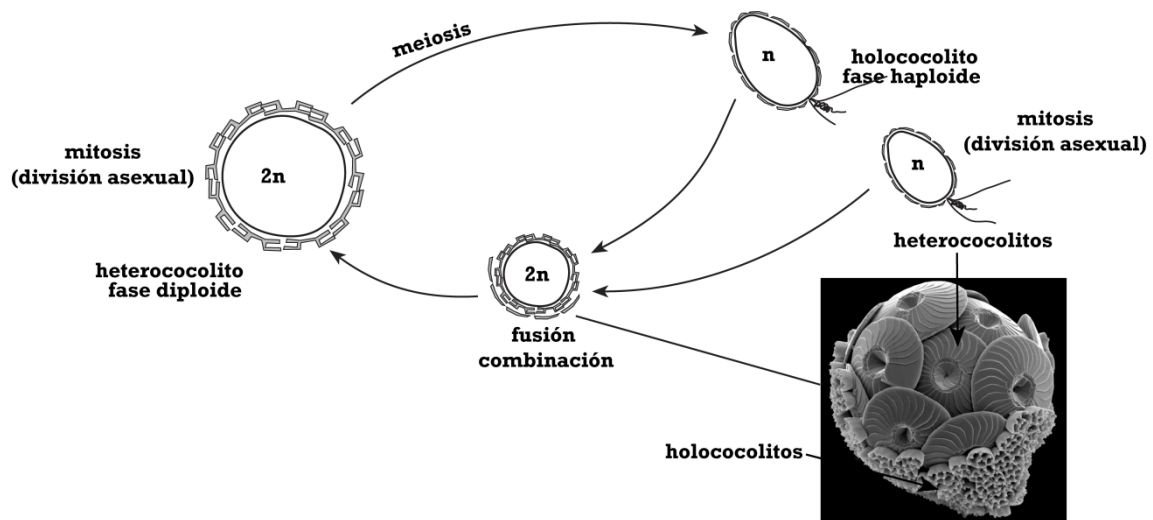


Figura 2.2 Ciclo de vida de los cocolitóforos, en el que una célula con heterococolitos se divide por meiosis, creando dos células que se recubren de holococolitos y que se fusionan de nuevo dando un cocolitofórido diploide (Modificado de Young *et al.*, 1997 y Colmenero-Hidalgo, 2004)

Los nanolitos son placas calcíticas que en general corresponden a estructuras de un solo cristal que originalmente ocuparon posiciones internas o externas en la célula, formados bajo diferentes procesos de biomineralización, y pueden incluir en algunos casos formas no ligadas a los cocolitóforos. El origen de los nanolitos es diverso y no está bien entendido actualmente.

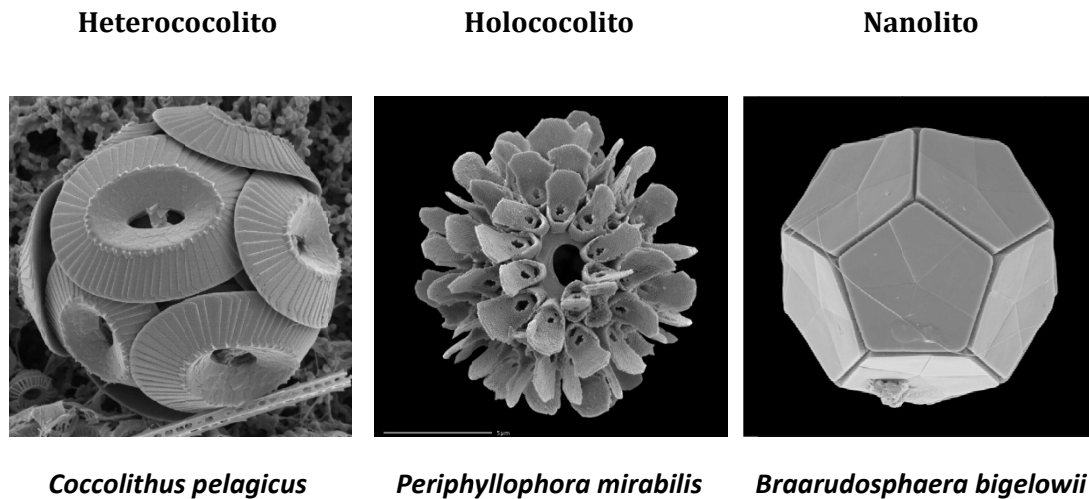


Figura 2.3 Tipos de cocolitos en cocosferas.

La típica estructura de los escudos de los heterococolitos está compuesta de dos unidades cristalinas entrelazadas con unidades subverticales (unidades V) y unidades subradiales (unidades R), que se forman al interior de la célula y que son la primera fase de formación del cocolito (Young *et al.*, 1992; 1999). Esta estructura básica es la que permite la identificación de los cocolitos bajo el microscopio de luz polarizada (Young *et al.*, 2003).

En los heterococolitos se reconocen tres tipos morfológicos principales definidos por su estructura y su forma (Young *et al.*, 1997; 2003) (Figura 2.4).

1. Murolito: Cocolito con borde exterior elevado, sin escudos bien desarrollados (e.g. *Pontosphaera*, *Syracosphaera*) área central amplia limitada por una pared de altura variable.
2. Placolito: Cocolito con borde exterior elevado, y dos escudos en forma de disco conectados por un tubo (e.g. *Coccolithus*).
3. Planolito: Cocolito en forma de disco con el anillo exterior plano y un solo escudo (e.g. *Rhabdosphaera*, *Discoaster*).

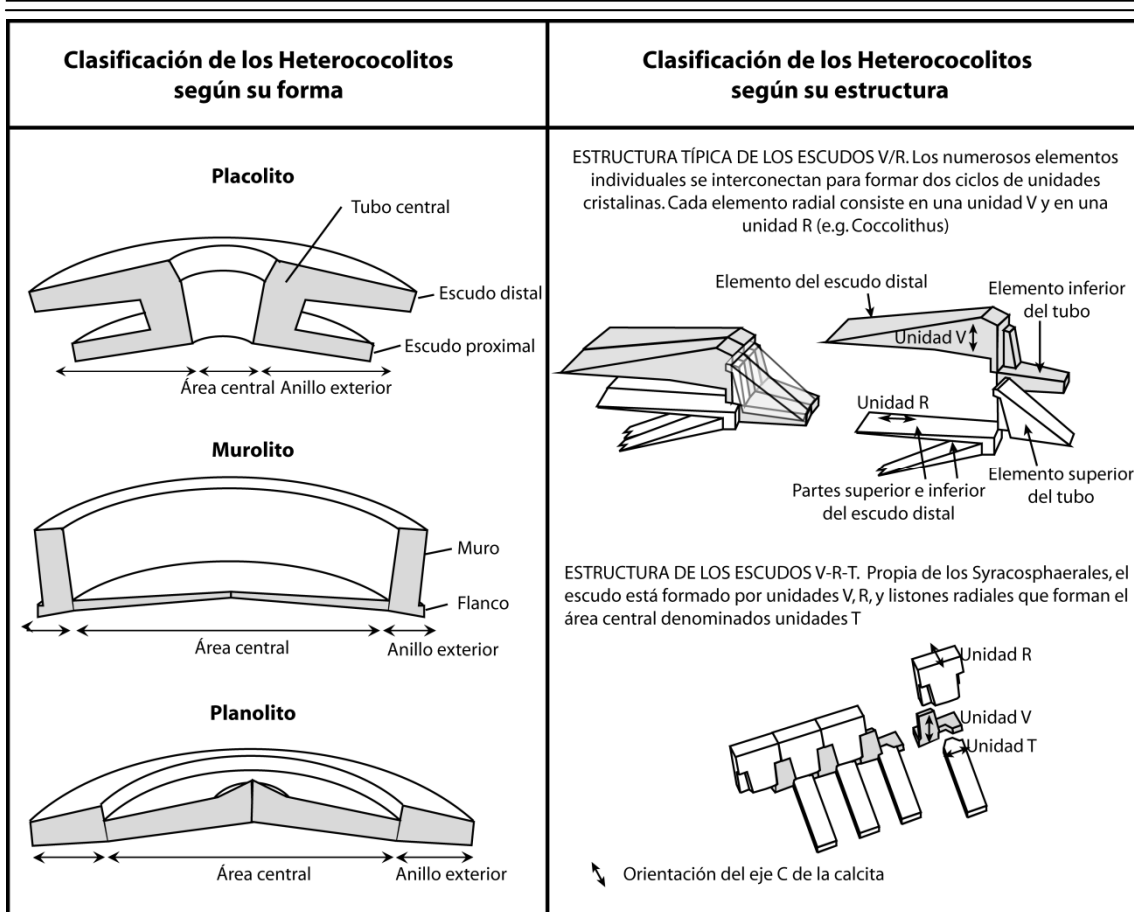


Figura 2.4 Clasificación morfológica de los heterococolitos (Modificada de Young *et al.*, 2003)

2.1.2 SISTEMÁTICA Y PALEOECOLOGÍA

La sistemática de los cocolitofóridos es revisada permanentemente y modificada con base en parámetros morfológicos (Haq, 1978; Tappan, 1980; Perch-Nielsen, 1985; Winter *et al.*, 1994; Jordan & Chamberlain, 1997; Jordan & Winter, 2000; Young *et al.*, 2003; Lancis & Flores, 2007; entre otros) y más recientemente en investigaciones filogenéticas que permiten establecer las relaciones de proximidad evolutiva entre las diferentes familias, géneros y especies (Raffi *et al.*, 1998; Edvardsen *et al.*, 2000; Fujiwara *et al.*, 2001; Schroeder *et al.*, 2005; Medlin *et al.*, 2008; Iglesias-Rodríguez *et al.*, 2008; Langer *et al.*, 2009; Cook *et al.*, 2011; Hagino *et al.*, 2011; Bendif *et al.*, 2014; entre otros).

El esquema de clasificación empleado en este trabajo es el recientemente modificado por Jeremy Young y colaboradores (<http://nannotax.org/>), para separar los diferentes grupos de nanofósiles dentro de la división Haptophyta (Tablas 2.1 y 2.2) que se basa

tanto en la morfología de cada una de las partes que conforman las estructuras (escudos, radios, tubo/collar, área central, etc), los tamaños, el número de elementos que conforman los escudos así como la imbricación y la dirección de sus curvaturas (dextral, radial, sinestral), la presencia o no de elementos en el área central, la simetría de las estructuras, las perforaciones o aberturas en los escudos, son algunos de los aspectos más relevantes. Dicha clasificación emplea conceptos previamente publicados por Braarud *et al.*, 1955; Halldal & Markali, 1955, Farinacci *et al.*, 1971; Black, 1971; Hay, 1977; Okada & McIntyre, 1977; Romein, 1979; Aubry, 1984, 1988, 1989, 1990; Theodoridis, 1984; Perch-Nielsen, 1985; van Heck & Prins, 1987; Varol, 1989, 1992; Young, 1989; Kleijne, 1991, 1992, 1993; Young & Bown, 1991; Winter & Siesser, 1994 y Young, 1998; entre otros. Adicionalmente, hemos empleado las definiciones y clasificaciones propuestas por Young & Bown, 1997; Bown, 1998; Raffi *et al.*, 1998; y Flores *et al.*, 1999. Estos sistemas de clasificación tienen en cuenta aspectos morfológicos, biológicos y morfométricos útiles para las definiciones taxonómicas de las especies observadas a lo largo de las secuencias estudiadas en el presente trabajo.

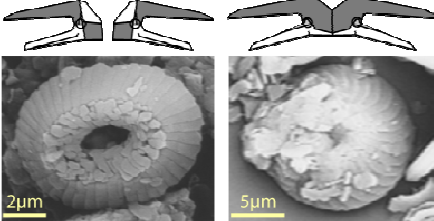
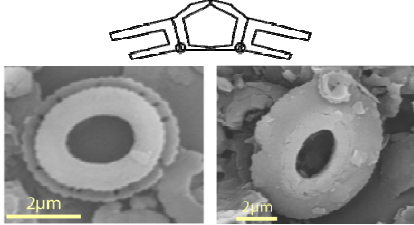
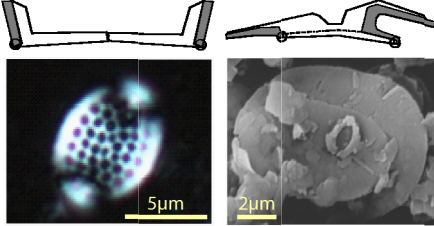
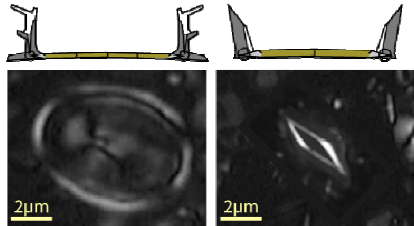
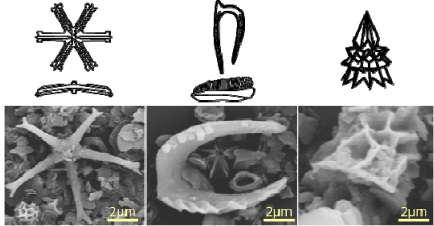
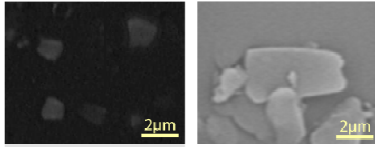
Las algas cocolitoforales son muy sensibles a cambios en las temperaturas superficiales, salinidad, disponibilidad de nutrientes y de luz solar así como de la intensidad de la radiación, transparencia/turbidez de la columna de agua y pH, entre otros factores que limitan su distribución vertical y horizontal (latitud) en el océano (McIntyre & Bé, 1967; Okada & Honjo, 1973; Winter & Siesser, 1994; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004; Baumann *et al.*, 2005; Narciso *et al.*, 2006; Mojtahedin *et al.*, 2013; Auer *et al.*, 2014; entre otros).

Debido a su gran abundancia y las relaciones existentes entre fotosíntesis y calcificación, los cocolitóforos son un elemento clave en los ciclos bioquímicos de la Tierra. Su hábitat está restringido la Zona Fótica Superior (ZFS) del océano (<200 m de la columna de agua), y tienen una amplia distribución latitudinal desde zonas ecuatoriales hasta zonas polares, así como una elevada tasa de reproducción, por lo que son considerados productores primarios que convierten dióxido de carbono disuelto (CO₂) en carbonato de calcio (CaCO₃) lo que les permite actuar como bombas

Tabla 2.1 Clasificación taxonómica empleada en este trabajo

División HAPTOPHYTA
Clase PRYMNESIOPHYCEAE
Orden COCCOLITHALES
Familia COCCOLITHACEAE
Género <i>Coccolithus</i>
Especie <i>Coccolithus pelagicus</i>
Familia CALCIDISCACEAE
Género <i>Calcidiscus</i>
Especie <i>Calcidiscus leptoporus</i>
Especie <i>Calcidiscus macintyreii</i>
Género <i>Umbilicosphaera</i>
Especie <i>Umbilicosphaera sibogae</i>
Especie <i>Umbilicosphaera jafarii</i>
Orden ISOCHRYSIDALES
Familia NOËLAERHABDACEAE
Género <i>Reticulofenestra</i>
Especie <i>Reticulofenestra minuta</i>
Especie <i>Reticulofenestra minutula</i>
Especie <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i>
Género <i>Pseudoemiliana</i>
Especie <i>Pseudoemiliana lacunosa</i>
Género <i>Gephyrocapsa</i>
Grupo "small" <i>Gephyrocapsa</i>
Especie <i>Gephyrocapsa margerelli</i>
Especie <i>Gephyrocapsa sinuosa</i>
Orden ZYGODISCALES
Familia HELICOSPHAERACEAE
Género <i>Helicosphaera</i>
Especie <i>Helicosphaera carteri</i>
Especie <i>Helicosphaera sellii</i>
Familia PONTOSPHAERACEAE
Género <i>Pontosphaera</i>
Especie <i>Pontosphaera multipora</i>
Especie <i>Pontosphaera japonica</i>
Género <i>Scyphosphaera</i>
Especie <i>Scyphosphaera amphora</i>
Orden SYRACOSPHAERALES
Familia SYRACOSPHAERACEAE
Género <i>Syracosphaera</i>
Especie <i>Syracosphaera pulchra</i>
Familia CALCIOSOLENIACEAE
Género <i>Calciosolenia</i>
Especie <i>Calciosolenia murrayi</i>
Familia RHABDOSPHAERACEAE
Género <i>Rhabdosphaera</i>
Especie <i>Rhabdosphaera clavigera</i>
Grupo de los Nanolitos e <i>INCERTAE SEDIS</i>
Género <i>Florisphaera</i>
Especie <i>Florisphaera profunda</i>
Familia CERATOLITHACEAE
Género <i>Ceratolithus</i>
Especie <i>Ceratolithus cristatus</i>
Especie <i>Ceratolithus telesmus</i>
Familia DISCOASTERACEAE
Género <i>Discoaster</i>
Especie <i>Discoaster asymmetricus</i>
Especie <i>Discoaster brouweri</i>
Especie <i>Discoaster pentaradiatus</i>
Especie <i>Discoaster surculus</i>
Especie <i>Discoaster tamalis</i>
Especie <i>Discoaster variabilis</i>
Género <i>Catinaster</i>
Especie <i>Catinaster mexicanus</i>
Familia SPHENOLITHACEAE
Género <i>Sphenolithus</i>
Especie <i>Sphenolithus abies</i>

Tabla 2.2 Imágenes tipo de algunos nanofósiles calcáreos y su clasificación. Modificado de <http://nannotax.org/>.

Imágenes	Orden	Familias incluidas
	Coccolithales	Coccolithaceae Calcidiscaceae Hymenomonadaceae Pleurochrysidaceae
	Isochrysidales	Noëlaerhabdaceae Prinsiaceae Isochrysidaceae
	Zygodiscales	<i>Helicosphaeraceae</i> <i>Pontosphaeraceae</i> <i>Zygodiscaceae</i>
	Syracosphaerales	<i>Syracosphaeraceae</i> <i>Calciosoleniaceae</i> <i>Rhabdosphaeraceae</i>
	Nanolitos	<i>Braarudosphaeraceae</i> <i>Ceratolithaceae</i> <i>Discoasteraceae</i> <i>Sphenolithaceae</i> <i>Triquetrorhabdulaceae</i>
	Incertae sedis	<i>Alisphaeraceae</i> <i>Umbellosphaeraceae</i> <i>Florisphaera</i> , <i>Gladiolithus</i> , <i>Minylitha</i>

biológicas que transfieren CO₂ a las masas de agua profundas y contribuyen significativamente en la relación y concentración del CO₂ entre el océano y la atmósfera (Steinmetz, 1994; Winter & Briano, 1989). Actualmente se observan eclosiones de estas algas, que cubren grandes regiones del océano y pueden ser monitoreadas por imágenes de satélite a partir de las cuales se puede obtener información biogeoquímica (Holligan *et al.*, 1993), ecológica (Weeks *et al.*, 2004), de cambio climático (Smyth *et al.*, 2004), dinámica temporal de las poblaciones de fitoplancton (Robinson *et al.*, 2004), etc.

Orden **ISOCHRYSIDALES** Pascher 1910

Familia **NOËLAERHABDACEAE** Jerkovic 1970 emend. Young & Bown 1997

Incluye las especies dominantes de la asociación de nanofósiles calcáreos durante el Paleógeno y el Neógeno. Se han llevado a cabo numerosos estudios para determinar la utilidad de los tamaños como factor de clasificación taxonómica dentro de esta familia, principalmente con propósitos bioestratigráficos y ecológicos (Raffi & Rio, 1979; Backman, 1980; Backman & Shackleton, 1983; Perch-Nielsen, 1985; Pujos, 1987; Driever, 1988; Flores & Sierro, 1989; Young, 1990; Rio *et al.*, 1990; Young, 1991; Takayama, 1993; Raffi & Flores, 1995; Bown, 1998).

La familia Noëlaerhabdaceae está caracterizada por placolitos elípticos a circulares, cóncavo–convexos, conformados por unidades V y R. Los elementos tabulares que conforman los escudos se abren hacia el exterior, y están unidos por suturas que en vista distal tienen giro dextrógiro. El tubo central que une los escudos está revestido por el collar que en ejemplares bien preservados puede conservar los elementos o presentar un puente. Bajo luz polarizada los especímenes bien preservados presentan escudos en general birrefringentes, y el collar es muy brillante.

En este trabajo, además del tamaño hemos tenido en cuenta parámetros morfológicos como son la presencia o ausencia de puente central, de perforaciones en el escudo distal y la forma (elíptica o circular) de los escudos; en cambio no se tuvo en cuenta el tamaño de la abertura central, por tal motivo *Reticulofenestra haqii* y *Reticulofenestra minutula* se consideran sinónimos (Backman, 1980; Pujos, 1985; Pujos, 1987; Lancis,

1998; Gibbs *et al.*, 2005). Las especies menores a cinco micras (<5µm) se incluyeron en el término general “**pequeños reticulofenéstridos**”, puesto que se restringe únicamente a las especies pertenecientes a la familia Noëlaerhabdaceae, siguiendo los parámetros propuestos por Flores *et al.*, 1999; Backman, 1980; Pujos, 1987; Lancis, 1998; Backman & Shackleton, 1983; Rio *et al.*, 1990; Raffi & Flores, 1995; Young, 1990 (Tablas 2.3 y 2.4). Este grupo tiene alta relevancia ecológica puesto que es indicativo de condiciones eutróficas en la ZFS (<100 m) y por consiguiente se correlaciona con la productividad primaria en el océano (Okada & Honjo, 1973; Giraudeau, 1992; Winter *et al.*, 1994; Young, 1994; Ziveri *et al.*, 1995a, ba, b; Flores *et al.*, 1999, 2000; Hagino & Okada, 2001; Beaufort *et al.*, 1997, 2001; Amore *et al.*, 2012) y hacen parte de las especies oportunistas o “**estrategas de la R**”, alcanzando altas tasas de reproducción en cortos intervalos de tiempo.

Tabla 2.3 Criterios empleados en este trabajo para la clasificación sistemática de reticulofenéstridos.





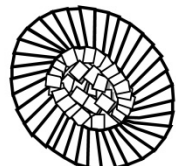
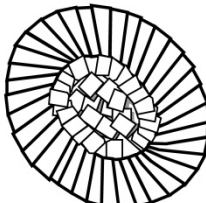
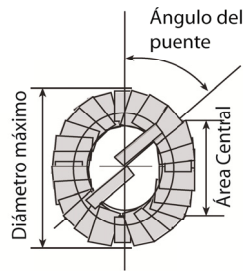
Especie/Agrupación		Tamaño
 <i>Pseudoemiliana lacunosa</i> < 4 µm	Pequeños placolitos	< 5 µm
 “small” <i>Gephyrocapsa</i> < 3 µm “medium” <i>Gephyrocapsa</i> 3 - 5 µm		
 <i>Reticulofenestra minuta</i> < 3 µm <i>Reticulofenestra minutula</i> 3 - 5 µm		
 <i>Pseudoemiliana lacunosa</i>		> 4 µm
 <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> “medium”		5 - 7µm
 <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i>		>7µm

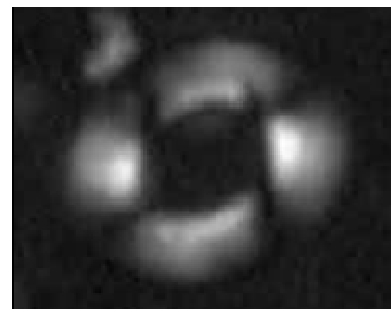
Tabla 2.4 Sistema de clasificación del género *Gephyrocapsa* (Modificada de Flores *et al.*, 1999)



	<i>G. oceanica</i>	<i>G. muelleriae</i>	<i>G. caribbeanica</i>	"small" <i>Gephyrocapsa</i>	<i>G. omega</i>	"large" <i>Gephyrocapsa</i>
Ángulo del puente	> 50°	< 25°			~ 90°	—
Diámetro máximo	> 3 μm	> 3 μm	> 3 μm	< 3 μm	> 3 μm área central cerrada	> 5.5 μm
Equivalencia según autor						
Bukry, 1973	—	—	—	—	<i>G. omega</i>	—
Thierstein et al., 1977	—	<i>G. caribbeanica</i>	—	—	—	—
Bréhéret, 1978	<i>G. oceanica</i>	<i>G. muelleriae</i>	<i>G. caribbeanica</i>	<i>G. aperta</i> <i>G. ericsanii</i>	—	—
Samtleben, 1980	<i>G. oceanica</i>	<i>G. muelleriae</i>	<i>G. caribbeanica</i>	Varias especies	—	—
Matsuoka & Okada, 1990	<i>Gephyrocapsa</i> sp. D ("large")	<i>Gephyrocapsa</i> sp. D	<i>Gephyrocapsa</i> sp. D ("small")	<i>Gephyrocapsa</i> spp. ("small")	<i>Gephyrocapsa</i> sp. C	<i>Gephyrocapsa</i> sp. B
Sato & Takayama, 1992	—	—	—	—	<i>G. parallela</i>	"Large" <i>Gephyrocapsa</i>
Raffi et al., 1993	"medium" <i>Gephyrocapsa</i>	"small" <i>Gephyrocapsa</i>	"small" <i>Gephyrocapsa</i>	"small" <i>Gephyrocapsa</i>	<i>G. omega</i>	"Large" <i>Gephyrocapsa</i>
Jordan et al., 1996	<i>G. oceanica</i>	<i>G. muelleriae</i>	—	<i>G. aperta</i> <i>G. ericsanii</i>	—	—
Bollmann, 1997	<i>Gephyrocapsa</i> "large" + ecuatorial	—	<i>Gephyrocapsa</i> oligotrófica	<i>Gephyrocapsa</i> diminuta	—	—

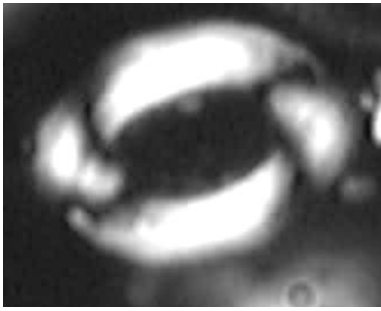
Género *Reticulofenestra* Hay, Mohler & Wade 1966

Placolitos con dos escudos de diferente diámetro que tienen forma elíptica, con abertura central y una placa basal reticulada. El escudo distal presenta elementos radiales y mayor tamaño que el proximal, que presenta elementos tabulares. Presentan collar con elementos imbricados en ciclos.



Incluye especies tanto eutróficas como mesotróficas, y tolerantes a cambios rápidos en las condiciones ambientales tanto de temperatura, como de nutrientes y salinidad.

Especie ***Reticulofenestra pseudoumbilicus*** Gartner 1967



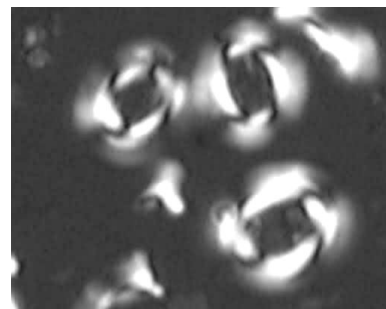
Placolito cóncavo-convexo con tamaños $>5\mu\text{m}$, posee escudos elípticos de excentricidad alta a moderada birrefringentes bajo luz polarizada, collar fuertemente birrefringente que rodea la abertura central y una placa central reticulada que se extiende desde el escudo proximal, y generalmente está disuelta. El área

central ocupa aproximadamente las dos terceras partes del total del placolito.

Se reconoce *R. pseudoumbilicus* “*sensu stricto*” sólo a ejemplares con tamaños $>7\mu\text{m}$ (Río *et al.*, 1990; Fornaciari *et al.*, 1996; Young *et al.*, 1998) debido a su significado bioestratigráfico y paleoceanográfico, porque se ausentan del registro (paracme) durante el Mioceno tardío y las causas de su extinción durante el Plioceno temprano son materia de estudio (Gibbs *et al.*, 2005). Flores *et al.*, (2005) asocian las reticulofenestras $>5\mu\text{m}$ con condiciones eutróficas y aguas frías, aunque Lohmann & Carlson (1981) señalan que es indicadora de altos niveles de nutrientes pero no tiene preferencia por temperaturas específicas del agua. Gibbs *et al.* (2005) la describen como altamente sensible a cambios rápidos en la selección biológica o ambiental.

Especie ***Reticulofenestra minutula*** Gartner 1967

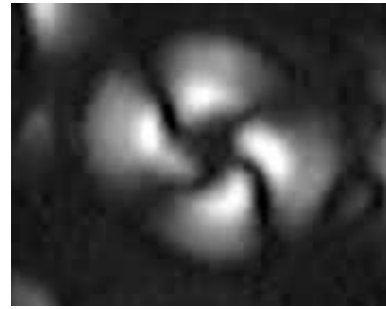
Placolito con tamaño comprendido entre 3 y 5 μm . El escudo distal está conformado por un solo ciclo de elementos, el proximal posee placa central reticulada que puede estar disuelta, y un collar rodeando la abertura central. Ésta ocupa entre una y dos terceras partes del área total del placolito. Especie estratega de la *r* y característica de ambientes eutróficos (Pujos, 1987; Young, 1994; Carter *et al.*,



1999; Marino *et al.*, 2008).

Especie *Reticulofenestra minuta* Roth 1970

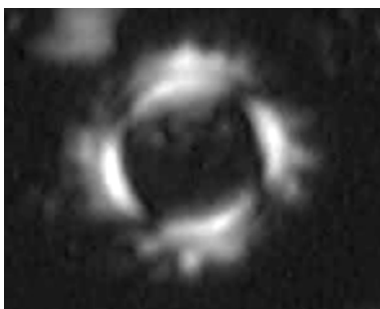
Placolito con tamaño inferior a $3\mu\text{m}$, constituido por dos escudos cóncavo convexos que se caracterizan por poseer un solo ciclo de elementos tabulares imbricados, el área central es abierta y ocupa entre la mitad y la tercera parte de la superficie total.



En general esta especie hace parte de asociaciones de ambiente oceánico proximal y es oportunista (estratega de la *r*) (Haq, 1980). Las fluctuaciones en sus abundancias relativas han sido relacionadas con cambios en la disponibilidad de nutrientes (Gartner *et al.*, 1983), y se ha planteado que sus eclosiones indican condiciones cálidas y oligotróficas (Hallock, 1987; Beaufort & Aubry, 1992; Ćorić & Rögl, 2004), pero diferentes investigaciones han confirmado esta especie como característica de ambientes eutróficos (Aubry, 1992; Wells & Okada, 1997; Flores *et al.*, 1995, 1997; Bollman *et al.*, 1998; Kameo, 2002; entre otros), y tolerante a condiciones hiper e hiposalinas en regiones de alta productividad y que sus eclosiones responden al estrés ambiental originado por cambios rápidos en el ecosistema (Wade & Bown, 2006).

Género *Pseudoemiliana* Gartner 1969

Especie *Pseudoemiliana lacunosa* Kamptner 1963



Placolitos cóncavo-convexos de forma circular a elíptico con baja excentricidad. El escudo distal presenta perforaciones entre los elementos que permiten diferenciar claramente esta especie de los demás reticulofenéstidos, puesto que bajo luz polarizada el borde exterior presenta una figura similar a un peine.

En el escudo proximal los elementos están unidos por suturas normales. El área central ocupa la mitad a dos terceras partes del placolito y está rodeada por un collar fuertemente birrefringente.

La ecología de *P. lacunosa* ha asociado con condiciones eutróficas por pertenecer al grupo de los placolitos (Young, 1994; Negri *et al.*, 2003; Maiorano *et al.*, 2008). Flores *et al.*, (1995) encuentran que en el EEP (ODP Sites 849 y 852) esta especie presenta una tendencia similar a la de *C. pelagicus* y asumen que está relacionada con condiciones oceanográficas más frías que se desarrollaron después de 3.30 Ma; Lancis (1998) ha relacionado su aparición y abundancia con periodos de clima más frío en las cuencas; Gibbs *et al.*, (2005) la asocian con condiciones frías y eutróficas; y Marino *et al.*, (2008) encuentran este taxón en proporciones muy abundantes durante estadios glaciares del Pleistoceno en el Atlántico Norte y la asocian a condiciones eutróficas y de aguas frías.

Con base en lo anterior, en este trabajo *P. lacunosa* se correlaciona con intervalos predominantemente fríos y altas productividades.

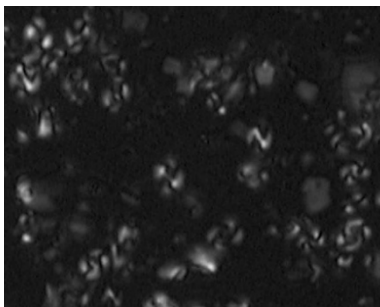
Género *Gephyrocapsa* Kamptner 1943

Placolitos elípticos con tamaños generalmente menores a ocho micras ($<8\mu\text{m}$), cuya área central presenta un puente, cuyo ángulo en relación con el eje mayor y/o el eje menor, así como su tamaño, las dimensiones del área central y ocasionalmente los ornamentos alrededor de ésta, sirven para separar las diferentes especies.



Grupo "small" *Gephyrocapsa*

Especie *Gephyrocapsa sinuosa* Hay & Beaudry 1973



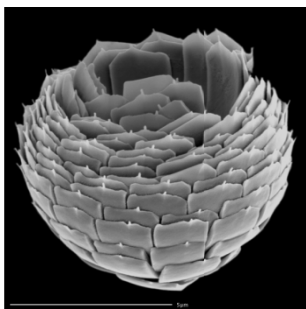
En este grupo se encuentran incluidas todas las especies menores de tres micras ($<3\mu\text{m}$), según lo descrito previamente en la descripción del género. Tanto *G. margerelli* como *G. sinuosa* son las primeras representantes de este género, cuyo primer registro (Lowest Occurrence – LO) se ha datado en

aproximadamente 4.13 Ma (Young *et al.*, 1998).

El grupo “small” *Gephyrocapsa* comprende especies oportunistas de la ZFS (Gartner *et al.*, 1987; Gartner, 1988; Okada & Wells, 1997), que indican condiciones eutróficas (Gartner *et al.*, 1987; Gartner, 1988; Takahashi & Okada, 2000; Kameo, 2002; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004; Maiorano *et al.*, 2009), en aguas someras de zonas de upwelling (Gartner, 1988; Okada & Wells, 1997; Takahashi & Okada, 2000).

Grupo de los **Nanolitos e *incertae sedis*** Young & Bown 1997

Género ***Florisphaera*** Okada & Honjo 1973

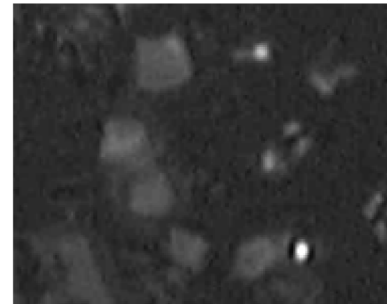


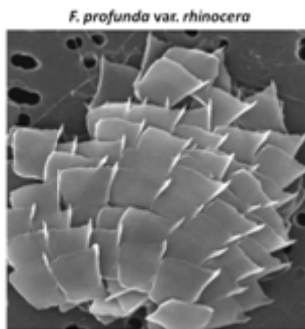
Tomada de <http://nannotax.org/>

Placas cóncavo-convexas ligeramente curvadas y con un leve estrechamiento hacia la base. Las cocosferas tienen forma de alcachofa, con una amplia apertura apical. El eje C es paralelo al eje mayor de la placa, pero su birrefringencia es baja debido a su pequeño tamaño. Una estructura en forma de espina en la base de algunos especímenes puede indicar una segunda unidad cristalina (Young *et al.*, 2003).

Especie ***Florisphaera profunda*** Okada & Honjo 1973

Se han identificado diferentes morfotipos que incluyen estrías, incisiones, o espinas, y se reconocen tres (3) variedades: *F. profunda* var. *profunda*, *F. profunda* var. *elongata* y *F. profunda* var. *rhinocera* (Quinn *et al.*, 2005). El parámetro de diferenciación entre estas especies es la forma de la terminación apical y el tamaño de las placas. La terminación apical de *F. profunda* var. *profunda* es recta o en zigzag y el tamaño de las placas varía entre 1.5 y 4µm; en *F. profunda*, var. *elongata* la terminación apical es redondeada o posee una punta con ángulo obtuso y las placas tienen tamaños entre 4-6µm y su longitud puede ser el doble del ancho; las placas de *F. profunda*, var. *rhinocera* tienen forma rómbica similar a la vela de un barco, son planas a moderadamente convexas, rectas a ligeramente curvadas, y poseen una espina aguda de longitud variable en el borde dextral anterior (foto).





Tomada de Quinn *et al.*, 2005

La abundancia relativa de esta especie se anti-correlaciona con la productividad primaria (Molfino & McIntyre, 1990a, b; Castradori, 1993; Knappertsbusch, 1993; Jordan *et al.*, 1996; McIntyre & Molfino, 1996; Beaufort *et al.*, 1997, 2001; Broerse *et al.*, 2000; Flores *et al.*, 2000; Henriksson, 2000; Kinkel *et al.*, 2000; Ziveri & Thunell, 2000; Cortés *et al.*, 2001; Haidar & Thierstein, 2001; Sprovieri *et al.*, 2003;

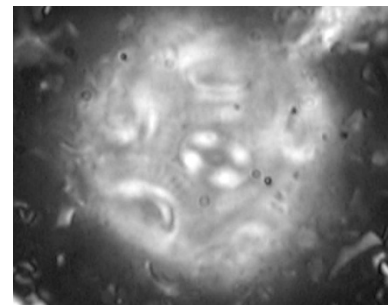
Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004; Di Stefano & Incarbona, 2004; Incarbona *et al.*, 2008).

F. profunda parece adaptarse a condiciones de baja disponibilidad de luz y altas concentraciones de nutrientes (Jordan *et al.*, 1992; Brand, 1994; Cortés *et al.*, 2001), dominando la asociación de cocolitóforos en la Zona Fótica Inferior (ZFI) localizada en profundidades superiores a 100 m, durante todo el año en la parte central de los giros oligotróficos subtropicales (Cortés *et al.*, 2001; Haidar & Thierstein, 2001). Es útil como herramienta de reconstrucción paleoceanográfica, y se emplea para determinar los cambios en la posición de la nutri/termoclina (Molfino & McIntyre, 1990a, b; McIntyre & Molfino, 1996; Flores *et al.*, 2000; Henriksson, 2000, Kinkel *et al.*, 2000; López-Otálvaro *et al.*, 2009), turbidez de la parte superior de la columna de agua (Ahagon *et al.*, 1993) y productividad primaria (Beaufort *et al.*, 1997; 2001).

Orden **COCCOLITHALES** Schwarz 1932

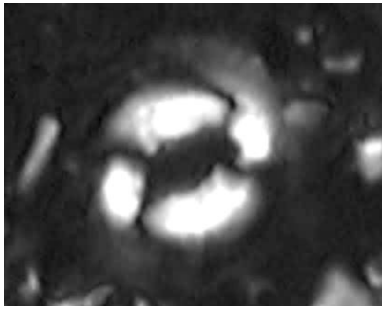
Familia **COCCOLITHACEAE** Poche 1913 emend. Young & Bown 1997

Esta familia incluye placolitos elípticos a semicirculares con dos escudos de diferente tamaño. El escudo distal tiene mayor tamaño, está constituido por elementos petaloides dispuestos radialmente y bajo luz polarizada presenta baja birrefringencia. El escudo proximal está conformado por dos ciclos de elementos en algunos



géneros (*Coccolithus*, *Cyclicargolithus*, *Chiasmolithus*, *Cruciplacolithus*, *Ericsonia*) mientras en otros posee un solo ciclo (*Calcidiscus*, *Ciclagelosphaera*, *Markalius*), presenta menor tamaño, y es fuertemente birrefringente.

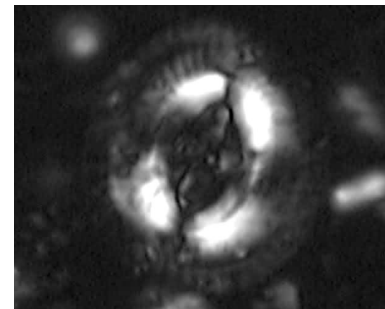
Género ***Coccolithus*** Schwarz 1894



Placolitos elípticos a subcirculares que presentan la típica estructura de los escudos de la familia Coccolithaceae, con unidades V que forman el escudo distal y unidades R que forman el escudo proximal y el anillo superior del área central. El área central puede presentar un puente, una cruz o estar abierta. En su observación bajo microscopio petrográfico con nícoles cruzados, el escudo distal permanece oscurecido mientras el proximal aparece brillante (Hay *et al.*, 1966) y su figura de interferencia presenta forma de cruz gamada.

Especie ***Coccolithus pelagicus*** (Wallich 1877) Schiller 1930

Placolitos cóncavo convexos con forma elíptica de excentricidad variable, con escudo distal de mayor tamaño que el proximal unidos por un tubo central, y área central abierta o atravesada por un puente o una cruz (*C. pelagicus* var. *tenuiforatus* – foto). Es una de las especies capaces de formar cocolitos de mayor tamaño y robustez (8–16 μm), motivos por los cuales presentan una buena preservación en el registro (Cachão & Moita, 2000). Adicionalmente, se considera la especie cocolitoforal más importante en relación con el aporte de calcita a los sedimentos (Broerse *et al.*, 2000; Ziveri & Thunell, 2000).



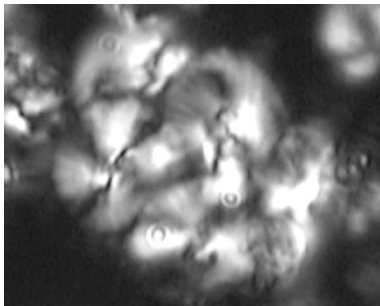
Geisen *et al.*, (2002) diferenció dos subespecies con base en el tamaño y en la respuesta a diferentes condiciones ambientales: *C. pelagicus* subsp. *pelagicus* y *C. pelagicus* subsp. *braarudii*. Más recientemente Parente *et al.*, (2004) diferenciaron una tercera subespecie, complementando el trabajo de Geisen *et al.*, (2002). *C. pelagicus* subsp. *pelagicus* corresponde a las formas de menor tamaño (6-10 μm) que habitan la región subártica del Atlántico norte (Baumann, 1995); *C. pelagicus* subsp. *braarudii* son las formas de tamaño intermedio (10-13 μm) que responde a condiciones más templadas y regiones de upwelling, y *C. pelagicus* subsp. *azorinus* que son las formas de mayor tamaño (14-16 μm) indica la influencia de masas de agua transportadas por la

corriente de las Azores (giro subtropical del Atlántico Norte) (Parente *et al.*, 2004), esta especie es considerada estratega de la *r*.

En este trabajo no se ha diferenciado a nivel de subespecies, aunque sí se ha tenido en cuenta el tamaño de los especímenes, que en promedio alcanza hasta ~12µm.

Familia **CALCIDISCACEAE** Young & Bown 1997

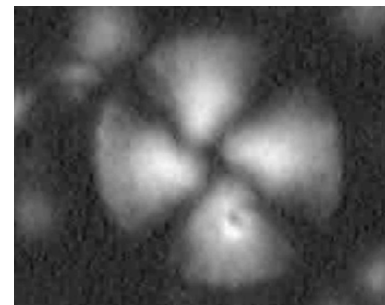
Género ***Calcidiscus*** Kamptner 1950



Placolitos circulares a subcirculares con dos escudos. Las suturas del escudo distal muestran generalmente curvatura levógira. El escudo proximal está formado por una capa de elementos con suturas subradiales. El tubo que une los escudos es débil, por lo que es común encontrar los escudos separados.

Especie ***Calcidiscus leptoporus*** (Murray & Blackman 1898) Loeblich & Tappan 1978

Placolito circular a subcircular, cóncavo convexo, con dos escudos y área central abierta a partir de la cual nacen las suturas radiales que ornamentan el escudo distal y que llegan hasta su borde exterior. Las placas que conforman cada escudo tienen forma petaloide y tanto las suturas como el sentido de la imbricación es sinistral (Lancis, 1998). Bajo nícoles paralelos presenta bajo relieve, mientras en cruzados los escudos se iluminan con baja birrefringencia y figura de interferencia tiene forma cruz simétrica. Su tamaño máximo es 11 µm.



Existen cuatro (4) taxones, considerados morfotipos (Klejine, 1993; Knappertsbusch *et al.*, 1997), subespecies (Geisen *et al.*, 2002) o especies (Sáez *et al.*, 2003; Young *et al.*, 2003; Quinn *et al.*, 2004). Ellos son *Calcidiscus leptoporus* pequeño, con tamaños entre 3–5µm; *C. leptoporus* intermedio: 5–8µm; *Calcidiscus quadriperforatus*: 7–11µm y *Calcidiscus macintyreii*: >11µm. Las diferencias son principalmente las distintas fases de los holococolitos en los ejemplares grandes e intermedios (Steel, 2001; Geisen *et al.*,

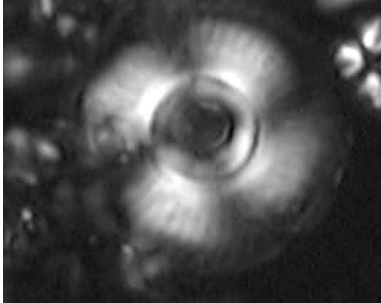
2002; Quinn *et al.*, 2003, 2004) y las oscuras suturas en el escudo distal alrededor del área central que se reconocen únicamente en *C. quadriperforatus* (Knappertsbusch *et al.*, 1997; Baumann & Sprengel, 2000).

C. leptoporus es una especie cosmopolita, posee un rango de tolerancia térmica que fluctúa entre 2°-29°C (McIntyre & Bé, 1967), y algunos investigadores señalan que las células más grandes están restringidas a latitudes subtropicales y tropicales (McIntyre *et al.*, 1970; Knappertsbusch, 1990; Kleijne, 1993; Knappertsbusch *et al.*, 1997), tolerancia a turbidez moderada (Ziveri, 1995a, b) y se le ha definido como estrategia de la *r* en condiciones oligotróficas (Lancis, 1998). Knappertsbusch *et al.*, (1997) plantearon que los morfotipos más grandes tienen preferencia por aguas cálidas, pero en experimentos de cultivo Renaud & Klaas (2001) encontraron que *C. leptoporus* responde a la dinámica estacional, con presencia de las células grandes sólo durante el invierno, y de las formas intermedias durante todo el año con picos al final de la primavera, que interpretaron no sólo está relacionado con la temperatura del agua sino como un comportamiento controlado por las interacciones entre la comunidad planctónica. Hagino & Okada (2006) proponen que las formas pequeñas presentan afinidad con condiciones eutróficas, mientras las formas intermedias tamaño están limitadas por la presencia de nutrientes y están adaptadas a aguas fértiles en el Pacífico ecuatorial actual. Beaufort & Heussner (2001) proponen una dependencia estacional de las variaciones en la termonutriclina; Renaud *et al.*, (2002) plantean que las formas intermedias prefieren bajas temperaturas y bajo contenido de nitratos, las grandes son oportunistas, requieren aguas más cálidas y alta disponibilidad de nutrientes, mientras las formas pequeñas dependen de la respuesta de los morfotipos intermedios y grandes y posiblemente requieren aguas más frías y con alto contenido de nutrientes; y Quinn *et al.*, (2004) sugieren que las formas grandes prefieren aguas más cálidas y con mayor productividad y las formas intermedias tienen preferencia por aguas más frías y pobres en nutrientes.

Criterio de clasificación taxonómica: Los tamaños son un criterio de reconocimiento práctico que hemos empleado en este trabajo para la diferenciación taxonómica de este género, para el que sólo hemos diferenciado los taxones mayores y menores de 11µm (*C. macintyreii* y *C. leptoporus*, respectivamente) (Raffi *et al.*, 1995; Fornaciari *et*

al., 1996; Marino & Flores, 2002), y con fines paleoceanográficos se agrupan como *Calcidiscus* spp.

Especie *Calcidiscus macintyrei* Bukry & Bramlette 1969

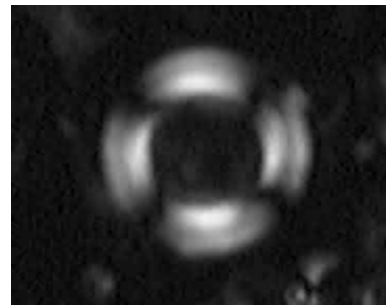


Presenta características morfológicas similares a *C. leptoporus*, del que se diferencia por tener un tamaño siempre superior a 11 μm , y un mayor número de placas de carbonato en sus escudos. Las características ópticas también coinciden con las definidas para *C. leptoporus*.

Igualmente presenta afinidades ecológicas con *C. leptoporus*, y se observa principalmente en latitudes bajas y medias. Flores & Marino (2002) lo encuentran en latitudes altas del sur pero sólo en perforaciones en las que el contenido de carbonato de calcio es alto, lo que sugiere fuertes restricciones ecológicas para esta especie.

Género *Umbilicosphaera* Lohmann 1902

Placolitos circulares a elípticos con estructura similar a *Calcidiscus*, pero con área central abierta y escudos con curvatura menos acusada a planos. Los elementos del escudo distal muestran habitualmente complejas suturas dobladas. El escudo proximal puede ser monocíclico (*Umbilicosphaera sibogae*, *Umbilicosphaera jafarii*) o bícíclico (*Umbilicosphaera foliosa*, *Umbilicosphaera hulburtiana*).



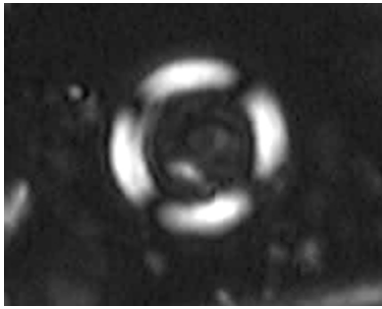
Este género se considera de aguas cálidas (McIntyre & Be, 1967; McIntyre *et al.*, 1970; Okada & Honjo, 1973; Bukry, 1978; Gartner *et al.*, 1979; Kleijne, 1993; Winter *et al.*, 1994; Flores *et al.*, 1997).

Criterio de clasificación taxonómica: *Umbilicosphaera* se considera sinónimo de *Geminilithella*, pero pertenecen a rangos estratigráficos diferentes. En desarrollo de este trabajo hemos observado que bajo nícoles cruzados, los escudos y el collar de

Algas Cocolitoformales, Cocolitos y Nanofósiles Calcáreos

Umbilicosphaera (*Umbilicosphaera sibogae*, *Umbilicosphaera jafari*) aparecen brillantes a levemente opacos, mientras en *Geminilithella* (*G. rotula*) los escudos aparecen opacos, casi traslúcidos, y el collar brillante, y posee figura de extinción en forma de cruz simétrica.

Especie ***Umbilicosphaera sibogae*** (Weber-van Bosse 1901) Gaarder 1971



Placolito circular con abertura central relativamente grande, que ocupa aproximadamente tres cuartas partes del área total del placolito. El escudo distal está conformado por elementos tabulares imbricados y el escudo proximal es monocíclico plano y más amplio que el distal. Su rango de tamaños varía entre 3 y 7

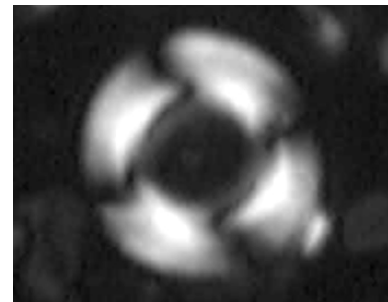
µm.

Esta especie ha sido registrada en todos los océanos, tolera rangos de temperatura entre 18 y 24°C (McIntyre & Bé, 1967; Okada & McIntyre, 1979) y ambientes con fertilidad media a alta (Roth & Berger, 1975). Giraudeau (1992) la considera indicadora de oligotrofia, y Wells & Okada (1996) plantean que se trata de una especie tropical. Geitzenauer *et al.* (1977); Roth & Berger (1975), Roth & Colbourn (1982) y Dmitrenko (1985) la asocian a aguas cálidas y salinidad alta.

Especie ***Umbilicosphaera jafari*** Müller 1974

(Sin. ***Geminilithella jafari*** Backman, 1980)

Placolito circular con escudos de tamaño aproximadamente igual. El escudo distal es plano o ligeramente curvado, con aproximadamente 28 elementos que se doblan en ángulo recto en el borde de la abertura central. Bajo nícoles cruzados presenta birrefringencia de bajo grado.



U. jafarii es considerada como tolerante a elevadas SST y/o bajas concentraciones de nutrientes (Okada & Honjo, 1973; Haq, 1980; Winter *et al.*, 1994). Lancis (1998) la

incluye dentro del género *Geminilithella*, coincide en que es una especie de aguas cálidas y la relaciona con elevadas salinidades.

Género: ***Geminilithella*** Backman 1980



Placolitos circulares constituidos por dos escudos planos de tamaño aproximadamente igual y conectados a través de un tubo central cuya abertura es amplia y está rodeada de un anillo o collar. Los elementos que conforman los escudos son generalmente tabulares y están distribuidos

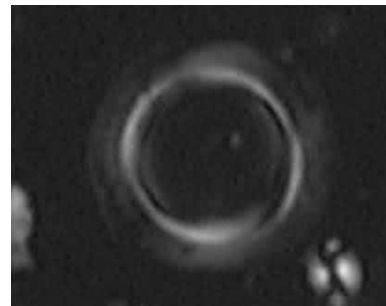
radialmente o presentan disposición ligeramente curvada.

Este género se considera afín a *Umbilicosphaera* spp. (Backman, 1980; Janin, 1987; Lancis, 1998). En este trabajo consideramos que la diferencia entre los dos géneros radica en la birrefringencia de los escudos, que en *Geminilithella* es muy baja.

Especie: ***Geminilithella rotula*** (Kamptner 1948) Backman 1980

(Sin. *Umbilicosphaera rotula* Kamptner 1956)

Placolitos con amplia área central y collar estrecho y escudos de igual diámetro. El escudo distal es levemente cóncavo y está formado por elementos superficialmente imbricados, dando como resultado un complejo patrón de suturas. El escudo proximal consiste de un solo ciclo de elementos no imbricados



con suturas aproximadamente radiales, y más bien plano excepto por un collar en su cara interna. El tubo que une los escudos se encuentra bien desarrollado.

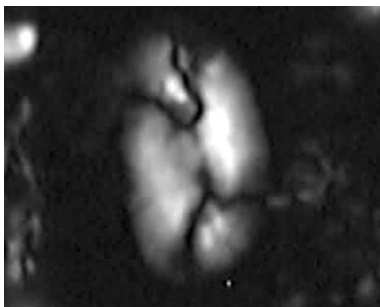
Lancis (1998) argumenta que la distribución de esta especie está asociada a otras claramente termófilas (que soportan elevados rangos de temperatura) y que soporta incrementos moderados en la salinidad.

Orden **ZYGODISCALES** Young & Bown 1997

Familia **HELICOSPHAERACEAE** Black 1971

Las cocosferas son elipsoidales con una amplia apertura flagelar. Los cocolitos se disponen en espiral alrededor de la cocosfera. Esta familia se caracteriza porque los placolitos tienen forma de elipsoide asimétrico, presentando en el borde exterior (Unidades V) de los cocolitos una modificación a manera de flanco helicoidal con terminación en forma de ala o espina. Las unidades R forman una placa basal y se extienden para formar una red de elementos pequeños (Young *et al.*, 2004). El área central puede estar cerrada, abierta sin estructuras, o abierta y con barras unidas o separadas del escudo.

Género *Helicosphaera* Kamptner 1954

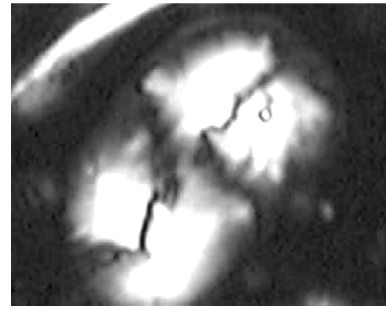


Sus cocolitos presentan la típica estructura de flanco. Las especies pertenecientes a este género se han diferenciado mediante las características del área central (Perch-Nielsen, 1985), si es abierta o cerrada con perforaciones pequeñas o con poros, si presenta puente, su ángulo y orientación, la presencia o ausencia, tamaño y forma del flanco terminal, o detalles de la estructura del puente.

Este género ha sido registrado como indicador de aguas cálidas (Gard, 1989; Wells & Okada, 1997; Hiramatsu & De Deckker, 1997) y exhibe una amplia distribución aunque la mayoría de las veces muy bajas abundancias. Sin embargo, son especies fuertemente calcificadas y muy importantes respecto a la producción de carbonatos cocolitoforal. Su contenido de carbonato es de importancia regional en el Atlántico sur central y ecuatorial, y presenta contribuciones altas a medias en la sedimentación de carbonatos en regiones de upwelling, mientras en los giros subtropicales el aporte es mínimo (Baumann *et al.*, 2004).

Especie *Helicosphaera carteri* (Wallich 1877) Kamptner 1954

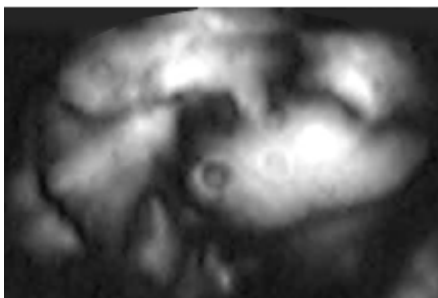
Estos placolitos presentan la típica forma de flanco helicoidal, y son simétrica o asimétricamente elípticos, con tamaños que varían entre 5-25 μ m. El escudo proximal puede poseer sólo una sutura central o también dos perforaciones circulares o alargadas orientadas en forma paralela al eje mayor del área



central. La superficie distal es altamente birrefringente bajo luz polarizada, excepto para la parte final del ala.

Esta especie tiene preferencia por aguas cálidas (Gard & Backman, 1990; Haidar & Thierstein, 1997; Marino *et al.*, 2009) con rangos de temperatura que varían entre 5 y 30°C (Flores *et al.*, 2005), y altas intensidades de luz (Haidar & Thierstein, 1997). Se asocia con rápidos descensos en la salinidad (Pujos, 1992; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004) o con altas salinidades (Flores *et al.*, 2005; Wade & Bown, 2006), regiones de alta productividad como zonas upwelling (Estrada, 1978; Giraudeau, 1992; Flores *et al.*, 1999) así como también a turbulencia moderada (Roth & Berger, 1975; Pujos, 1992; Giraudeau & Rogers, 1994; Flores *et al.*, 1995; Negri & Villa, 2000; Flores *et al.*, 2005; Wade & Bown, 2006).

Especie *Helicosphaera sellii* Bukry & Bramlette 1969



Son helicolitos de tamaño medio a pequeño y simétricamente elípticos. El ala es corta y termina gradualmente (Theodoridis, 1984). Distalmente presenta dos aperturas grandes separadas por un puente que se orienta más o menos paralelo al eje menor. Proximalmente un puente transversal separa las dos perforaciones (Perch-Nielsen, 1985). Si bien es cierto el género *Helicosphaera* ha sido relacionado con especies más cálidas, *H. sellii* está relacionada con latitudes altas (Bukry, 1972) y sería indicadora de temperaturas más frías (Lancis, 1998).

Familia **PONTOSPHAERACEAE** Lemmermann 1908

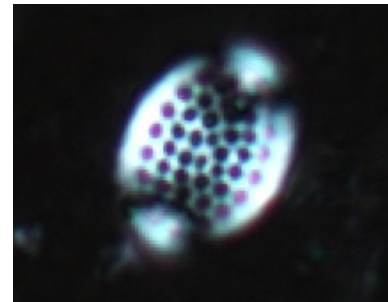
Género ***Pontosphaera*** Lohmann 1902

Las especies pertenecientes a este género poseen una placa central grande, cuyo borde consiste en un muro con dos ciclos de elementos que tienen arreglo radial en la zona proximal, y concéntrico en la zona distal (Perch-Nielsen, 1985). En este género el muro es bajo a moderadamente alto con área central abierta o completamente cubierta, con muchas o pocas perforaciones y/o depresiones. La definición de las especies pertenecientes a este género depende de las combinaciones de estos elementos estructurales.

Melinte (2005) propone que este género es indicador de ambientes marinos estables con muy pocas fluctuaciones en la salinidad.

Especie ***Pontosphaera multipora*** Kamptner 1948

Placolito de tamaño mediano, ampliamente elíptico, cuya placa basal posee uno a tres anillos de poros, que entre 10-44 poros ordenados de forma elíptica más o menos paralela con el borde externo o muro, el cual se eleva cónicamente hacia afuera y no posee perforaciones.



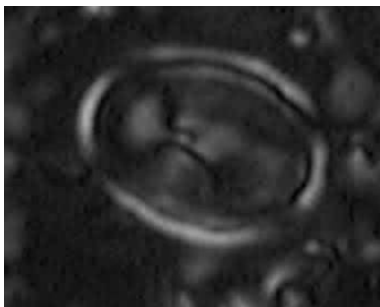
Esta especie está descrita como de ambiente de plataforma y menos común en océano abierto (Perch-Nielsen, 1985), así como característica de aguas cálidas (McIntyre & Bé, 1967; McIntyre *et al.*, 1970; Okada & Honjo, 1973; Bukry, 1978; Gartner *et al.*, 1979; Kleijne, 1993; Winter *et al.*, 1994; Hiramatsu & De Deckker, 1997; Böeckel & Baumann, 2004).

Orden **SYRACOSPHAERALES** Hay 1977 emend. Young *et al.*, 2003

Familia **SYRACOSPHAERACEAE** (Lohmann 1902). Lemmermann 1903

Las cocosferas se presentan monomórficas o dimórficas con holococolitos y/o heterococolitos en diferentes estadios de su ciclo de vida. En los heterococolitos puede haber una o dos capas de cocolitos, endoteca y exoteca. Los cocolitos que conforman la endoteca son murolitos con un ciclo de elementos tabulares en un área central bien desarrollada hacia el borde externo, mientras hacia el interior es variable. A los cocolitos con esta estructura se les denomina caneolitos. Los cocolitos que constituyen la exoteca son mucho más variables e incluyen planolitos, murolitos y estructuras en forma de cúpula. A los planolitos se les denomina cirtolitos (Young *et al.*, 2003).

Género ***Syracosphaera*** Lohmann 1902



Cocosferas usualmente ditecadas. Los cocolitos de la exoteca son altamente variables, mientras los que constituyen la endoteca son murolitos con 1, 2 ó 3 flancos. Las formas con dos flancos usualmente son placolitos, diferenciados como cocolitos que hacen parte del cuerpo, cocolitos circum-flagelares y cocolitos antapicales. Este género se considera indicador de aguas cálidas (Gard, 1989; Wells & Okada, 1997; Hiramatsu & De Deckker, 1997; Flores *et al.*, 2005)

Especie ***Syracosphaera pulchra*** Lohmann 1902

Sus cocosferas son polimórficas y poseen cocolitos exotécales, del cuerpo, y circum-flagelares, que tienen tres tipos de unidades cristalinas (Inouye & Pienaar, 1988; Young *et al.*, 2003). La estructura central es compleja y posee elementos tabulares separados del borde (Thierstein & Young, 2004).



Esta es la especie más significativa del género, se presenta en todos los océanos (Okada & Honjo, 1973; Okada & McIntyre, 1977; Winter *et al.*, 1994), con una

Algas Cocolitoformales, Cocolitos y Nanofósiles Calcáreos

distribución geográfica que alcanza regiones subpolares, con máximas abundancias en regiones oligotróficas subtropicales (Ziveri *et al.*, 2004). Böeckel & Baumann (2008), registran esta especie como un componente significativo de las asociaciones del giro subtropical del Atlántico sur. Colmenero-Hidalgo *et al.*, (2004) consideran que su abundancia está controlada por descensos en la salinidad y alta turbidez.

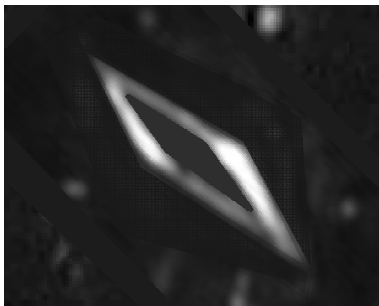
Familia **CALCIOSOLENIACEAE** Kamptner 1927

Murolitos sin flanco, usualmente denominados escafolitos (rombos), con borde estrecho, y área central tabulada sin estructura axial. El escudo está formado predominantemente por unidades V, con pequeñas unidades R en el margen interno. El área central posee un solo ciclo con elementos tabulares enfrentados desde los lados opuestos del cocolito, formando barras transversales (Manton & Oates, 1985; Young *et al.*, 2003).

Género ***Calciosolenia*** Gran 1912 emend. Young *et al.*, 2003

Cocosfera con murolitos rómbicos, monomórficos o dimórficos, cuya área central está conformada por elementos tabulares y el muro es angosto.

Especie ***Calciosolenia murrayi*** Gran 1912



Cocosfera dimórfica, amplia, que se adelgaza en los extremos donde se presentan elementos tabulares alargados hacia la espina central. Los elementos tabulares no son regulares y regularmente se intercalan en una capa continua.

Se caracteriza por pertenecer a asociaciones de aguas cálidas y oligotróficas superficiales (Winter *et al.*, 1994; Ziveri *et al.*, 1995a, b, 2004; Hiramatsu & De Deckker, 1997; Böeckel & Baumann, 2004; Gibbs *et al.*, 2004; Saavedra-Pellitero *et al.*, 2010; Palumbo *et al.*, 2013), de latitudes tropicales y subtropicales del Atlántico Norte y Pacífico (Okada & McIntyre, 1977), con mayores abundancias durante los interglaciares (Maiorano *et al.*, 2013).

Familia **RHABDOSPHERACEAE** Haeckel 1894

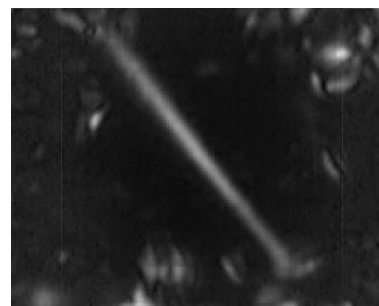
Esta familia incluye géneros con una estructura central cuya base está constituida por uno o dos escudos que circundan un área central que posee uno o varios ciclos de elementos, las pueden aparecer de manera separada en el material fósil (Perch-Nielsen, 1985).

Género ***Rhabdosphaera*** Haeckel 1894

Cocosfera (ditecada?), conformada por dos tipos de cocolitos diferentes: planolitos con espina hacia la parte interior (endotenciales) y sin espina hacia la parte exterior (exotenciales). El ciclo de elementos radiales está ausente y un ciclo laminar llena el área central y forma la espina (Young *et al.*, 2003; Cros & Fortuño, 2002).

Especie ***Rhabdosphaera clavigera*** Murray & Blackman 1898

Los rhabdolitos de la endoteca tienen una espina robusta, formada por cinco conjuntos de elementos dispuestos en espiral dextrógira que termina en estructura pentámera. La base de los cocolitos es elíptica. El eje menor de los cocolitos exotenciales (sin espina) es levemente más corto que el de los cocolitos endotenciales.

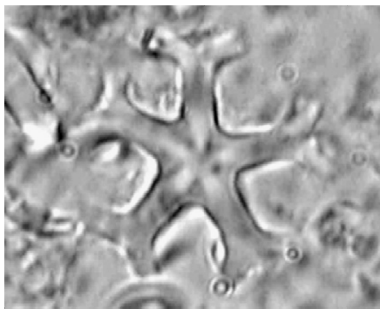


Se emplea como indicadora de aguas superficiales cálidas y oligotróficas (Roth, 1994; Flores *et al.*, 2005; Palumbo *et al.*, 2013), así como de altas salinidades y aguas más estratificadas (Amore *et al.*, 2012). Maiorano *et al.*, (2013) señalan incrementos durante estadios glaciales en el mar Jónico. De acuerdo con McIntyre (1967), esta especie se encuentra en aguas subtropicales y transicionales y está presente en perforaciones del Caribe (Boudreaux & Hay, 1969). Habita la ZFS y media (0-80 m) de los giros oceánicos (Okada & Honjo, 1973; Geitznauer *et al.*, 1977; Okada & McIntyre, 1979; Jordan *et al.*, 1996; Böeckel & Baumann, 2008)

Familia **DISCOASTERACEAE** Tan 1927

Esta familia incluye nanofósiles calcáreos con forma de roseta, cesta o de estrella, que son útiles como primer rasgo diagnóstico de esta familia, el segundo son la cantidad de radios o segmentos, y el tercero las características particulares tanto de los radios y segmentos como del área central.

Género ***Discoaster*** Tan 1927

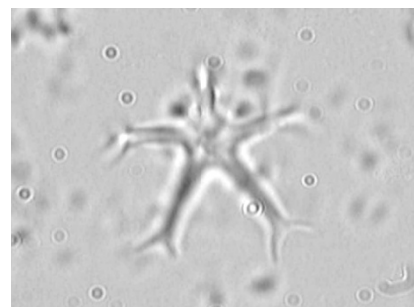


A este género pertenecen las especies que poseen formas de roseta o de estrella (asterolitos) cóncavo-convexas en mayor o menor grado, con segmentos o radios que se arreglan alrededor del área central la cual en algunos casos posee un botón más o menos elevado. En microscopio de luz polarizada se observan

bien bajo nícoles paralelos, pero la mayoría de las especies no es birrefringente lo que dificulta su reconocimiento bajo nícoles X. Los últimos representantes de este género se extinguieron gradualmente a lo largo del Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano. Debido a su preferencia ecológica por aguas cálidas, en este trabajo, todos los representantes de este género se han incluido en la definición *Discoaster* spp.

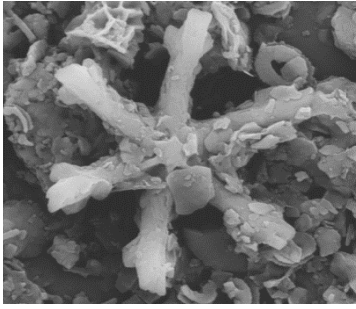
Especie ***Discoaster pentaradiatus*** Tan 1927 emend. Bramlette & Riedel 1954

Asterolito pentarradiado simétrico, cuyos radios levemente arqueados terminan en puntas agudas que presentan una delicada bifurcación, que puede o no conservarse dependiendo de la preservación. Presenta un botón pequeño en el área central que presenta una figura de estrella con las puntas



dirigidas hacia las áreas interradales. Ocasionalmente los radios son birrefringentes bajo luz polarizada, lo que facilita su identificación. El diámetro de este asterolito fluctúa entre 9-12µm. Se ha identificado como especie de aguas cálidas (Milow, 1971; Bukry, 1974, 1978; 1981; Driever, 1981).

Especie ***Discoaster surculus*** Martini & Bramlette 1963

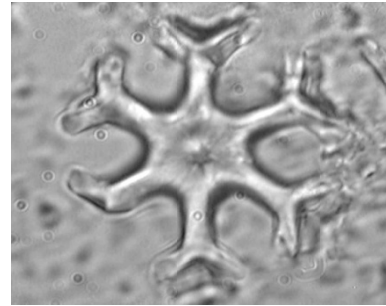


Asterolito simétrico que típicamente posee seis radios gruesos de lados paralelos con bifurcaciones entre las cuales sobresale una protuberancia similar a una uña que está fuera del plano del discoaster. Su tamaño oscila entre 12-22 μ m.

Alcanza posiciones latitudinales más altas, aguas menos cálidas y con mayor productividad que las de *D. brouweri* (Chepstow-Lusty *et al.*, 1989).

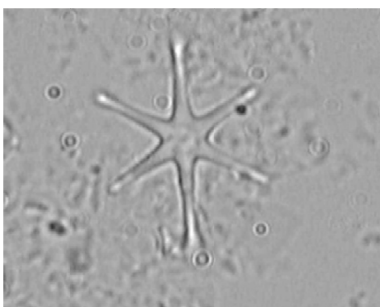
Especie ***Discoaster variabilis*** Martini & Bramlette 1963

Asterolito levemente cóncavo-convexo de tamaño mediano a grande, que posee típicamente 6 radios simétricos gruesos de lados paralelos con bifurcación amplia. Ocasionalmente pueden presentar 5, 4 ó 3 radios. En el lado convexo el área central tiene un botón con estrella cuyos extremos apuntan hacia las áreas interradales del discoaster.



Gibbs *et al.*, (2004) lo relacionan con cambios sutiles en las temperaturas del agua hacia condiciones más frías que los demás asterolitos, mientras Flores *et al.*, (2005) determinan que esta especie tiene preferencia por condiciones cálidas y oligotróficas.

Especie ***Discoaster brouweri*** Tan 1927 emend. Bramlette & Riedel 1954



Corresponde a asterolitos típicamente hexarradiados, cuyos delgados radios terminan en punta aguda y se desprenden de un área central pequeña que presenta botón, formando arcos fuertemente cóncavo-convexos que dan lugar a una estructura con forma de sombrilla o araña. En este grupo existen ejemplares que poseen desde 3 hasta 6 radios y su diámetro varía entre 12-15 μ m.

Algas Cocolitoforales, Cocolitos y Nanofósiles Calcáreos

Su distribución se restringía a latitudes medias y bajas (Ericson *et al.*, 1963; Martini & Worsley, 1971; Backman & Shackleton, 1983), aunque podría llegar a latitudes altas (Perch-Nielsen, 1972). Bukry *et al.*, 1971; Bukry, 1972, 1975, 1978, 1981; Siesser, 1975; Haq *et al.*, 1976; Chi, 1982; Driever, 1984; Müller, 1985; y Wei *et al.*, 1988; lo relacionan con aguas cálidas; y Uschakova (1970) establece máxima abundancia de esta especie entre 15°N y 7°S.

***Discoaster asymmetricus* Gartner, 1969**

Asterolito de cinco radios delgados que terminan en punta y no poseen bifurcaciones, con área central sin estructuras. La característica distintiva de esta especie es que el ángulo entre cada uno de sus radios es diferente, generando asimetría. Alcanza diámetros entre 10-14µm. No presenta birrefringencia bajo nícoles X.



Backman & Shackleton (1983), Backman *et al.*, (1986) y Backman & Pestiaux (1987), sugieren una fuerte afinidad taxonómica de esta especie con *Discoaster tamalis* y Chepstow-Lusty *et al.*, (1989) señalan que tiene preferencia por condiciones oligotróficas y latitudes más altas que las requeridas por *D. brouweri*.

***Discoaster tamalis* Kamptner 1967**



Esta especie posee un área central sin botón ni estructuras desde donde se desprenden cuatro radios simétricos que forman ángulos rectos, los cuales se curvan levemente hacia abajo en forma de cúpula, terminan en punta y no presentan bifurcación. Su diámetro varía entre aproximadamente 10-12µm.

Chepstow-Lusty *et al.*, (1989) sugieren preferencia de esta especie por condiciones oligotróficas y latitudes más altas que las requeridas por *D. brouweri*.

Discoaster triradiatus Kamptner 1967

Asterolito de tres radios que se considera una forma irregular de *D. brouweri*. Los radios se unen en el área central con ángulos simétricos de aproximadamente 120° y están levemente curvados hacia abajo. Su tamaño fluctúa entre 12-15µm.



Presenta correspondencia ecológica con *D. brouweri*, con preferencia de condiciones cálidas y oligotróficas, encontrándose en latitudes bajas a medias (Raffi *et al.*, 1993; Flores *et al.*, 1995; Raffi & Flores, 1995; Chapman & Chepstow-Lusty, 1997).

Familia **SPHENOLITHACEAE** Deflandre 1952

Esta familia incluye nanofósiles calcáreos con forma de roseta, cesta o de estrella, que son útiles como primer rasgo diagnóstico de esta familia, el segundo son la cantidad de radios o segmentos, y el tercero las características particulares tanto de los radios y segmentos como del área central.

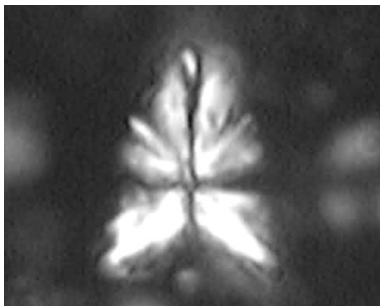
Género ***Sphenolithus*** Deflandre 1952

Nanolitos cónicos consistentes en una masa de elementos que radian desde un punto de origen común o espina apical y que poseen una base cóncava

Especie ***Sphenolithus abies*** Deflandre 1954

Variantes: *Sphenolithus neoabies* Bukry & Bramlette 1969;

Sphenolithus verensis Backman 1978



Esfenolito con forma cónica, que posee una espina apical central y una base robusta con diámetro de aproximadamente una tercera parte de su longitud total. Desde la espina apical se desprenden elementos laterales cortos que se entrecruzan asemejando una colmena.

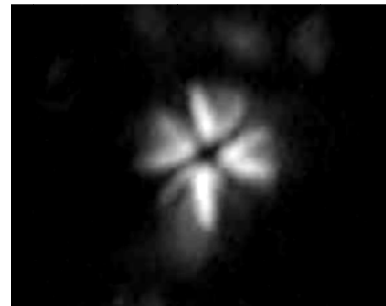
Algas Cocolitoforales, Cocolitos y Nanofósiles Calcáreos

La figura de interferencia característica presenta una cruz recta con el eje mayor coincidiendo con la espina apical y el eje menor separando los elementos basales más amplios y cortos, de los elementos superiores alargados en dirección de la espina. En vista lateral, la figura de interferencia a 0° la base y los elementos laterales se iluminan, mientras a 45° sólo se observa la espina apical.

Existen variantes de *S. abies*, cuyo factor de diferenciación es únicamente el tamaño. *S. neoabies* alcanza hasta 4µm y *S. verensis* entre 4-9 µm. en este trabajo hemos clasificado como *S. verensis* únicamente los ejemplares de tamaños superiores a 8µm

Especie ***Sphenolithus moriformis*** Deflandre 1954

Esfenolito simétrico con forma de colmena, cuya base y elementos superiores poseen tamaños aproximadamente iguales, y elementos apicales que no presentan extinción en posición vertical. En la figura de interferencia se distinguen cuatro lóbulos de tamaño similar separados por una fina cruz con los ejes iguales, que se asemeja a un trébol de cuatro hojas. Su tamaño oscila entre 4-7 µm.



2.1.3 TAFONOMÍA

El estado de preservación de los nanofósiles calcáreos se estableció con base en los criterios empleados por Raffi & Flores (1995), que fueron modificados en este trabajo para establecer una evaluación cualitativa del grado de preservación de las especies, como se especifica a continuación:

Muy Buena (MB)= Los especímenes no presentan disolución o esta es muy leve, así como tampoco recristalización.

Buena (B)= Los nanofósiles presentan disolución leve a moderada y/o recristalización, que no impide su identificación.

Moderada (M)= Los ejemplares exhiben disolución moderada y/o recristalización y su identificación a nivel de especies es difícil.

Pobre (P)= Los especímenes se presentan muy disueltos y/o recristalizados y su identificación a nivel de especie e incluso de género es difícil.

En términos generales, en las dos secuencias estudiadas el grado de preservación de las especies se considera MB a B, lo que permitió la identificación de los nanofósiles a nivel de especie, con alguna dificultad en la diferenciación de *F. profunda* en los casos en que las arcillas eran muy abundantes. Así mismo en puntos aislados de las columnas algunas especies presentan evidencias de disolución o se observan escudos aislados, como es el caso de *H. carteri*, *C. macintyreii* y *C. pelagicus*, o recristalización de bajo grado en algunos ejemplares del género *Discoaster*, y *D. pentaradiatus* comúnmente pierde las finas bifurcaciones de sus radios. Los demás géneros se observan en buen estado de conservación (e.g. *Gephyrocapsa* spp. tiene muy bien preservado el puente). Por este motivo no se reconocen cambios en el pH que pudieran ocasionar disolución, así como tampoco alteraciones mecánicas fuertes que originaran la ruptura de las placas de calcita. La presencia de cocoferas y la buena preservación de los nanofósiles calcáreos permiten deducir que las condiciones bajo las cuales se depositaron estos organismos en el sedimento incluían una rápida y continua sedimentación y partículas con tamaños de grano muy finos. Al microscopio electrónico se pudieron reconocer gran cantidad de minerales del grupo de la arcilla (micas).

2.1.4 INDICADORES CLIMÁTICOS Y PALEOCEANOGRÁFICOS

Flores & Sierro (2013) presentan una completa reseña sobre aspectos biológicos, ecológicos y el empleo de los cocolitos como indicadores paleoclimáticos y paleoceanográficos. Las preferencias ecológicas de las algas cocolitoforales han sido definidas con relativa alta precisión, como se ha descrito en el apartado anterior. Diferentes autores han detallado a nivel específico las condiciones favorables para la presencia o ausencia de las diferentes especies, así como responsables de las fluctuaciones de las abundancias (Tabla 2.5). Dichas preferencias permiten definir las condiciones del entorno, y son una herramienta útil en cartografía biogeográfica, reconstrucciones paleoambientales relacionadas tanto con el océano como con el clima, estudios evolutivos, biocronología, bioestratigrafía, diagénesis e investigaciones relacionadas con isótopos estables.

Tabla 2.5 Preferencias ecológicas de algunas especies y géneros de nanofósiles calcáreos presentes en las perforaciones ODP 846 y 999.

Especie/Grupo	Preferencias ecológicas	Referencias bibliográficas
Reticulofenéstridos <5µm (Noëlaerhabdaceae)	Eutrofia (nutriclina superficial/ <i>upwelling</i>), alta disponibilidad de luz, Zona Fótica Superior (ZFS), estrategias de la <i>r</i> : oportunistas, aguas subpolares y mares marginales	Okada & Honjo, 1973; Okada & McIntyre, 1977; Okada & McIntyre, 1979; Perch-Nielsen, 1985; Molfino & McIntyre, 1990; Okada & Wells, 1997; Takahashi <i>et al.</i> , 2001; Flores <i>et al.</i> , 2005; Marino <i>et al.</i> , 2008
<i>Florisphaera profunda</i>	Oligotrofia de la ZFS y eutrofia en su hábitat (Zona Fótica Inferior – ZFI), nutriclina profunda, columna de agua estratificada, aguas cálidas	Molfino & McIntyre, 1990, 1991; Wells & Okada, 1996; Okada & Wells, 1997; Beaufort <i>et al.</i> , 1997; Flores <i>et al.</i> , 2000; Marino <i>et al.</i> , 2008
<i>Pseudoemiliana lacunosa</i>	Por asociación con placolitos: áreas costeras y de <i>upwelling</i> . Aguas frías y eutróficas.	De Kaenel <i>et al.</i> , 1999; Young, 1994; Negri <i>et al.</i> , 2003; Maiorano <i>et al.</i> , 2008; Lancis, 1998; Gibbs <i>et al.</i> , 2005; Marino <i>et al.</i> , 2008
<i>Calcidiscus spp.</i>	Formas grandes (8-11µm): oportunistas, aguas cálidas y alta disponibilidad de nutrientes Formas intermedias (5-8µm): amplio rango de temperaturas, aguas pobres en nutrientes. Formas pequeñas (<5µm): dependen de la respuesta de los morfotipos intermedios y grandes y posiblemente requieren aguas más frías y con alto contenido de nutrientes	McIntyre & Bé, 1967; McIntyre <i>et al.</i> , 1970; McIntyre <i>et al.</i> , 1972; Gard & Backman, 1990; Gard & Crux, 1991; Haidar & Thierstein, 1997; Flores <i>et al.</i> , 1999; Renaud & Klaas, 2001; Beaufort & Heussner, 2001; Renaud <i>et al.</i> , 2002; Ziveri <i>et al.</i> , 2004; Quinn <i>et al.</i> , 2004
<i>Umbilicosphaera spp.</i>	Aguas cálidas, océano abierto, regiones tropicales a subtropicales, medio oligotrófico.	Roth & Berger, 1975; Okada & McIntyre, 1979; Giraudeau, 1992; Young, 1994; Flores <i>et al.</i> , 2003; Böeckel & Baumann, 2004
	<i>Umbilicosphaera sibogae</i> var. <i>foliosa</i> : Zonas con alta disponibilidad de nutrientes (<i>upwelling</i>).	Broerse <i>et al.</i> , 2000; Ziveri & Thunell, 2000
	<i>Umbilicosphaera sibogae</i> var. <i>sibogae</i> : Condiciones cálidas y oligotróficas	Okada & McIntyre, 1979; Ziveri <i>et al.</i> , 1995a, b
	<i>Umbilicosphaera jafarii</i> : Aguas superficiales, templadas e hipersalinas, mesotróficas a oligotróficas	Lancis, 1998; Flores <i>et al.</i> , 2005

Algas Cocolitoforales, Cocolitos y Nanofósiles Calcáreos

Especie/Grupo	Preferencias ecológicas	Referencias bibliográficas
<i>Coccolithus pelagicus</i>	Aguas frías con altas concentraciones de nutrientes	McIntyre & Bé, 1967; Okada & McIntyre, 1979; Winter <i>et al.</i> , 1994; Roth, 1994; Baumann, 1995; Samtleben <i>et al.</i> , 1995; Andruleit, 1997
	<i>C. pelagicus</i> var. <i>pelagicus</i> Aguas frías – masas de agua polares y subpolares	Samtleben <i>et al.</i> , 1995; Geisen <i>et al.</i> , 2002; Parente <i>et al.</i> , 2004; Jordan <i>et al.</i> , 2004; Narciso <i>et al.</i> , 2006
	<i>C. pelagicus</i> var. <i>braarudii</i> Regiones de <i>upwelling</i> , aguas templadas y baja salinidad	Cachão & Moita, 2000; Baumann <i>et al.</i> , 2000; Geisen <i>et al.</i> , 2002; Parente <i>et al.</i> , 2004; Jordan <i>et al.</i> , 2004; Narciso <i>et al.</i> , 2006; Amore <i>et al.</i> , 2012
	<i>C. pelagicus</i> var. <i>azorinus</i> influencia de la corriente de las Azores en la región oriental del Atlántico Norte.	Parente <i>et al.</i> , 2004; Jordan <i>et al.</i> , 2004; Narciso <i>et al.</i> , 2006; Palumbo <i>et al.</i> , 2013
<i>Discoaster</i> spp.	Aguas cálidas, bajas latitudes, oligotrofia, poca adaptabilidad a cambios en la salinidad, habitante de la ZFI, mar abierto	Hekel, 1973; Haq, 1980; Lohmann & Carlson, 1981; Flores, 1985; Perch-Nielsen, 1985; Flores & Sierró, 1987; Chepstow-Lusty <i>et al.</i> , 1989; Chepstow-Lusty <i>et al.</i> , 1992; Aubry, 1992; Chapman & Chepstow-Lusty, 1997; Young, 1998; Flores <i>et al.</i> , 2005
<i>Helicosphaera carteri</i>	Cosmopolita: mar abierto y zonas neríticas, eutrofia – regiones de <i>upwelling</i> , alta adaptabilidad a cambios en la salinidad, aguas cálidas, ZFS	Schmidt, 1978; Perch-Nielsen, 1985; Giraudeau, 1992; Cros, 2002; Colmenero-Hidalgo <i>et al.</i> , 2004; Wade & Bown, 2006
<i>Syracosphaera</i> spp. <i>Rhabdosphaera clavigera</i> <i>Calciosolenia murrayi</i>	Aguas cálidas y oligotróficas. Niveles de salinidad variables.	McIntyre <i>et al.</i> , 1972; Roth & Coulbourn, 1982; Brand, 1994; Young, 1994; Flores <i>et al.</i> , 1997; Ziveri <i>et al.</i> , 2004; Maiorano <i>et al.</i> , 2008; Dimiza <i>et al.</i> , 2008; Malinverno <i>et al.</i> , 2009
<i>R. pseudoumbilicus</i>	Océano abierto, latitudes bajas a medias y aguas con temperaturas moderadas a frías y condiciones eutróficas, condiciones de mezcla extremas (turbulencia).	Driever, 1988; Haq, 1980; Takayama, 1980; Lohmann & Carlson, 1981; Flores, 1985; Flores <i>et al.</i> , 2005
<i>Sphenolithus</i> spp.	Bajas latitudes, aguas cálidas, oligotrofia. Áreas costeras o cerca a elevaciones submarinas	Millow, 1971; Bukry, 1972; Haq & Lohmann, 1976; Haq, 1980; Lohmann & Carlson, 1981; Perch-Nielsen, 1985

Algas Cocolitoforales, Cocolitos y Nanofósiles Calcáreos

La ecología de los cocolitofóridos tanto actuales como de aquellas especies y géneros extintos se estudia con base en su distribución latitudinal, la morfología de los caparzones calcáreos, las similitudes entre los representantes actuales y los fósiles, relaciones filogenéticas, la producción de alquenonas (Noëlaerhabdaceae), y mediante la comparación de su registro y abundancias en relación con datos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, entre otros. La presencia de cocolitofóridos en los mares actuales permite obtener información de primera mano sobre requerimientos ecológicos de algunas especies y su capacidad de adaptación a los cambios en condiciones oceánicas como la disponibilidad de nutrientes, la salinidad y/o las temperaturas, que facilitan o impiden la mayor o menor distribución geográfica y la proliferación o escasez de determinadas especies. Tal es el caso, por ejemplo, de *Helicosphaera carteri* que se ha identificado como una especie cosmopolita que tolera amplios rangos de temperaturas y salinidades. Por otra parte, el registro fósil permite conocer la distribución latitudinal de las diferentes especies y géneros extintos como *Discoaster*, cuyo hábitat se restringía a bajas latitudes y por tal motivo se deduce que las especies pertenecientes a este género tenían preferencia por aguas cálidas ($>20^\circ\text{C}$) y no se registran en latitudes extratropicales.

La productividad oceánica depende de las características de las masas de agua, de la disponibilidad de luz y la capacidad del océano para distribuir los nutrientes en la zona fótica. El incremento de la productividad está relacionado con el aumento en la producción de microfósiles, entre ellos diatomeas y algas cocolitoforales (Flores & Sierro, 2007). Los giros subtropicales se caracterizan porque la columna de agua se encuentra estratificada (termo/nutriclina profunda), lo que favorece la proliferación de las especies habitantes de la ZFI (e.g. *F. profunda*). Por el contrario, en las regiones de upwelling la capa de mezcla es muy reducida, lo que favorece el desarrollo de las especies cuyo hábitat es la ZFS (e.g. *Reticulofenestra* spp., *C. pelagicus*, *H. carteri*, entre otros).

En la tabla 2.6 se presenta a manera de sinopsis, las condiciones oceánicas asociadas con cada especie o género en particular, determinadas con base en las características descritas en la tabla 2.5 del presente trabajo.

Tabla 2.6 Nanofósiles calcáreos como indicadores de condiciones oceánicas (Síntesis de la tabla 2.5)

Condiciones oceánicas	Especie/Grupo
<i>Eutrofia en la ZFS (Alta productividad)</i>	<i>Pequeños reticulofenéstridos (<5µm) (R. minuta, R. minutula, G. sinuosa)</i> <i>P. lacunosa</i> <i>H. carteri</i> <i>C. pelagicus</i> <i>R. pseudoumbilicus</i>
<i>Oligotrofia en la ZFS (Baja productividad)</i>	<i>F. profunda</i> <i>Discoaster spp.</i> <i>Syracosphaera spp.</i> <i>R. clavigera</i> <i>C. murrayi</i> <i>Calcidiscus spp.</i> <i>Sphenolithus spp.</i>
<i>Aguas frías</i>	<i>P. lacunosa</i> <i>C. pelagicus</i>
<i>Aguas cálidas</i>	<i>Calcidiscus spp.</i> <i>Discoaster spp.</i> <i>Syracosphaera spp.</i> <i>R. clavigera</i> <i>C. murrayi</i> <i>Sphenolithus spp.</i> <i>Umbilicosphaera spp.</i>
<i>Altas salinidades</i>	<i>Umbilicosphaera spp.</i> <i>R. clavigera</i>
<i>Amplias fluctuaciones en la salinidad</i>	<i>Helicosphaera spp.</i>
<i>Bajas salinidades</i>	<i>Syracosphaera spp.</i>
<i>Posición de la nutri/termoclina</i>	<i>Pequeños reticulofenéstridos + P. lacunosa</i> vs. <i>F. profunda</i>

Algas Cocolitoforales, Cocolitos y Nanofósiles Calcáreos

En este trabajo hemos asignado especial relevancia al grupo de los pequeños reticulofenéstidos, *F. profunda* y *P. lacunosa*, porque son en general dominantes de la asociación (especies mayoritarias) y porque brindan información sobre la productividad en la ZFS. Las especies minoritarias y su relación con las mayoritarias, indican cambios en las temperaturas y salinidades, por consiguiente son útiles en la reconstrucción de las condiciones oceánicas prevalentes durante la fase final y posterior a la emersión del istmo centroamericano, y su registro y abundancias relativas y absolutas son indicadores de productividad oceánica y/o posición de la nutri/termoclina y de cambios en las temperaturas y salinidades.

3. Materiales y Métodos



3.1 PERFORACIÓN ODP 846

La campaña 138 de ODP, se realizó en el año 1992 en la región del Océano Pacífico ecuatorial oriental con el propósito principal de brindar información detallada acerca de la respuesta de los océanos a los cambios tanto climáticos como tectónicos que se presentaron durante el Neógeno. Para evaluar dichos cambios se realizaron once (11) perforaciones, con edades comprendidas entre 13 Ma (Mioceno medio) hasta la actualidad, a lo largo de dos transectos en sentido N-S (95° and 110°W) dentro de la región de surgencia que se genera por divergencia ecuatorial abarcando los límites entre las corrientes oceánicas ecuatoriales, con el objetivo de obtener un registro de alta amplitud de la señal de respuesta del sedimento a los cambios en la circulación oceánica, que fueron climática o tectónicamente inducidos.

Se desarrollaron nuevas estrategias y procedimientos analíticos a bordo como fueron el análisis en tiempo real de la densidad del sedimento (*Gamma Ray Attenuation Porosity Evaluator – GRAPE*), perfiles de susceptibilidad magnética mediante el *Multisensor Track (MST)* sobre *cores* enteros para asegurar la compensación adecuada de los vacíos del muestreo, la recolección de datos de reflectancia del color, el empleo de registros continuos múltiples para construir secciones compuestas completas de cada sitio, lo que sumado a una estratigrafía con base en microfósiles de alta precisión, y en la mayor parte de los casos una excelente magnetoestratigrafía permitieron el calibrado astronómico del registro estratigráfico dando como resultado modelos de edad de alta resolución para cada perforación en los últimos 6 Ma (Shackleton *et al.*, 1995), tasas de sedimentación, cambios en la abundancia de carbonato (“*Carbonate Crash*” ± 9.5 Ma), y se calcularon los efectos de los parámetros orbitales sobre el sistema climático mediante análisis espectrales de la varianza y la coherencia de los registros de carbonato (con base en GRAPE), $\delta^{18}\text{O}$ y la insolación (Pisias *et al.*, 1995).

Puesto que cada estudio se realizó para un periodo de tiempo o perforación específica, aún falta complementar información sobre el modelo de edad para los sedimentos más antiguos a 6 Ma, así como los demás datos de alta resolución de bioestratigrafía,

Materiales y Métodos

evolución de las asociaciones de microfósiles, condiciones oceanográficas y atmosféricas, etc.

Para lograr los objetivos propuestos en este trabajo se seleccionó la perforación ODP 846, porque fue el sondeo base con el cual se estableció el modelo de edad de toda la campaña 138 y porque la sedimentación en este punto estuvo condicionada por la circulación y cambios en diferentes corrientes oceánicas y de la zona de convergencia intertropical (ITCZ); por consiguiente, presenta mayor fiabilidad para obtener la bioestratigrafía y biocronología de alta resolución con base en nanofósiles, refinando de esta manera la obtenida durante la campaña, así como establecer con exactitud los rangos temporales en los cuales se presentaron cambios oceanográficos y atmosféricos relevantes durante el intervalo de tiempo objeto de este trabajo.

La perforación ODP 846, Hole D, se localiza en las coordenadas geográficas 3°05.802'S, 90°49.074'W, aproximadamente a 300 km al sur de las Islas Galápagos que corresponden a la parte más suroccidental de Carnegie Ridge, se inició bajo una profundidad de la columna de agua de 3295.8 m.b.n.m. (metros bajo el nivel del mar), y se recuperaron 247.85 m. de secuencia sedimentaria con edades comprendidas entre Mioceno tardío hasta Pleistoceno (Figura 3.1) (Mayer *et al.*, 1992).

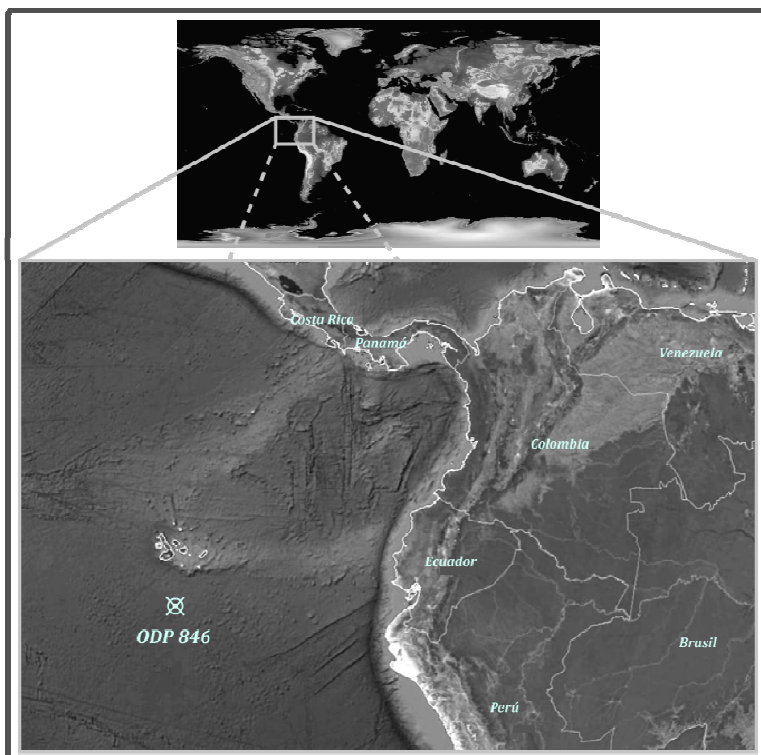
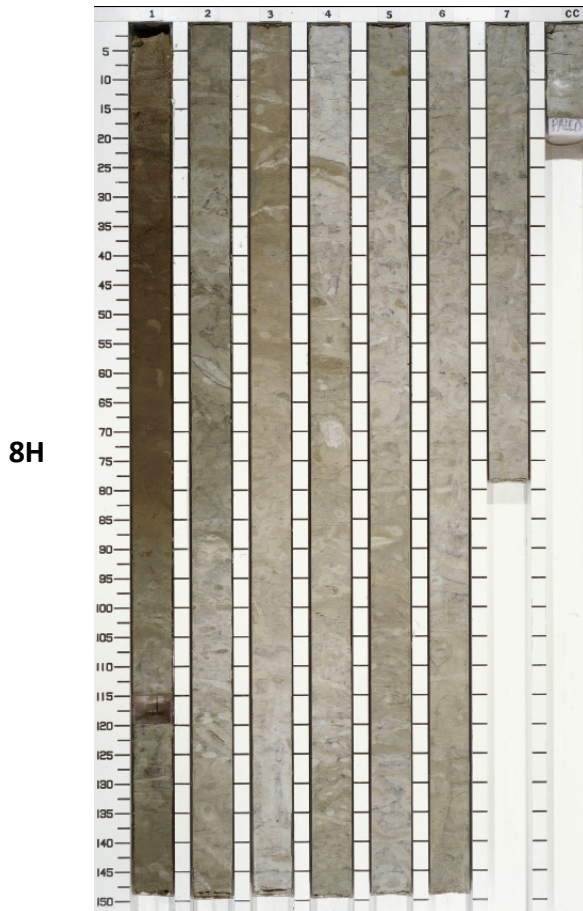


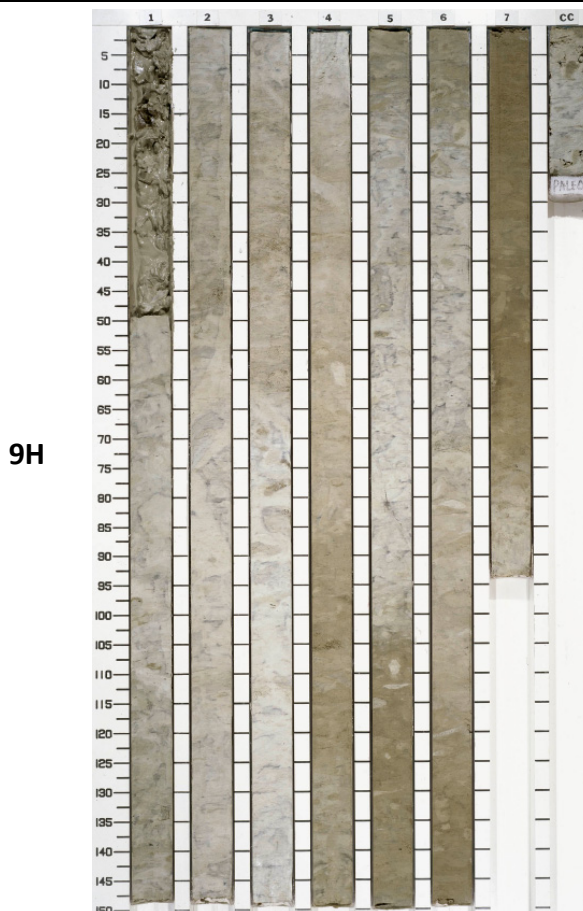
Figura 3.1 Localización de la perforación ODP 846

El material seleccionado corresponde a los tramos 7H a 14H, que comprenden profundidades entre aproximadamente 55 hasta 132 metros bajo el piso oceánico, que equivalen a profundidades compuestas–*mcd*– comprendidas entre ~67 a 151 metros. Mayer *et al.* (1992) definieron estos sedimentos como pertenecientes a la Unidad litoestratigráfica I, subunidad IA caracterizada por la presencia en cantidades variables de diatomeas, radiolarios, nanofósiles, foraminíferos y, arcillas compuestas por esmectita, plagioclasa, cuarzo y barita, que conforman la fracción no biogénica, y su descripción se especifica a continuación:

Tramo	Imagen (Archivo ODP)	Descripción (Mayer <i>et al.</i> , 1992)
7H		<p>Conformado por una interestratificación de capas de color gris verdoso claro a oscuro, de compuestas por arcillas ricas en foraminíferos, nanofósiles y diatomeas, y capas de color gris oscuro compuestas por arcillas ricas en radiolarios y diatomeas</p>

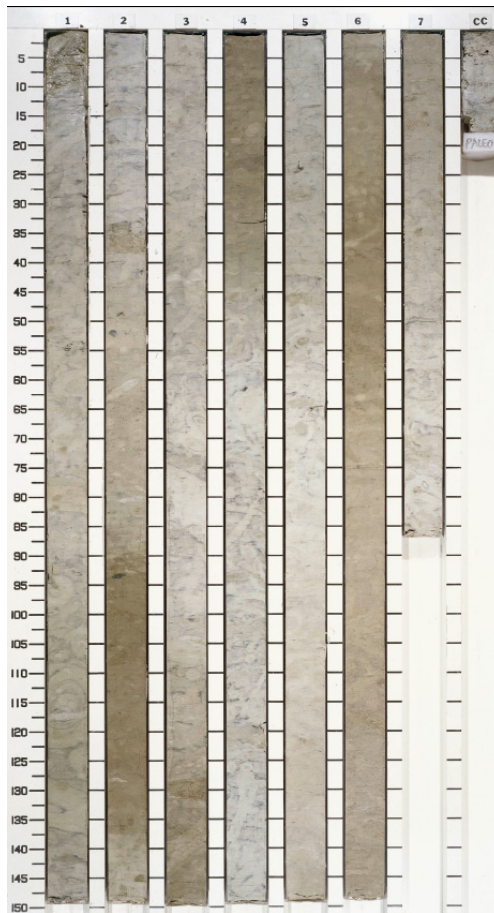


Compuesto por arcillas ricas en foraminíferos, radiolarios, nanofósiles y diatomeas, y arcillas ricas en foraminíferos y diatomeas, con colores gris verdoso a gris claro y se presenta altamente moteado



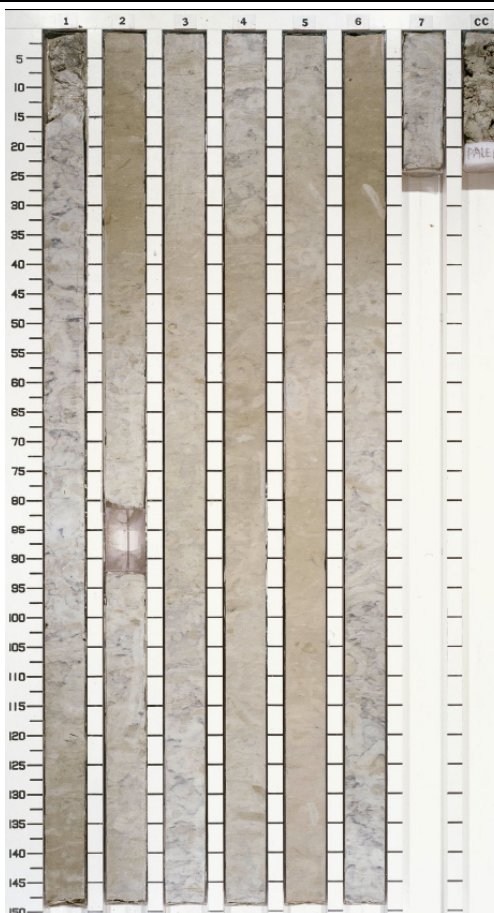
Capas de color gris verdoso claro a gris claro de arcillas ricas en foraminíferos y nanofósiles, y capas de color amarillo pálido a gris verdoso de arcillas ricas en foraminíferos, diatomeas y nanofósiles, con presencia de bioturbación

10H



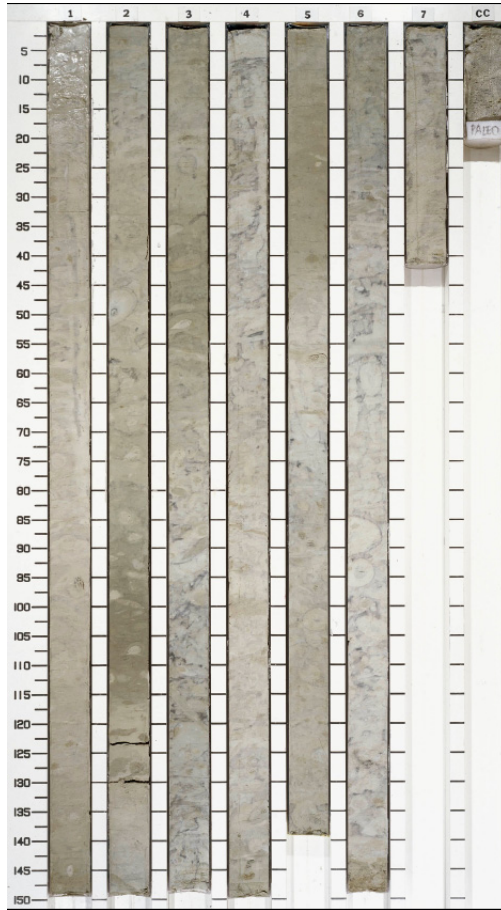
Corresponde a una interestratificación de capas de color gris claro de arcillas ricas en foraminíferos, diatomeas y nanofósiles, y capas color verde pálido de diatomeas y nanofósiles, ambas con bioturbación menos evidente en las bandas más oscuras, mientras en las bandas más claras se observa moteado gris oscuro. Las arcillas que conforman la fracción no biogénica están compuestas por esmectita, plagioclasa, cuarzo y barita en proporciones variables

11H



Está compuesto por arcillas moteadas de color gris claro a verde pálido, con foraminíferos, diatomeas y nanofósiles, y radiolarios en menor proporción, con presencia de bioturbación principalmente en los intervalos de color más claro

12H

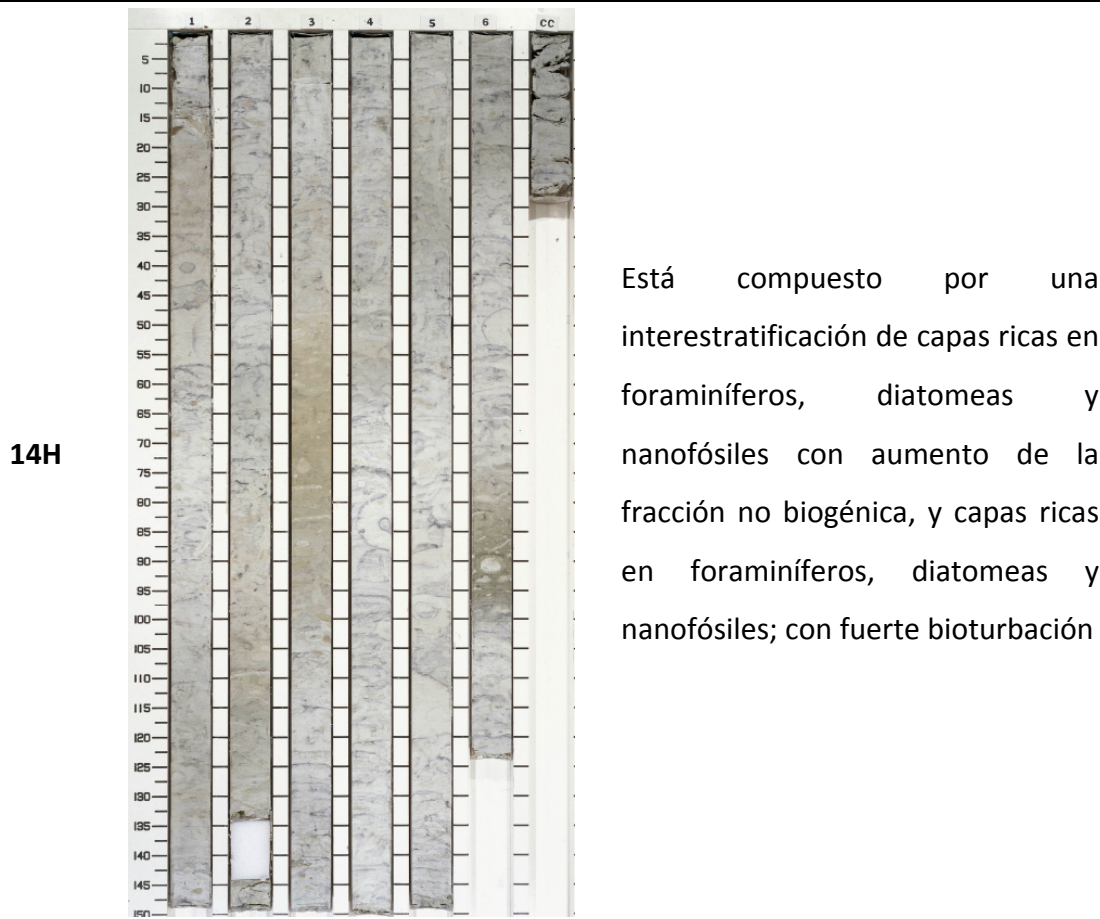


Está constituido por arcillas gris claro a gris verde claro de diatomeas y nanofósiles con foraminíferos, que contienen mayor proporción de diatomeas en los intervalos más oscuros, el moteado se extiende por todo este tramo, y la bioturbación es moderada a intensa

13H



Lo conforman arcillas ricas en foraminíferos, diatomeas y nanofósiles, interestratificadas con capas de arcillas ricas en foraminíferos, nanofósiles y diatomeas; con fuerte bioturbación, excepto en un intervalo de color verde oliva donde la bioturbación es leve



En la figura 3.2 se observan las curvas de reflectancia, susceptibilidad magnética y densidad del sedimento (antes *Gamma Ray Attenuation Porosity Evaluator*-GRAPE, actualmente GRA) de los tramos 7H a 14H, pertenecientes a la unidad litológica IA, estudiados en este trabajo. La reflectancia de color provee información de cambios relativos en la composición del material a través del tiempo, y se emplea para correlacionar secuencias y para analizar la ciclicidad de los cambios litológicos, así como para obtener datos espectrales útiles para calcular la abundancia de algunos compuestos (hematita, goethita, carbonatos, ópalo, materia orgánica, clorita y minerales de la arcilla). En esta secuencia se presentan fluctuaciones notorias en la reflectancia en los tramos 9H, 13H y 14H, con tonos más claros hacia la base (14H) y más oscuros hacia el techo (7H), que puede traducirse en un contenido de carbonatos decreciente de base a techo. Las zonas con menor reflectancia corresponden a aquellas con elevado contenido de sílice biogénica, alta porosidad, baja densidad (GRAPE), y elevado contenido de agua, características de litologías ricas en diatomeas y radiolarios (Mayer *et al.*, 1992).

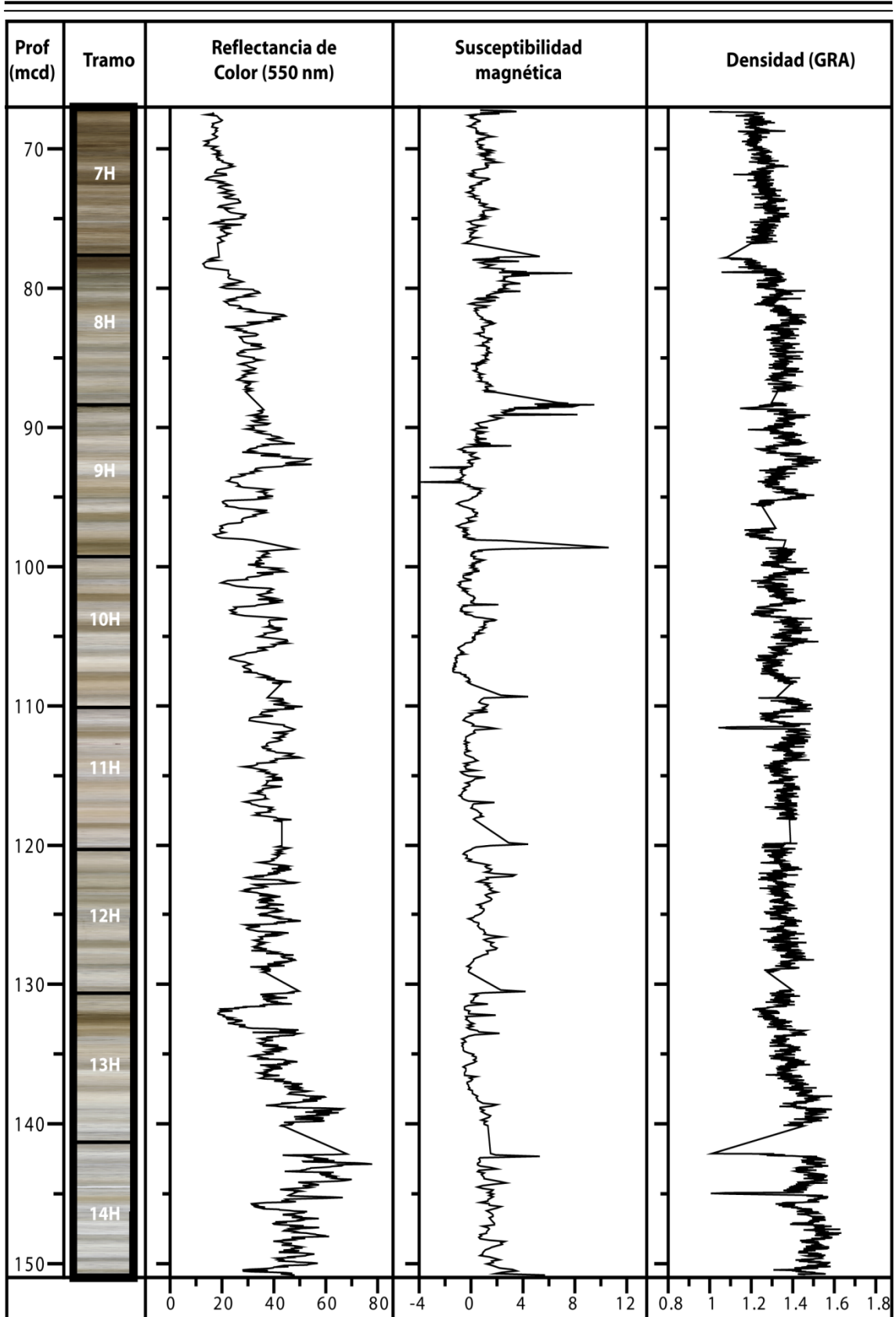


Figura 3.2 Curvas de reflectancia de color, susceptibilidad magnética y densidad del sedimento de la perforación ODP 846 para los tramos estudiados en este trabajo.

La susceptibilidad magnética es útil como un indicador para los cambios en la composición que pueden ser relacionados a procesos sedimentarios controlados por el clima, entrada de terrígenos, y para correlacionar distintas perforaciones. Con análisis más detallados se puede emplear para obtener la procedencia de componentes particulares del sedimento y la velocidad y dirección de las corrientes oceánicas o de viento. Los mayores cambios en la curva de susceptibilidad de esta perforación se observan entre los tramos 7H-8H, 8H-9H y en la base del *core* 9H. Estas variaciones pueden deberse a la entrada de minerales magnéticos asociados con la actividad volcánica del punto caliente de Galápagos desde el tramo 9H hacia el techo, que coincide con las descripciones sedimentológicas de la perforación (Mayer *et al.*, 1992).

La densidad volumétrica de los sedimentos y las rocas se estima a través de mediciones de GRA, cuyos datos registran la densidad del sedimento, y dan información sobre la litología y los cambios en la porosidad, los cuales se emplean frecuentemente en correlaciones, cálculo de impedancia acústica (resistencia que opone un medio a las ondas que se propagan sobre este) y para la construcción de sismogramas sintéticos útiles en correlaciones geofísicas. El término GRAPE fue acotado por Evans (1965) para el computador al que iba conectado el dispositivo de medición de la porosidad que empleaba una densidad granulométrica inferida. Puesto que el dispositivo de medición no brinda datos directos de la porosidad, pasó a denominarse GRA.

En términos generales no se observaron grandes fluctuaciones en la densidad a lo largo de la secuencia estudiada en este trabajo, con una leve tendencia decreciente de base a techo, que estarían correlacionados con cambios leves en la granulometría.

3.2 PERFORACIÓN ODP 999

La campaña 165 de ODP tuvo cuatro objetivos principales. El primer objetivo se estableció con base en la hipótesis de la extinción en masa que se presentó en La Tierra hace ~65 Ma, en el límite K/T, debido al impacto de un gran meteorito (Álvarez *et al.*, 1980) y encontrar la capa enriquecida en Iridio (Ir) característica de dicho impacto en el entorno cercano al cráter Chicxulub; el segundo, fue determinar la influencia de los mares tropicales sobre la historia del océano global y la evolución del clima; el tercero, proveer nuevas pistas acerca de la formación y evolución de la placa Caribe; y el cuarto, estudiar el vulcanismo asociado a la interacción de la Placa Caribe con las placas circundantes.

Para determinar la función que desempeña el océano tropical en los cambios ambientales y la variabilidad climática, durante la campaña se evaluó la importancia climática y paleoceanográfica de las SST en bajas latitudes y los cambios en los gradientes de temperatura entre los polos y el ecuador a través del Mesozoico tardío y el Cenozoico, el registro tropical de los cambios abruptos en el sistema océano-clima, la naturaleza de la ciclicidad y el forzamiento orbital en el registro geológico, el papel de la tectónica del Caribe en la evolución de la paleoceanografía del Atlántico Norte y las glaciaciones del hemisferio norte durante el Neógeno, la historia de las variaciones de las masas de agua intermedias y profundas en el Caribe durante el Neógeno tardío y el Cuaternario y las implicaciones en la circulación de la cinta transportadora oceánica global; y las posibles relaciones entre eventos climáticos submilenarios abruptos en altas latitudes del norte (e.g. Eventos Heinrich, Younger Dryas), patrones de formación de masas de agua profundas y variabilidad climática tropical a través del Cuaternario tardío.

La perforación 999 se realizó sobre un promontorio marino denominado informalmente por el equipo de la campaña ODP 165, como *Kogi Rise* (Kogui es el nombre de la tribu indígena que habita la Sierra Nevada de Santa Marta – Colombia, desde tiempos ancestrales), que está directamente influenciado por la posición de la ITCZ. La cima del Promontorio Kogui se eleva aproximadamente 1000 m sobre el piso

relativamente plano de la cuenca Caribe colombiana. En este trabajo hemos empleado el material del *Hole A*, que se perforó en las coordenadas geográficas 12°44.639'N – 78°44.360'W, bajo una profundidad de la columna de agua de 2.827,9 mbnm, punto a partir del cual se perforaron 566,1 m de secuencia sedimentaria continua con edades desde el Mioceno temprano hasta Pleistoceno (Figura 3.3).

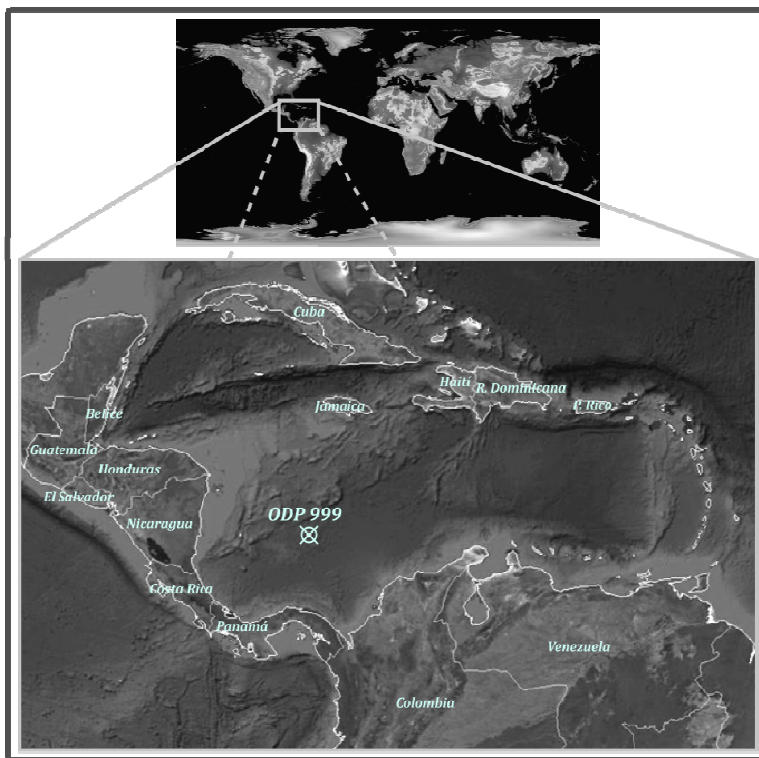
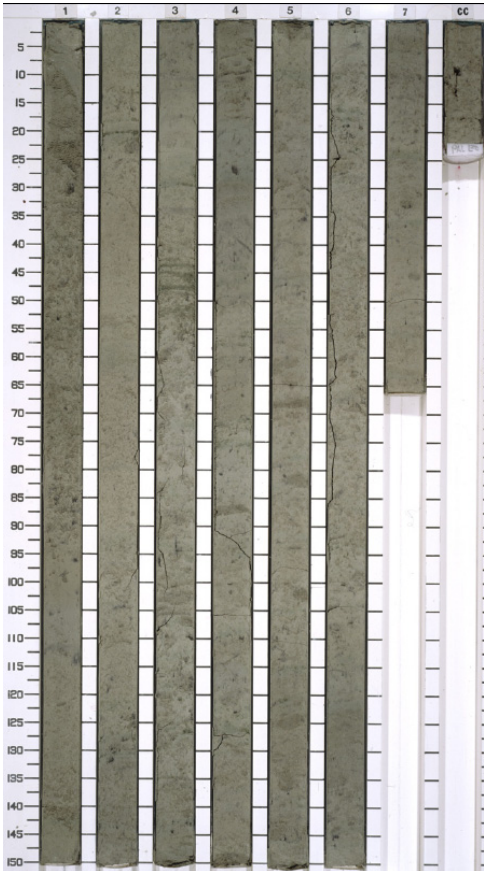
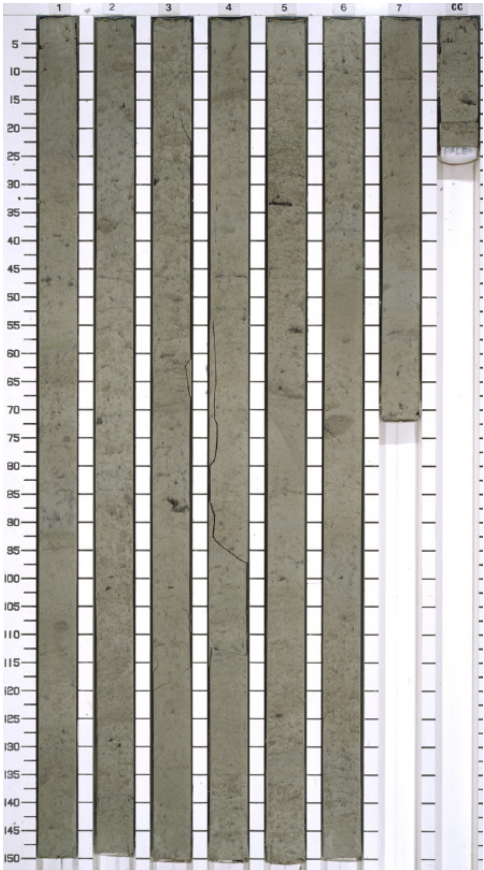
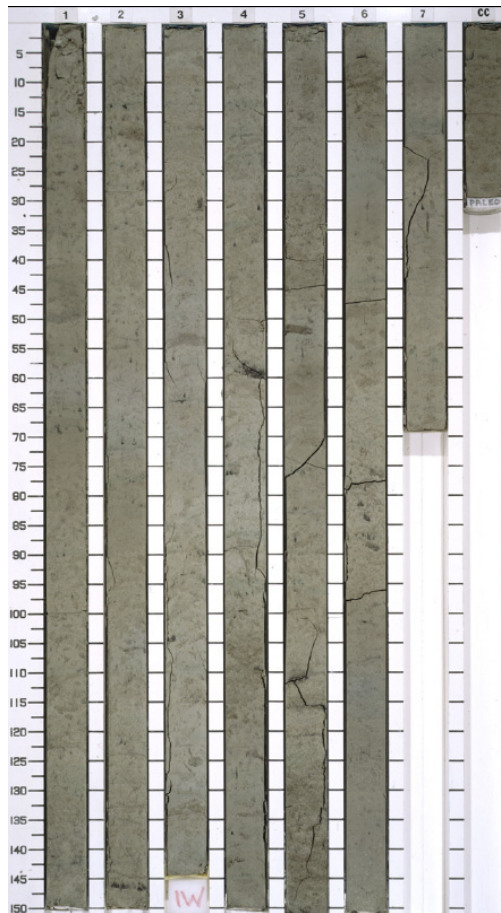


Figura 3.3 Localización de la perforación ODP 999

El sedimento seleccionado en la perforación ODP 999A hace parte de los tramos 7H (base) a 14H y comprende profundidades entre ~65 a 126 metros bajo el piso oceánico. Este material fue descrito por Sigurdsson *et al.* (1997) quienes definieron que pertenece a la Unidad I, subunidad IA, conformada predominantemente por arcillas con proporciones variables de nanofósiles y foraminíferos principalmente, con contenido de carbonatos entre 32% y 72%. Hay presencia de ceniza volcánica dispersa y en forma de pequeñas capas. La descripción litológica de los tramos se especifica a continuación.

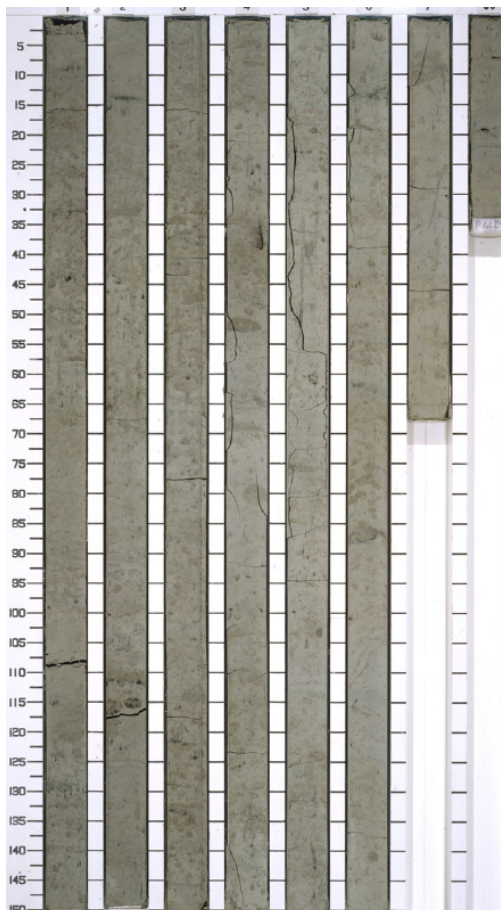
Tramo	Imagen (Archivo ODP)	Descripción (Sigurdsson <i>et al.</i> , 1997)
7H		<p>Sedimento arcilloso nanofosilífero de color gris a gris verdoso, y sedimento arcilloso foraminiferal con nanofósiles. El sedimento es homogéneo masivo y leve a moderadamente bioturbado. Contiene pirita dentro de algunas madrigueras a través del tramo y posee una apariencia moteada en su superficie. Se observan laminaciones de ~1 cm de tono verde claro.</p>
8H		<p>Sedimento arcilloso nanofosilífero con foraminíferos y sedimento arcilloso foraminiferal con nanofósiles, de color gris a gris verdoso, homogéneo, masivo y leve a moderadamente bioturbado. La alternancia entre los dos tipos de sedimento se presenta a escala decimétrica. Contiene pirita dentro de algunas madrigueras a través del tramo y posee una apariencia moteada en su superficie.</p>

9H



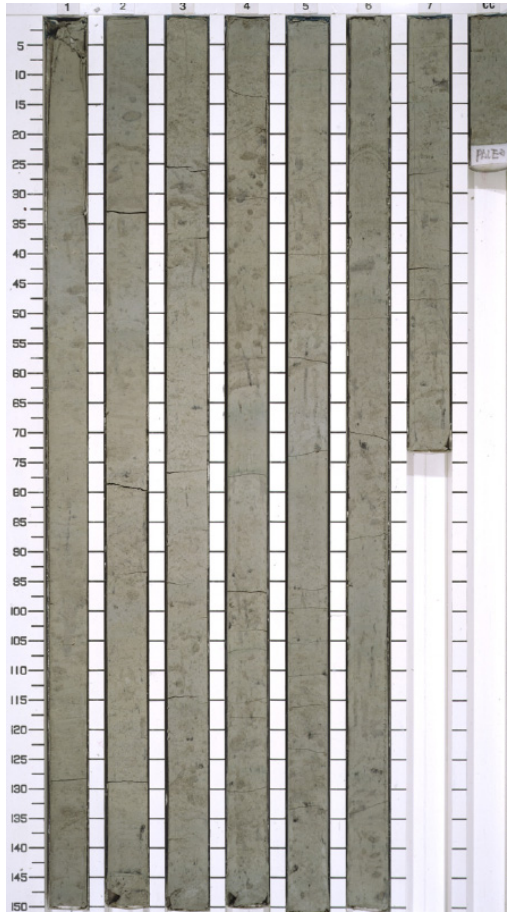
Sedimento arcilloso nanofosilífero con foraminíferos y sedimento arcilloso foraminiferal con nanofósiles, de color gris a gris verdoso, homogéneo, masivo y leve a moderadamente bioturbado. La alternancia entre los dos tipos de sedimento a escala decimétrica. Contiene pirita dentro de algunas madrigueras y posee una apariencia moteada en su superficie. Se observan laminaciones de ~1 cm de tono verde claro.

10H



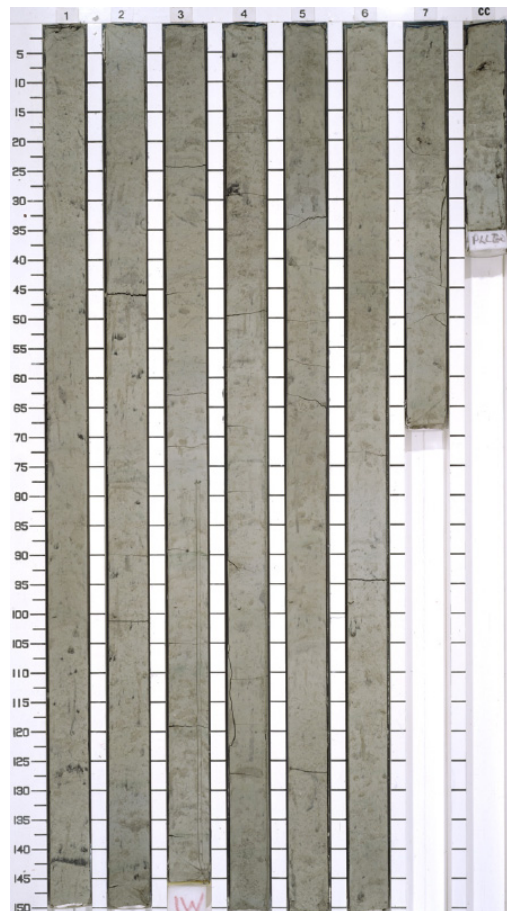
Sedimento arcilloso nanofosilífero con foraminíferos y sedimento arcilloso foraminiferal con nanofósiles, de color gris a gris verdoso, homogéneo, masivo y moderada a altamente bioturbado. La alternancia entre los dos tipos de sedimento se presenta a escala decimétrica. Contiene pirita dentro de algunas madrigueras a través del tramo y posee una apariencia moteada en su superficie. Se observan laminaciones de tono verde claro mayores de 1 cm de espesor.

11H



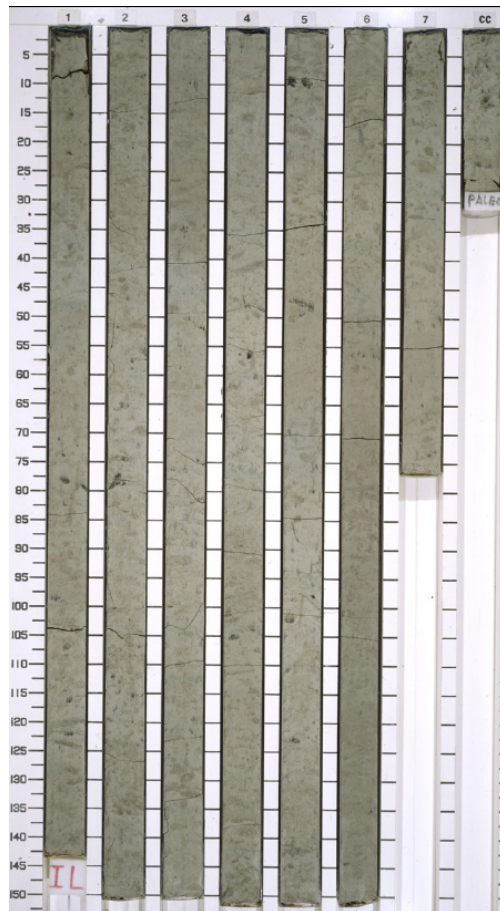
Sedimento arcilloso nanofosilífero con foraminíferos y arcilloso foraminiferal con nanofósiles, de color gris, homogéneo, masivo y moderada a altamente bioturbado. La alternancia entre los dos tipos de sedimento se presenta a escala decimétrica. Contiene pirita dentro de algunas madrigueras a través del tramo y posee una apariencia moteada en su superficie. Se observan laminaciones de tono verde claro mayores de 1 cm de espesor.

12H



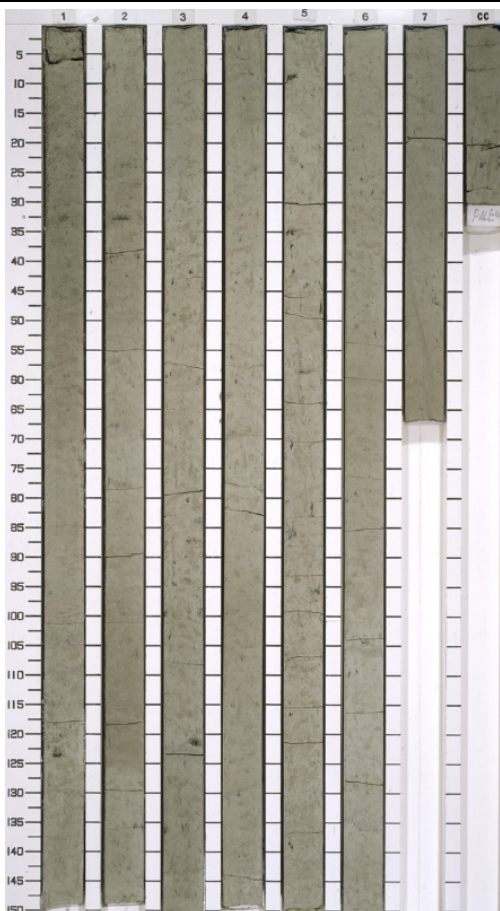
Sedimento arcilloso nanofosilífero con foraminíferos y sedimento arcilloso foraminiferal con nanofósiles, de color gris, homogéneo, masivo y leve a moderadamente bioturbado. La alternancia entre los dos tipos de sedimento se presenta a escala decimétrica. Contiene pirita dentro de algunas madrigueras a través del tramo.

13H



Sedimento arcilloso nanofosilífero con foraminíferos y arcilloso foraminiferal con nanofósiles, color gris a gris verdoso, homogéneo, masivo y leve a moderadamente bioturbado. La bioturbación da al sedimento su apariencia moteada. Se observan laminaciones de tono verde claro mayores de 1 cm de espesor. La alternancia entre los dos tipos de sedimento se presenta a escala decimétrica. Contiene pirita dentro de algunas madrigueras a través del tramo.

14H



Sedimento arcilloso nanofosilífero con foraminíferos y sedimento arcilloso foraminiferal con nanofósiles, de color gris a gris verdoso moteado, homogéneo, masivo y leve a fuertemente bioturbado. La bioturbación da al sedimento su apariencia moteada. Contiene pirita dentro de algunas madrigueras a través del tramo.

Materiales y Métodos

En la figura 3.4 se observan las curvas de reflectancia, susceptibilidad magnética y densidad del sedimento (GRA) de los tramos 7H a 14H, pertenecientes a la unidad litológica IA, estudiados en este trabajo. En esta secuencia se presentan los mayores valores de reflectancia desde el tramo 10H hasta el 14H, que se atribuye a un mayor contenido de carbonatos en la base de esta secuencia y disminución progresiva hacia el tope. Menores valores de reflectancia hacia el tope pueden indicar un mayor contenido de sílice biogénica, incremento de la porosidad, menor densidad (GRA) y elevado contenido de agua, que caracterizan litologías con elevados contenidos en diatomeas y radiolarios.

De base a techo la curva de susceptibilidad magnética de esta perforación, presenta los mayores incrementos desde el tramo 9H hasta el 7H, señalando la presencia de capas de ceniza volcánica, asociadas con la actividad explosiva en el arco volcánico de Centroamérica (¿?) y/o del Promontorio de Caimán (Cayman Ridge) (Sigurdsson *et al.*, 1997).

Por otra parte la curva de densidad (GRA) también es bastante homogénea, con descensos puntuales drásticos excepto en las bases o topes de algunos *cores*, lo que podría estar correlacionado con desviaciones de la primera o última medición de cada tramo, y no necesariamente a cambios en la densidad volumétrica, o también pueden relacionarse con cambios granulométricos, entrada de terrígenos, incrementos de los componentes biosilíceos y/o en la porosidad.

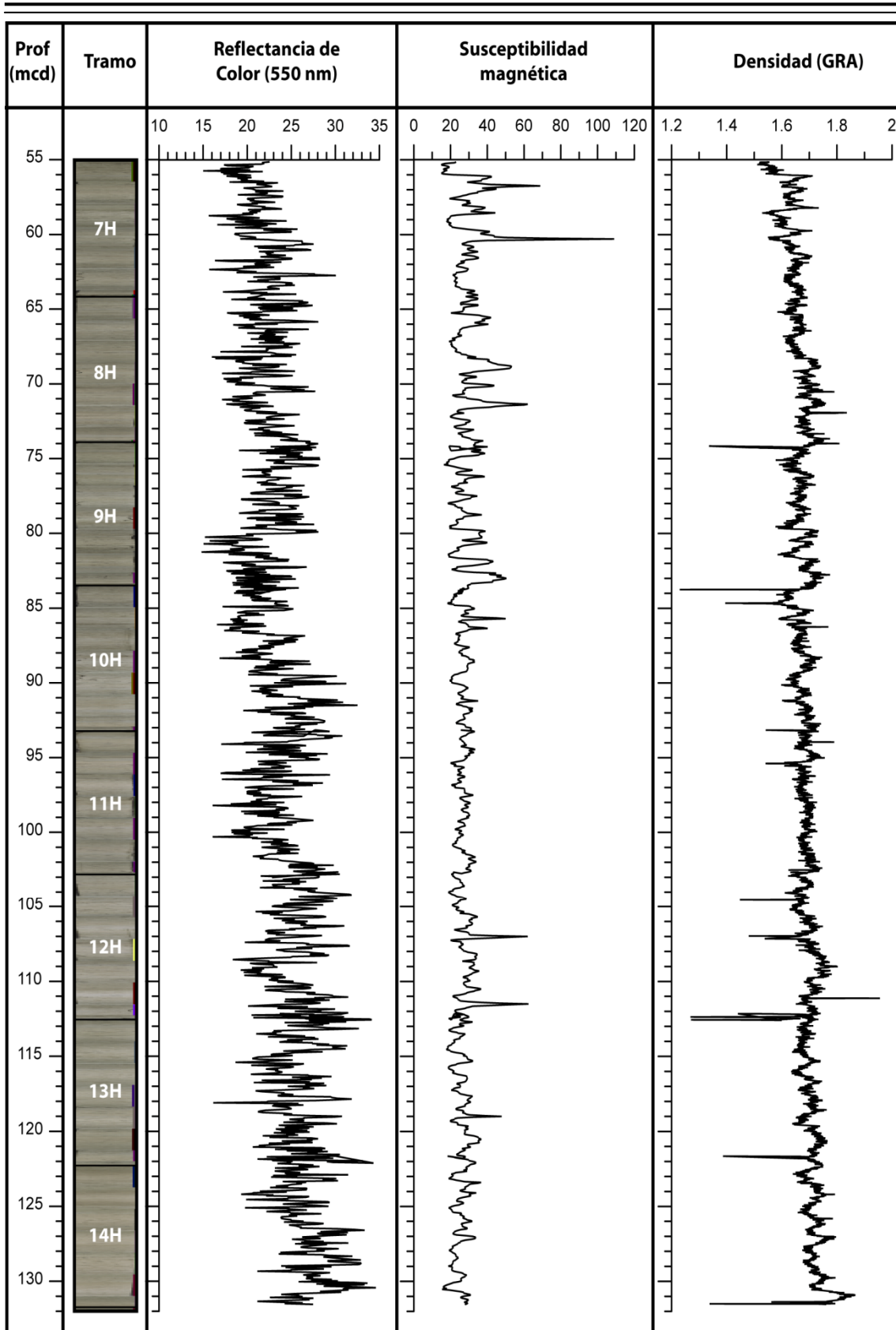


Figura 3.4 Curvas de reflectancia de color, susceptibilidad magnética y densidad del sedimento de la perforación ODP 999 para los tramos estudiados en este trabajo.

3.3 TÉCNICA DE PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA RECuentOS ABSOLUTOS

Se seleccionaron 374 muestras con el objeto de obtener resolución orbital (~5.5 Ka) para el intervalo de tiempo estudiado, que fueron preparadas en el laboratorio de micropaleontología de la Universidad de Salamanca, siguiendo la técnica de decantación de Flores & Sierro (1997). Este es un procedimiento altamente eficiente que permite la preparación de alta cantidad de muestras al mismo tiempo, así como resultados óptimos para la obtención de cantidades absolutas de nanofósiles gracias a la distribución homogénea del sedimento en cada lámina.

El procedimiento se describe detalladamente a continuación:

- ✓ Secado de las muestras, a temperatura de 40°C.
- ✓ Se pesaron 0,1 g de cada muestra en balanza electrónica y se depositaron en botes de vidrio con tapón de goma, cada uno de ellos con capacidad de 10 ml debidamente marcados con la signatura correspondiente a cada muestra.
- ✓ Preparación de solución tamponada: Un (1) litro de agua destilada, 0,15 g de Na_2CO_3 y 0,2 g de NaHCO_3 . Esta solución tiene la función de ayudar a la disgregación del sedimento.
- ✓ Cada bote con sedimento fue llenado con 10 ml de la solución tamponada, que se agitó y se dejó en reposo para facilitar el proceso de disgregación.
- ✓ Preparación de gelatina: Un (1) litro de agua tamponada al que se agregaron 0,08g de gelatina de oro. Esta solución se mantuvo en nevera durante por lo menos una (1) noche.
- ✓ Se emplearon placas Petri de 10 ml de capacidad, que fueron debidamente identificadas con el nombre de cada muestra, y se ubicaron en una mesa de vidrio frente al bote correspondiente. Se depositó un cubreobjetos en el fondo de cada placa y se procedió a llenar cada una hasta el borde con la solución de gelatina.

- ✓ Con una micropipeta se extrajeron 100 µl de cada bote de vidrio (sedimento + agua tamponada), mezclando cuidadosamente esta solución con la gelatina, y teniendo la precaución de que la micropipeta no haga contacto con el cubreobjetos, que siempre debe permanecer en el fondo de cada placa Petri.
- ✓ Se dejaron las placas en proceso de decantación durante una noche y la mañana siguiente se procedió a introducir un trozo de papel para retirar el líquido remanente por capilaridad.
- ✓ Se marcaron los portaobjetos con el nombre de cada muestra y se colocaron sobre la placa térmica a ~50°C.
- ✓ Se preparó el sellante de las placas, que consta de Bálsamo de Canadá (50-70%) y Xileno (50-30%), mezclando bien y evitando que se formen burbujas.
- ✓ Con ayuda de un instrumento plano (bisturí) se retiraron uno a uno los cubreobjetos de las placas Petri, se colocaron sobre la placa térmica, se aplicaron dos o tres gotas del sellante sobre cada uno y se montó el portaobjetos. Se dejaron dentro del horno a 50°C durante varios días y posteriormente se dejaron terminar de sellar sobre una superficie plana y sin calor durante 1 día.

3.4 ANÁLISIS AL MICROSCOPIO ÓPTICO Y RECIENTOS

Una vez las placas estuvieron completamente secas, se procedió a su observación en el microscopio óptico NIKON Eclipse 80i, bajo nícoles cruzados y paralelos, a 1000X. Se realizaron los reconocimientos taxonómicos, la identificación de características tafonómicas (grado de preservación de los nanofósiles), y el análisis cuantitativo de nanofósiles calcáreos. En investigaciones paleontológicas el número de individuos de una especie en particular se expresa mediante la proporción sobre el número total de individuos, que representa su abundancia relativa o porcentaje (%) (Buzas, 1990). Para establecer los límites de confianza de dichas estimaciones, se debe calcular el número de individuos representativos de la asociación. Mediante la distribución binomial, Dryden (1931), Dennison & Hay (1967), Wright & Hay (1971), entre otros, concluyeron que un promedio de 300 individuos es suficientemente representativo para la mayoría

de los objetivos. Dicho tamaño de muestra sería el mínimo requerido para que la probabilidad de ocurrencia de la especie sea de 0.95 (Dennison & Hay, 1967; Wright & Hay, 1971).

Con base en tales determinaciones, y para incrementar el grado de precisión en los cálculos, en el presente trabajo se realizaron dos recuentos en cada placa. Un primer recuento de más de 400 individuos de toda la asociación de nanofósiles calcáreos, y un segundo recuento de más de 300 individuos que incluye únicamente las especies de mayor tamaño y minoritarias en abundancia y que tiene por objeto dar mayor peso estadístico a las especies presentes en un rango inferior al 5% de la abundancia total.

3.5 TRATAMIENTO DE LOS DATOS

3.5.1 OBTENCIÓN DE TASAS DE ACUMULACIÓN DE NANOFÓSILES Y POSICIÓN DE LA TERMO/NUTRICLINA

A partir de los datos obtenidos, se siguió el procedimiento de Flores & Sierro (1997) para la obtención cantidades absolutas en porcentajes (%), y nanofósiles por gramo de sedimento (n/g) tanto por especie como del total de la asociación. Posteriormente, empleando los datos de densidad del sedimento (ODP) y tasas de sedimentación (Shackleton *et al.*, 1995a; Haug & Tiedemann, 1998; Steph *et al.*, 2010) se calcularon las tasas de acumulación de nanofósiles ($NAR = \text{nanofósiles/cm}^2 \cdot \text{Ka}$) (Flores & Sierro, 1997) y el índice N (Flores *et al.*, 2000).

La NAR se emplea como indicador de paleoproductividad y flujo de partículas en la capa de mezcla (Steinmetz, 1994; Su, 1996; Baumann *et al.*, 2004; Amore *et al.*, 2012; Palumbo *et al.*, 2013; Cabarcos *et al.*, 2014). El índice N (Flores *et al.*, 2000) ha sido ampliamente utilizado para monitorizar las fluctuaciones en la posición de la termo/nutriclina (e.g. Takahashi & Okada, 2000; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004; Kameo *et al.*, 2004; Marino *et al.*, 2009; Maiorano *et al.*, 2009, 2013; Bolton *et al.*, 2010, 2011), mediante la proporción entre los reticulofenéstidos; como indicadores de elevada productividad en la Zona Fótica Superior (ZFS: <200 m), en este trabajo representados por *R. minuta*, *R. minutula*, "small" *Gephyrocapsa* y *P. lacunosa*; y *F.*

profunda habitante de la Zona Fótica Inferior (ZFI: >200 m) en las regiones tropicales y subtropicales. La abundancia de *F. profunda* se incrementa cuando la ZFS está empobrecida en nutrientes y la nutriclina es profunda, y viceversa.

En este trabajo el índice N se ha calculado mediante la siguiente fórmula:

$$N = \frac{\text{Placolitos } <5\mu\text{m} + P. lacunosa}{\text{Placolitos } <5\mu\text{m} + P. lacunosa + F. profunda}$$

Elevados valores de N, es decir iguales o cercanos a 1, indican elevada productividad en la ZFS como resultado del ascenso de la termo/nutriclina, que se localiza en o próxima a la superficie oceánica. Por el contrario valores bajos, cercanos o iguales a cero, señalan mayor abundancia de *F. profunda* y por consiguiente fuerte estratificación de la columna de agua y profundización de la termo/nutriclina. El índice N tiene limitaciones en cuanto a que sólo tiene en cuenta los coccolitofóridos y excluye las modificaciones en el resto de las algas que también son indicadoras de productividad primaria o que también señalan la posición de la termoclina (e.g. foraminífero planctónico *N. pachyderma*) y no estima efectos de las alteraciones del océano como la acidificación.

A continuación se procedió a obtener el registro bioestratigráfico de cada perforación y a realizar el ajuste de los modelos de edad para cada una de ellas. Una vez calibrado el modelo de edad (Capítulo 5), se procedió a obtener las curvas de abundancias relativas y absolutas (% NAR) para cada una de las especies/grupos, así como del índice N. Posteriormente, estas gráficas fueron analizadas e interpretadas, lo que permitió la identificación de diferentes intervalos indicadores de cambios en las condiciones paleoceanográficas, así como también la aplicación de análisis espectrales que se describirán en el Capítulo 4 de este trabajo.

4. Forzamiento orbital del clima



La variabilidad glacial-interglacial es la razón básica a partir de la cual se han desarrollado las diferentes teorías que vinculan los parámetros orbitales como uno de los principales factores que modulan el clima. En 1837, Louis Agassiz propuso por primera vez de manera científica que La Tierra había estado expuesta en el pasado a periodos glaciares con presencia de grandes masas de hielo cubriendo los continentes. En 1840 su teoría fue publicada en el trabajo denominado Estudios sobre los Glaciares (*Etudes sur les glaciers*). En 1864, James Croll publicó “*On the Physical Cause of the Change of Climate During Geological Epochs*” en el que propuso que los cambios en los parámetros orbitales son los factores periódicos y extraterrestres responsables del inicio de las múltiples épocas glaciares. Posteriormente, en 1941 Milutin Milankovitch publica los cálculos detallados mediante los cuales se cuantifican las variaciones de los parámetros orbitales, y su teoría que postula que la insolación de La Tierra es controlada principalmente por tres parámetros cíclicos: la excentricidad de la órbita terrestre, la oblicuidad del eje de rotación de la tierra y la precesión de los equinoccios (Figura 1.4). Esta teoría vincula los cambios en la insolación de verano en altas latitudes del hemisferio norte con la variabilidad glacial – interglacial.

La insolación media anual cambia moderadamente en respuesta a las modificaciones de la órbita terrestre, pero la redistribución geográfica y estacional de la radiación solar sobre La Tierra puede afectar dramáticamente su clima (Milankovitch, 1941; Berger, 1978; Laskar *et al.* 1993; Paillard, 2001; Ashkenazy *et al.*, 2010). De esta manera los parámetros orbitales determinan de manera significativa la estacionalidad en las temperaturas oceánicas superficiales (*Sea Surface Temperatures - SST*), así como otros aspectos oceánicos y atmosféricos en la región ecuatorial, lo que tendría implicaciones directas tanto en la variabilidad como en la interpretación de los registros y fenómenos ENSO (El Niño Southern Oscillation) en el Pacífico ecuatorial (Ashkenazy *et al.*, 2010) y sus efectos a nivel global.

Excentricidad de la Órbita

Este parámetro calcula la desviación de la órbita terrestre respecto de una circunferencia perfecta ($e= 0$). La órbita de la tierra tiene un recorrido que no corresponde a una circunferencia sino a una elipse, y fluctúa en valores entre 0.005

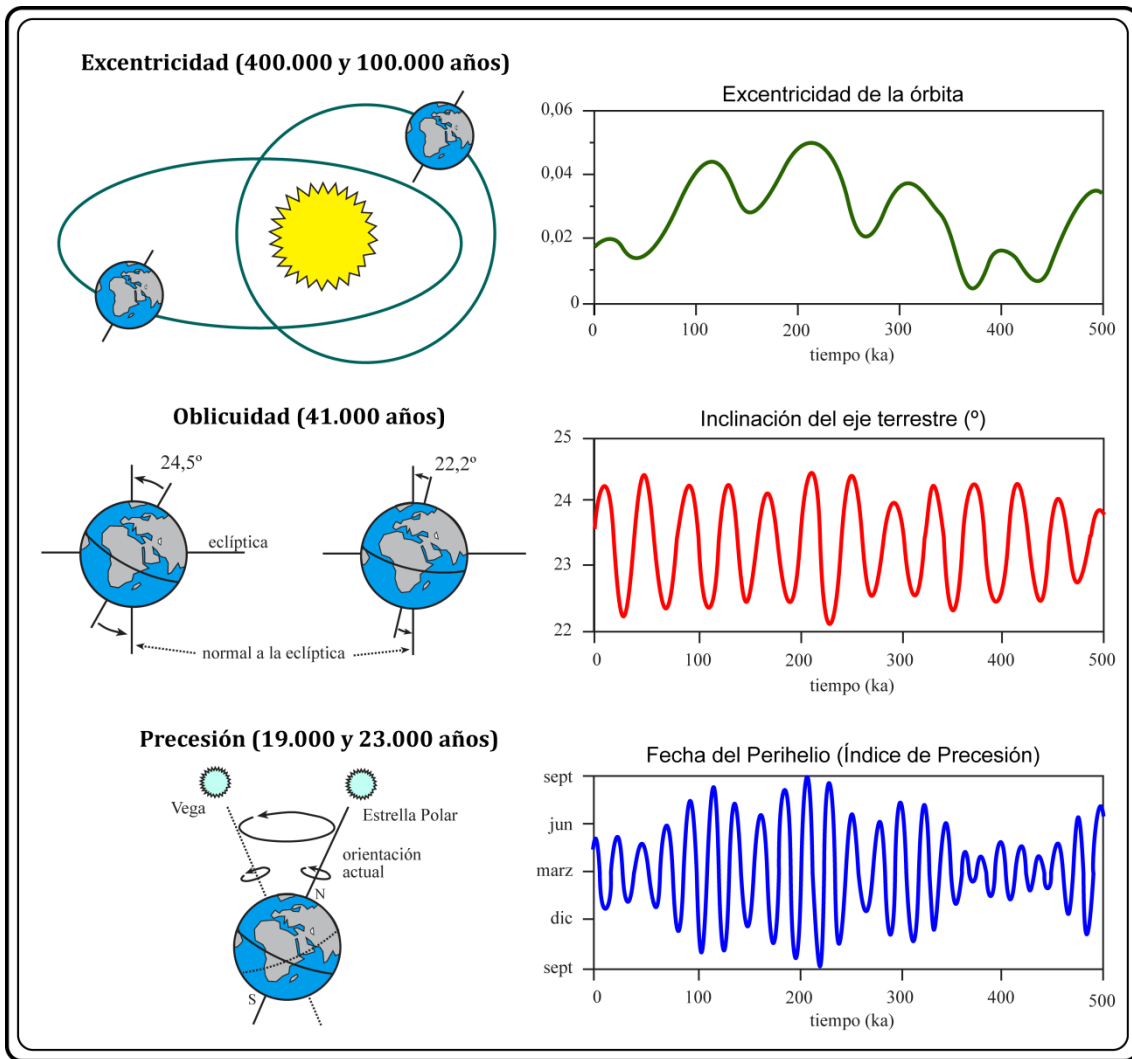


Figura 4.1 Esquema de los parámetros orbitales terrestres, cuyos ciclos fueron calculados por Milutin Milankovitch (1941), y registro de cada uno de ellos para los últimos 500.000 años obtenidos mediante el método de Laskar (1990) empleando el programa Analyseries 2.0 (Paillard *et al.*, 1996). Modificado de Colmenero-Hidalgo, 2004.

(casi circular) hasta 0.060. Actualmente $e = 0.018$ (Berger & Loutre, 2002). El punto en el que la Tierra se encuentra más alejada del sol se denomina Afelio, mientras aquel donde se encuentra más cercana se denomina Perihelio. Este parámetro varía con una ciclicidad calculada en periodos de 400 y 100 Ka.

El incremento en el valor de la excentricidad aumenta el contraste verano-invierno en los hemisferios; por ejemplo, si con un alto valor de excentricidad en un hemisferio el verano coincide con el perihelio y el invierno con el afelio, el verano será muy intenso y el invierno muy débil, y ocurrirá lo contrario en el otro hemisferio.

Oblicuidad del Eje Terrestre

La oblicuidad de la eclíptica o ángulo de inclinación del eje terrestre en relación con el plano de su órbita varía entre 22.3° a 24.5°, actualmente su valor es de 23.5°. Este factor es determinante en la ocurrencia de las estaciones, puesto que si su valor fuese cero, no existiría estacionalidad. Por el contrario un elevado ángulo de inclinación ocasionaría un exceso de insolación durante el verano en altas latitudes, y menores temperaturas durante el invierno. La oblicuidad tiene ciclos aproximado de 41.000 Ka y ciclos menores de 54, y 29-31 Ka (Berger, 1977; Ruddiman *et al.*, 1986; Berger & Loutre, 1992). Este parámetro afecta el contraste estacional y el gradiente latitudinal de insolación, y explica la mayor parte de la varianza en la insolación anual (Loutre *et al.*, 2004). Su efecto es simétrico entre los hemisferios pero asimétrico entre los trópicos y altas latitudes (Laepfle & Lohmann, 2009)

Precesión de los Equinoccios

Es el movimiento circular que realiza el eje de la Tierra en relación con el polo de la eclíptica, trazando un cono. La precesión presenta dos ciclos de aproximadamente 19 y 23 Ka. Este parámetro modula la excentricidad, determinando el momento del año en que se alcanza el perihelio y el afelio. La radiación solar en regiones extratropicales es mayor en los solsticios, mientras en el ecuador tiende a ser mayor hacia los equinoccios. El efecto de la precesión sobre la insolación depende de la excentricidad de la órbita, cuando ésta es más circular la precesión no produce cambios netos en la radiación en las estaciones de cada hemisferio, pero cuando la órbita es más elíptica, la diferencia en la cantidad de radiación que reciben los hemisferios durante las estaciones se incrementa considerablemente.

4.1 ANÁLISIS ESPECTRALES

Hays *et al.* (1976) demostraron la influencia de los parámetros orbitales sobre el clima y su control sobre los periodos glaciares, y emplearon análisis espectrales de los registros climáticos concluyendo que la varianza climática está controlada por cambios en la insolación relacionados con modificaciones en la órbita terrestre, en frecuencias

astronómicas correspondientes a la excentricidad (100 Ka), la oblicuidad (41 Ka) y la precesión (23-19 Ka) que posteriormente han sido ampliamente utilizados en diferentes estudios que vinculan la respuesta del sistema climático a las variaciones de orbitales (e.g. Imbrie & Imbrie, 1980; Berger, 1989; Berger & Pestiaux, 1987, Berger *et al.*, 1992; Bickert *et al.*, 1997; Colmenero-Hidalgo, 2004; López-Otálvaro, 2005; Lawrence *et al.*, 2006; Sexton & Barker, 2012; Palumbo *et al.*, 2013; entre otros). Ruddiman *et al.* (1986) confirmaron el hallazgo de Berger (1977) sobre la presencia de picos espectrales significativos pero menos pronunciados que se presentan en periodos de 54 y 31 Ka, que explicaron como señales en respuesta al forzamiento de la insolación en condiciones de menor oblicuidad.

Los análisis espectrales surgen como un método de comparación entre los factores orbitales y el registro climático a lo largo del tiempo, y han sido ampliamente aceptados debido a que se desarrollan con base en cálculos matemáticos y estadísticos que correlacionan los parámetros establecidos por Milankovitch con indicadores paleoceanográficos y paleoclimáticos obtenidos para diferentes intervalos de tiempo. La estimación de la función de densidad espectral o espectro, calculado con base en un conjunto de datos generados a lo largo de una serie de tiempo, se denomina análisis espectral. Mediante este procedimiento se procura descomponer la serie temporal en diferentes bandas de frecuencia y estimar la jerarquía relativa de cada una de estas frecuencias así como su influencia en la varianza total de la serie (Arнау-Gras, 2001). Los análisis espectrales son útiles para encontrar componentes con señales armónicas en series de tiempo, o relaciones en fase entre componentes con señales armónicas en dos series de tiempo distintas (análisis espectrales cruzados) (Schulz & Stattegger, 1997).

4.1.1 MÉTODOS DE ANÁLISIS ESPECTRAL

Se realizaron análisis espectrales y de coherencia con la finalidad de determinar la presencia de periodicidades (ciclicidades) en los registros de abundancia de los nanofósiles calcáreos (NAR), que permitan identificar los forzamientos que los ocasionaron y que estarían directamente relacionados con los parámetros orbitales y

por consiguiente con la variabilidad del sistema climático en la región tropical durante el intervalo previo y posterior a la completa emersión del istmo centroamericano.

4.1.1.1 Espectros de Potencia-Frecuencia

El propósito de analizar las series de tiempo es determinar algunas de las propiedades esenciales del sistema cuantificando ciertas características de la serie de tiempo. El enfoque del dominio espectral está motivado por la observación de que el comportamiento más regular, y por tanto predecible, de una serie de tiempo es ser periódico. Con base en esta premisa se procede a determinar los componentes periódicos involucrados en las series de tiempo computando sus periodos asociados, amplitudes y fases, en ese orden (Ghil *et al.*, 2001). La finalidad del análisis espectral de series climáticas es entonces hallar las periodicidades, su significado y persistencia, y su similitud con series climáticas de diferentes zonas geográficas (Moreno-Caballud, 2002). La realización de análisis espectrales presenta varias dificultades, puesto que la mayor parte de las series climáticas corresponden a registros indirectos de una propiedad determinada, por ejemplo, las SSTs actuales pueden obtenerse por métodos directos, pero las paleotemperaturas se miden con base en algunas especies de foraminíferos preservados en los sedimentos. Otros inconvenientes son la diferencia en las tasas de sedimentación, la resolución e irregularidad de los intervalos de muestreo y la presencia de ruido en frecuencias distintas (Yiou *et al.*, 1996; Moreno-Caballud, 2002; Colmenero-Hidalgo, 2004).

En este trabajo se realizaron los análisis espectrales mediante el software *Analyseries 2.0* (Paillard *et al.*, 1996) empleando el Método Blackman-Tukey (Blackman & Tukey, 1958). Otros métodos de análisis espectral comúnmente empleados en estudios paleoclimáticos son el Método de Máxima Entropía (MEM) y el Método "Multi-taper" (MTM), que no se detallarán aquí. *Analyseries* permite efectuar el pretratamiento de los datos mediante el remuestreo de las secuencias a intervalos regulares, y elegir los parámetros de confianza vs. resolución, la longitud de la serie de autocovarianza.

El Método de Blackman-Tukey (B-T) calcula la covarianza de un conjunto de datos, aplica una ventana espectral y por último una transformada estándar de Fourier. El mecanismo de ventanas espectrales reduce la varianza del espectro mediante el

suavizado del periodograma, agrupando sus ordenadas en conjuntos de tamaño estándar y permite hallar su valor promedio. Así, las ventanas espectrales determinan la amplitud de las bandas de frecuencias examinadas y el peso relativo asignado a cada frecuencia dentro de la banda (Arнау-Gras, 2001). En resumen, mediante este análisis se obtienen las frecuencias dominantes en un registro (Figura 4.2).

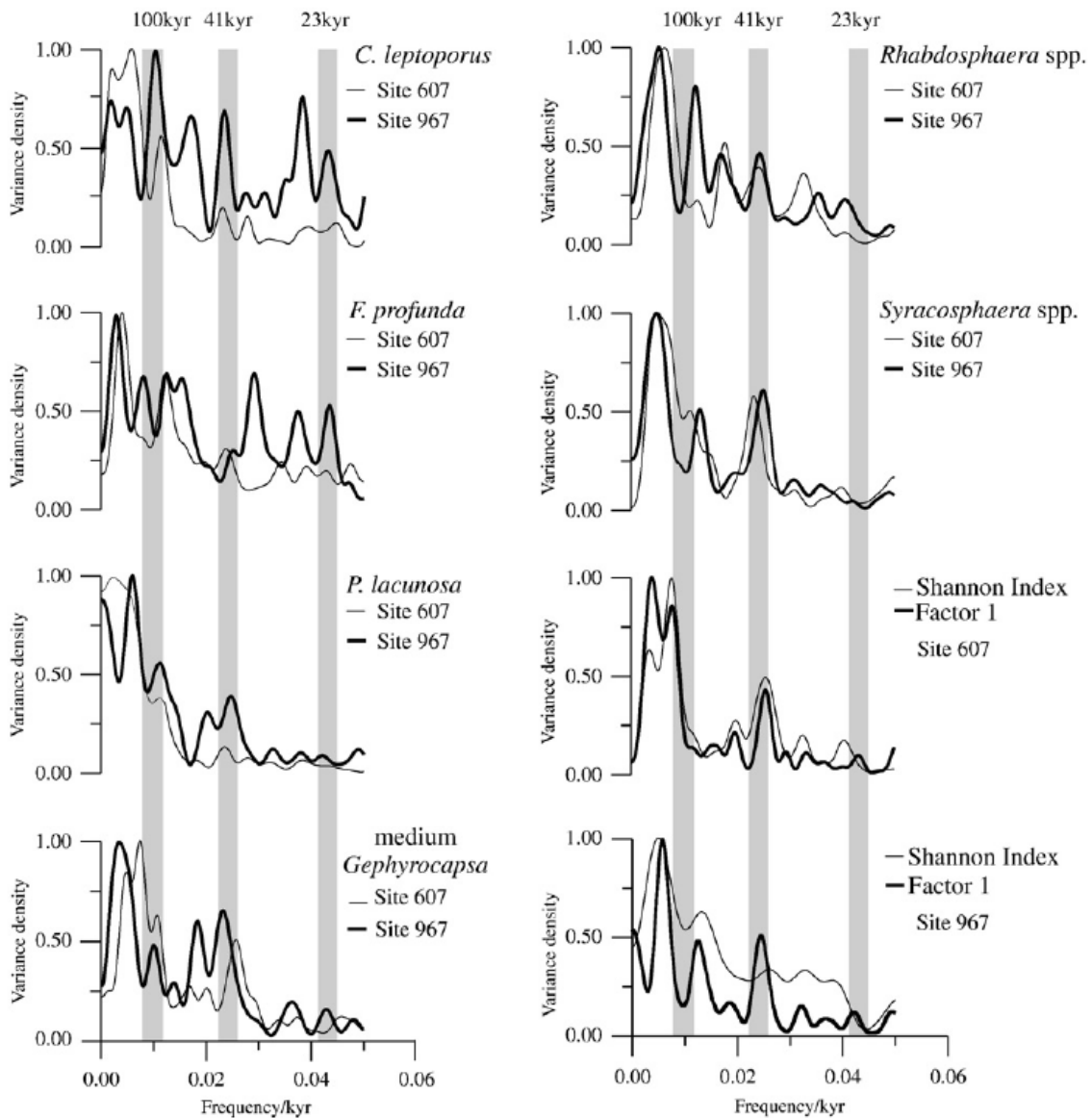


Figura 4.2 Análisis espectrales de la asociación de nanofósiles calcáreos durante la “Revolución del Pleistoceno medio” (~1500-600 Ka) en el Atlántico norte (Site DSDP 607) y el Mediterráneo oriental (Site ODP 967) (Tomada de Marino *et al.*, 2008).

Los análisis espectrales fueron aplicados a las tasas de acumulación (NAR) de las especies dominantes de la asociación en cada una de las secuencias, y no se emplearon filtros con el fin de evitar alterar la señal primaria obtenida mediante los

recuentos. Se empleó la solución orbital de Laskar *et al.* (2004) para las variaciones relacionadas con la excentricidad, la oblicuidad, la precesión y la insolación. Teniendo en cuenta que la longitud de cada serie es de ~ 2 Ma, las secuencias fueron muestreadas a intervalos más o menos equidistantes, que en promedio representan ~ 5 Ka, con el fin de obtener resolución que incluyese ciclos de hemiprecesión (11 y 5.5 Ka).

4.1.1.2 Análisis de Coherencia

El Método Blackman-Tukey también se emplea para realizar análisis espectrales cruzados de dos series temporales $x(t_i)$ y $y(t_i)$ y comparar la similitud entre las frecuencias de ambas series estimando la coherencia entre los espectros (Colmenero-Hidalgo, 2004; Cazelles *et al.*, 2008). La coherencia (K) es una medida de la correlación lineal entre dos series de tiempo a lo largo de una banda de frecuencia dada cuando la diferencia de fase es ajustada a cero (0), se expresa en porcentajes y brinda información sobre el intervalo de error de la comparación para un nivel de confianza dado y se considera estadísticamente significativa cuando K es $>95\%$ representando que los valores por debajo de ese umbral no son significativos (van der Laan *et al.*, 2012) (Figura 4.3). La fase estimada sobre una banda de frecuencia específica indica las relaciones temporales entre dos series de tiempo. Se traduce también como el coeficiente de correlación en el espacio de la frecuencia, con valores que fluctúan entre 0 y 1, donde 1 señala máxima coherencia y 0 que las series son independientes (Cortina, 2012). Adicionalmente este método permite obtener el ángulo de fase entre las series brindando información acerca del retraso, es decir si se encuentran en fase (0°), si están anticorrelacionadas (180°) o fuera de fase (valores intermedios) (Tcheslavski, 2005).

El análisis espectral cruzado se usa generalmente para comparar series climáticas con testigos de referencia (e.g. testigos de hielo de Groenlandia), o con series obtenidas mediante cálculos matemáticos (e.g. insolación que recibe la Tierra a una determinada latitud). La representación gráfica del análisis de coherencia se realizó mediante el software *R* (*R. Core Team*, 2012), que es un lenguaje y entorno de programación para análisis estadístico y gráfico formado por un módulo básico con un conjunto de

aplicaciones estadísticas de uso común, que tiene la opción de añadir paquetes para aplicaciones específicas y permite interactuar con otros lenguajes de programación como C, Fortran, Python, Matlab, etc.

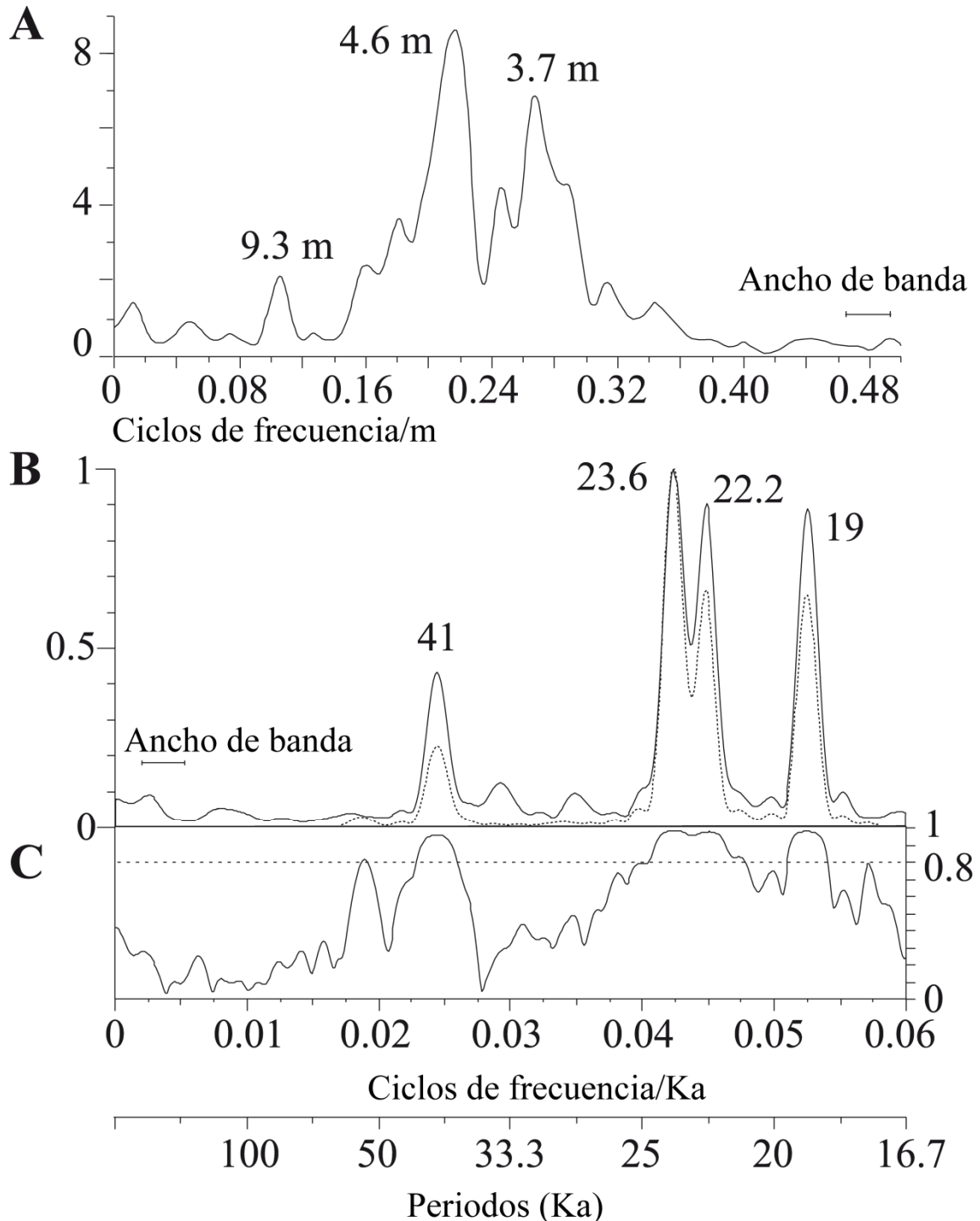
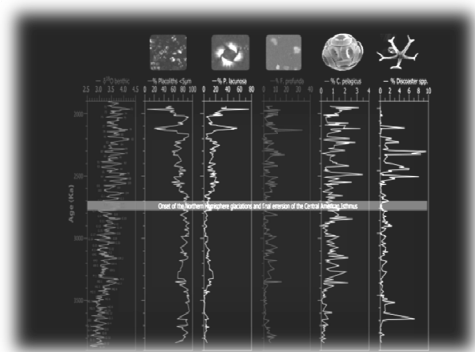


Figura 4.3 A. Análisis espectral del registro de profundidad sónica del pozo At-3. B. y C.: Análisis espectral cruzado y coherencia entre la curva de insolación de verano a 65°N (La90) (línea punteada) y registro sónico calibrado de At-3 (línea sólida) (Modificada de Sierro *et al.*, 2000)

5. Modelo de Edad, Bioestratigrafía y Biocronología



Las edades recalibradas por Raffi *et al.* (2006) fueron una importante referencia en el estudio biocronológico de las dos perforaciones analizadas, para la determinación del grado de sincronismo o diacronismo de los eventos bioestratigráficos de nanofósiles calcáreos del intervalo comprendido en este trabajo. Dichos autores reajustaron las edades obtenidas en estudios biocronológicos e isotópicos previos (Mix *et al.*, 1995a, b; Raffi & Flores, 1995; Shackleton *et al.*, 1995a, b; Bickert *et al.*, 1997; Curry *et al.*, 1995; Lourens *et al.*, 1996a, b; Lourens *et al.*, 1998; Driever, 1988; Lourens *et al.*, 2001; Staerker, 1998), empleando registros de las inversiones magnéticas astronómicamente calibrados, basados en la escala ATNTS (*Astronomically Tuned Neogene Time Scale*, Lourens *et al.* 2004) y estratigrafía de isótopos estables (Lisiecki & Raymo, 2004; Shackleton *et al.*, 1995a, b). Adicionalmente se compararon los resultados obtenidos aquí con otros registros biocronológicos obtenidos por Backman & Shackleton, 1983; Gartner, 1990; Curry *et al.*, 1995; Young, 1998; Gibbs *et al.*, 2005; y en los *Initial y Scientific Results* generados por equipos a bordo de las campañas de perforación de IODP (e.g. Shipboard Scientific Party, 1995).

Para la definición de los eventos se empleó la nomenclatura utilizada por Raffi *et al.* (2006):

LO: *Lowest Occurrence*= primer registro de una especie o género;

HO: *Highest Occurrence*= último registro de una especie o género

5.1 PERFORACIÓN ODP 846

El primer análisis bioestratigráfico con base en nanofósiles calcáreos de esta perforación se realizó por parte Raffi & Flores (1995), quienes integraron el equipo científico a bordo del *RV Joides Resolution* durante la campaña 138. Dichos autores definieron los bioeventos de nanofósiles calcáreos para las once perforaciones de la campaña, e identificaron los límites biozonales establecidos por Martini (1971), Bukry, (1973, 1978) y, Okada & Bukry (1980). La biocronología abordo se basó en la escala de tiempo calibrada astronómicamente por Shackleton *et al.* (1995a, b) obtenida con base en los registros de densidad GRAPE (*Gamma Ray Attenuation Porosity Evaluation*) y de

isótopos en foraminíferos bentónicos ($\delta^{18}\text{O}$), calibrados mediante magnetoestratigrafía con base en la escala de Cande & Kent (1992), específicamente para las perforaciones obtenidas durante la campaña 138.

Con base en dicha cronología (Shackleton *et al.*, 1995a, b) se obtuvo el modelo de edad para los eventos identificados en desarrollo del presente trabajo (Figura 5.1), y tasas de sedimentación promedio para el Plioceno de $\sim 42\text{m/Ma}$ y para el Pleistoceno, levemente más altas, de $\sim 48\text{m/Ma}$. Con el objeto de establecer el grado de sincronismo/diacronismo de los diferentes datums, se revisaron las calibraciones temporales que se han llevado a cabo para cada uno de ellos en diferentes cuencas oceánicas de referencia como son en los océanos Atlántico y Pacífico así como el Mar Mediterráneo, y que se han obtenido mediante el empleo de herramientas geoquímicas (isótopos), correlación con ciclos sedimentarios claramente relacionados con fluctuaciones climáticas orbitalmente inducidas, y magnetoestratigrafía (Lisiecki & Raymo, 2005; Shackleton *et al.*, 1995a, b; Shackleton & Hall, 1997; Lourens *et al.*, 2004; Raffi *et al.*, 2006).

Se identificaron nueve (9) eventos bioestratigráficos para el periodo comprendido entre ~ 3.9 y 1.85 Ma, que indican una tasa de sedimentación continua, puesto que tienen lugar en orden consecutivo de acuerdo con las biozonaciones estándar y las calibraciones establecidas para el Plioceno temprano hasta el Pleistoceno temprano, por Martini (1971) (NN) y, Okada & Bukry (1980) (CN) complementada posteriormente por Raffi & Flores (1995) (Tabla 5.1 y Figura 5.2).

También son notorios cambios drásticos en las abundancias de algunas especies de asterolitos durante el periodo estudiado, aunque no les ha considerado como eventos bioestratigráficos.

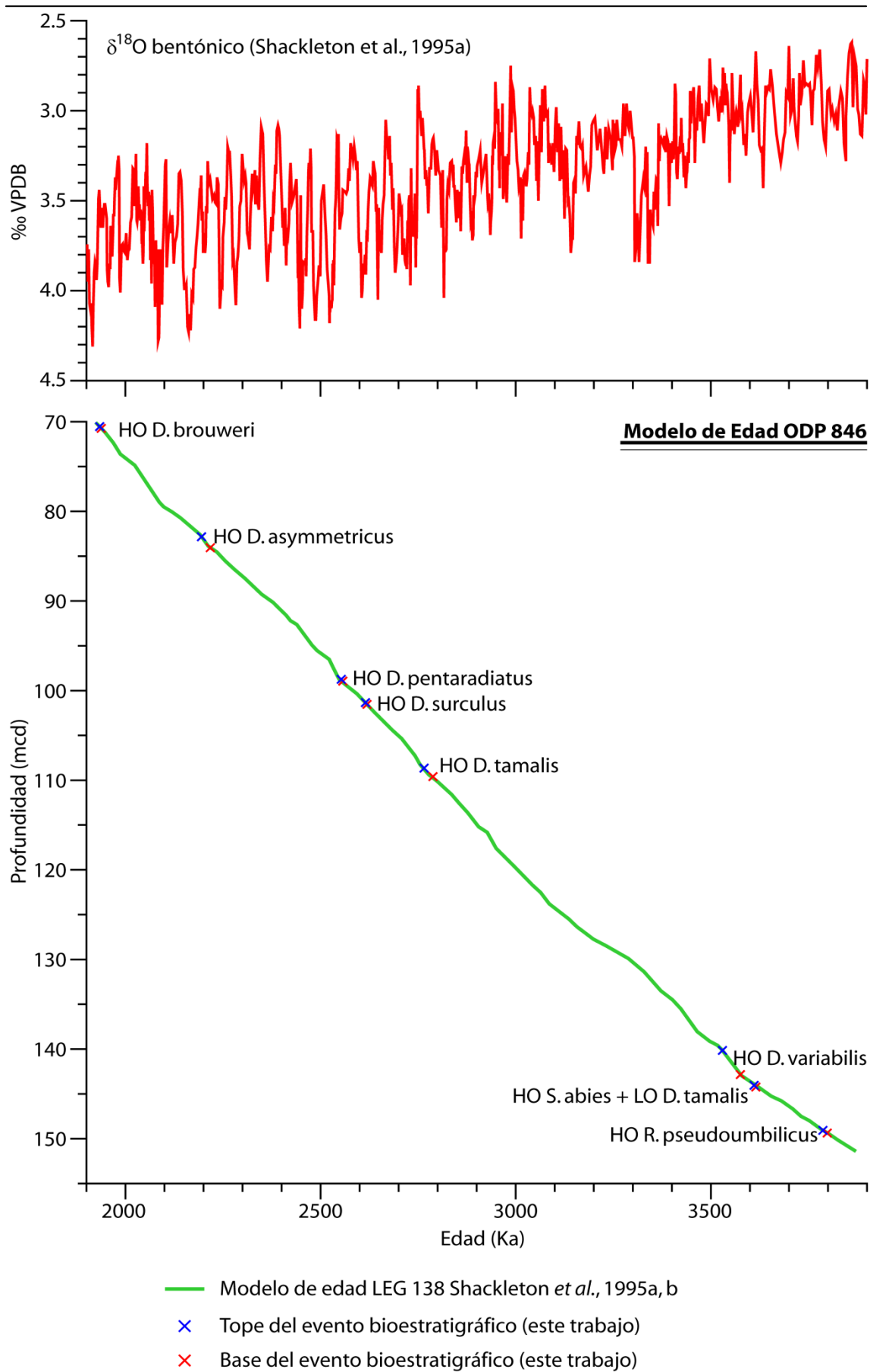


Figura 5.1 Modelo de Edad Perforación ODP 846

Tabla 5.1 Biocronología de los Eventos de Nanofósiles Calcáreos en la Perforación ODP 846.

Evento de Nanofósiles Calcáreos	Profundidad (rmcd*)	Edad (Ma) (este trabajo)	Edades estimadas * (Ma)	* Referencias
HO <i>D. brouweri</i>	70.55–70.75	1.933–1.937	1.88 (Atl., Pac., Ind.) 1.926 (WEA) 1.95 (EM) 2.06 (EEP) 1.96±0.11 (EEP)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995
HO <i>D. asymmetricus</i>	82.85–84.06	2.194–2.198	2.2 (Atl., Pac., Ind.) 1.93	Backman & Shackleton, 1983 Young, 1998
HO <i>D. pentaradiatus</i>	98.75–99.55	2.552–2.556	2.35 (Atl., Pac., Ind.) 2.393 (WEA) 2.44±0.06 (EEP) 2.512 (EM)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Raffi <i>et al.</i> , 2006
HO <i>D. surculus</i>	101.35–102.15	2.614–2.618	2.41 (Atl., Pac., Ind.) 2.485 (WEA) 2.52 (EEP) 2.539 (EM) 2.61±0.09 (EEP) 2.61 (WEA)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Curry <i>et al.</i> , 1995
HO <i>D. tamalis</i>	109.73–110.30	2.769–2.787	2.65 (Atl., Pac., Ind.) 2.76±0.01 (EEP) 2.8 (EM) 2.801 (WEA) 2.87 (EEP)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi & Flores, 1995 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006
HO <i>D. variabilis</i>	120.95–123.95	3.025–3.089	2.49 2.90 (Atl., Pac., Ind.)	Young, 1998 Backman & Shackleton, 1983
HO <i>Sphenolithus</i> spp.	144.25–145.05	3.596–3.605	3.45 (Atl., Pac., Ind.) 3.52–3.56 (WEA) 3.65 (EEP) 3.65±0.05 (EEP) 3.7 (EM)	Backman & Shackleton, 1983 Gibbs <i>et al.</i> , 2005 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Raffi <i>et al.</i> , 2006
LO <i>D. tamalis</i>	144.25–144.05	3.596–3.605	3.80 (Ind) 4.13	SSP, 1989 Young, 1998
HO <i>R. pseudoumbilicus</i>	149.07–150.86	3.786–3.797	3.56 (Atl., Pac., Ind.) 3.79 (EEP) 3.804±0.003 (EEP) 3.81–3.82 (WEA) 3.839 (EM)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Gibbs <i>et al.</i> , 2005 Raffi <i>et al.</i> , 2006

rmcd*: Escala de profundidad corregida por expansión del sedimento después de su extracción (ODP Scientific Shipboard Team).

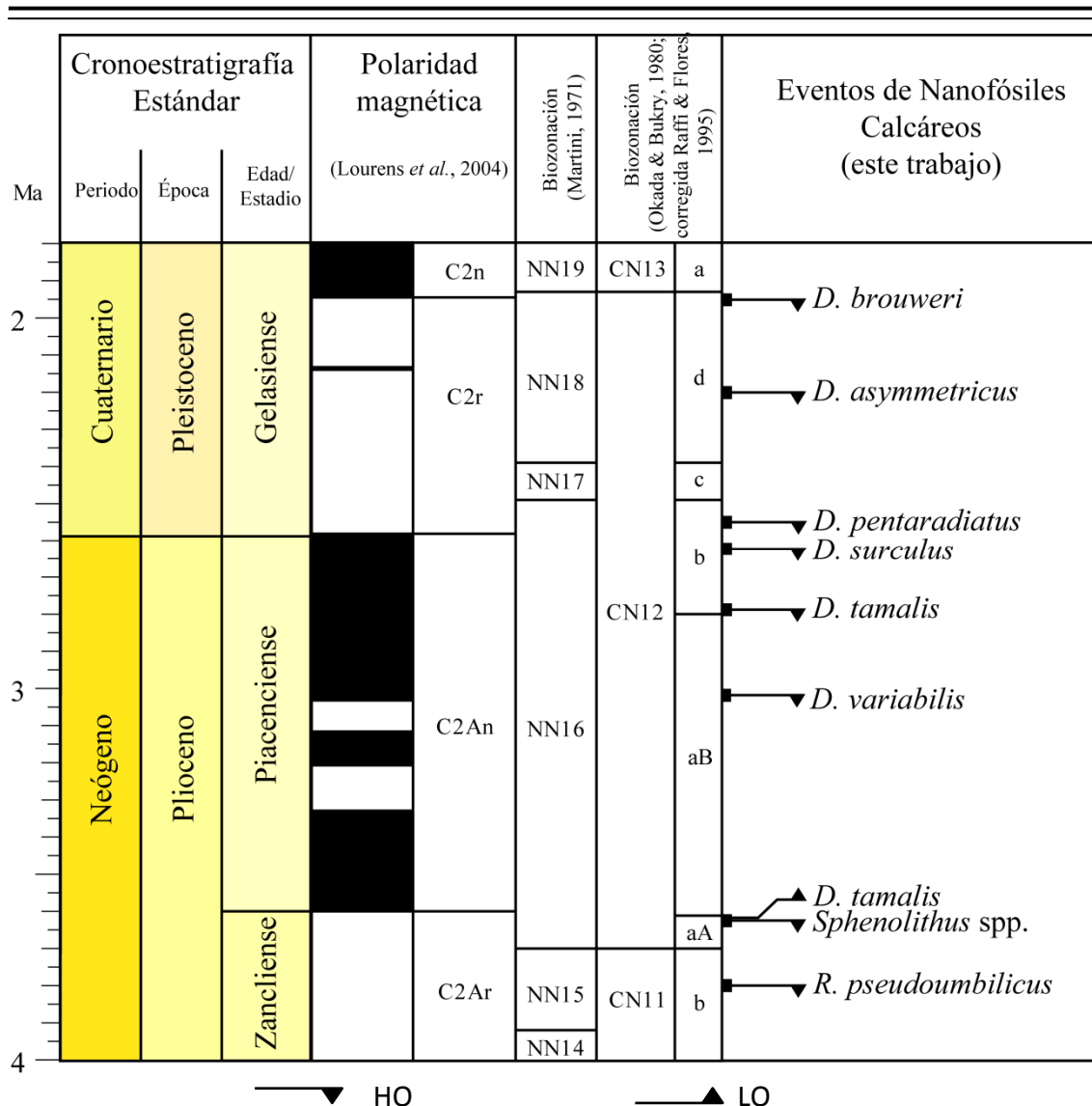


Figura 5.2 Biozonación de nanofósiles calcáreos durante el Plioceno temprano hasta el Pleistoceno temprano en la perforación ODP 846D (este trabajo).

5.1.1 HO *Reticulofenestra pseudoumbilicus* – HO *Sphenolithus* spp.

Al final del Zancliense (Plioceno temprano) se presentan dos eventos bioestratigráficos relevantes en las asociaciones de nanofósiles calcáreos a nivel global. El primer evento bioestratigráfico que se registra de base a techo es la extinción de *Reticulofenestra pseudoumbilicus* >7µm (*R. pseudoumbilicus* “sensu stricto”), entre 3.82 y 3.79 Ma, que corresponde a la biozona CN11b/NN15 (Okada & Bukry, 1980/Martini, 1971). Este evento es sincrónico. Posteriormente identificamos la extinción del género *Sphenolithus* (*Sphenolithus abies*, *Sphenolithus neoabies*, *Sphenolithus verensis* y *Sphenolithus moriformis*), entre aproximadamente 3.65 – 3.62 Ma, en el límite entre

las subzonas CN12aA–CN12aB/NN16 y también ocurre de manera sincrónica a nivel global. Estos dos eventos han sido ampliamente estudiados, puesto que el primero corresponde a un fenómeno de extinción aparentemente súbita, y el segundo se presenta de manera gradual, aunque todavía no se llega a una conclusión acerca de las causas que originaron dichas extinciones parecen estar ligadas a la intensificación de los estadios glaciares y a presiones ambientales como la disputa por los nutrientes y/o factores patógenos (Emiliani, 1995; Gibbs *et al.*, 2005). El LO de *D. tamalis* en esta perforación ocurre aproximadamente al mismo tiempo que el HO de *Sphenolithus* spp. *D. tamalis* es un asterolito de cuatro radios que pertenece al grupo de *D. brouweri*, y se observa por primera vez en esta perforación aproximadamente entre 3.65 – 3.62 Ma, en el límite entre las subzonas CN12aA–CN12aB/NN16. Este evento no se encuentra calibrado cronológicamente a nivel global, por lo cual inferimos un elevado grado de diacronismo, aunque algunos autores han asignado edades entre 4.13 y 3.80 Ma (Young, 1998; *Shipboard Scientific Party*, 1989).

La asociación de nanofósiles de este intervalo estaba constituida por *C. leptoporus*, *C. pelagicus*, *D. asymmetricus*, *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. triradiatus*, *D. variabilis*, *F. profunda*, *H. carteri*, *H. sellii*, *P. lacunosa*, *R. minuta*, *R. minutula*, *Sphenolithus* spp., *U. sibogae* y *U. jafari*.

5.1.2 HO *Discoaster variabilis* – HO *Discoaster pentaradiatus*

Durante este intervalo se observa la extinción escalonada de la mayor parte de los representantes del género *Discoaster*. La primera especie perteneciente a este género en extinguirse durante el periodo de tiempo estudiado, es *D. variabilis*, un taxón robusto de seis radios. Su HO se presenta entre ~3.02 y ~3.09 Ma, dentro de la biozona CN12aB/NN16, que corresponde a un evento diacrónico que no cuenta con calibraciones a nivel global y que algunos autores han asignado edades comprendidas entre 2.90 y 2.49 Ma (Gartner, 1990; Young, 1998). Posteriormente dentro de la biozona CN12b/NN16 se presentan el HO de *D. tamalis* en aproximadamente 2.80 a 2.78 Ma y que corresponde a un evento sincrónico. A este evento le siguen el HO de *D. surculus*, especie también robusta y hexarradiada con botón central prominente, bifurcaciones al final de los radios y una prolongación entre dichas bifurcaciones,

evento que ocurre entre 2.62 a 2.61 Ma; y el HO de *Discoaster pentaradiatus*, especie que como su nombre indica posee cinco radios delgados con delicadas bifurcaciones en las puntas (que generalmente presentan birrefringencia) ocurre entre 2.57 y 2.55 Ma; los dos dentro de la biozona CN12b/NN16, y que en esta perforación ocurren con un leve diacronismo, presentándose poco antes que en los registros globalmente calibrados. Durante el Neógeno la tendencia evolutiva del género *Discoaster* es hacia la progresiva reducción de los tamaños y del grosor de los radios (Bukry, 1971), mientras su extinción se interpreta como la respuesta a los cambios en las condiciones oceánicas hacia temperaturas más fluctuantes (más frías) posiblemente debido a la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte (Chepstow-Lusty *et al.*, 1989; Backman & Pestiaux, 1986).

En este intervalo la asociación estaba conformada por *C. leptoporus*, *C. pelagicus*, *D. asymmetricus*, *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. triradiatus*, *F. profunda*, *H. carteri*, *H. sellii*, *P. lacunosa*, *R. minuta*, *R. minutula*, *U. sibogae*, *U. jafarii*.

5.1.3 HO *Discoaster pentaradiatus* – HO *Discoaster brouweri*

Dentro de la biozona CN12d/NN18, se presenta el HO de *D. asymmetricus*, asterolito pentarradiado caracterizado por la asimetría en el ángulo existente entre sus radios y perteneciente al grupo de *D. brouweri*, que ocurre entre 2.194–2.198 Ma. Se considera un evento sincrónico respecto al registro obtenido por Backman & Shackleton (1983) para los océanos Atlántico, Pacífico e Índico (2.2 Ma), y diacrónico de acuerdo con la edad registrada por Young (1998) (1.93 Ma). Estos resultados indican que este evento es en general diacrónico y usualmente no se emplea como marcador bioestratigráfico, motivo por el cual se dificulta conseguir datos cronológicos calibrados de su ocurrencia en diferentes cuencas.

La extinción definitiva del género *Discoaster* ocurre con el último de sus representantes *D. brouweri* y su morfotipo *D. triradiatus*, que se presenta en el límite entre las biozonas CN12/NN18 – CN13/NN19, entre 1.933–1.937 Ma. Este evento se considera sincrónico respecto a la edad calibrada (1.96 ± 0.11 Ma) por Raffi & Flores (1995) en esta misma región oceánica, y sin embargo es levemente diacrónica respecto

a las edades registradas para el océano Índico (1.88 Ma-Gartner, 1990), y para el Atlántico ecuatorial occidental (WEA-*Western Equatorial Atlantic*) (1.926 Ma), el Mediterráneo oriental (EM-*Eastern Mediterranean*) (1.95 Ma), y el EEP (2.06 Ma) registradas por Raffi *et al.* (2006). Estas diferencias representan que el evento es levemente diacrónico a nivel global.

Durante este periodo la asociación estaba integrada por *C. leptoporus*, *C. pelagicus*, *F. profunda*, *H. carteri*, *P. lacunosa*, *Gephyrocapsa* “pequeñas”, *R. minuta*, *R. minutula*, *S. pulchra*, *U. sibogae* y *U. jafarii*.

5.2 PERFORACIÓN ODP 999

El primer estudio bioestratigráfico de nanofósiles calcáreos en la perforación ODP 999A se debe a Kameo & Bralower (2000), quienes hicieron parte del grupo de científicos a bordo del *RV Joides Resolution* durante la campaña 165. Su trabajo estuvo centrado en la descripción bioestratigráfica de las perforaciones 998, 999 y 1000, encontrando 53 eventos para el Neógeno y el Cuaternario, con una descripción más detallada de aquellos relacionados con el género *Reticulofenestra* referentes a la desaparición temporal del registro (paracme) de *R. pseudoumbilicus* (>7µm) o últimos registros de formas circulares y elípticas de tamaño mediano (*R. minutula*). Para obtener cumplir sus objetivos, los autores antes mencionados se basaron en los esquemas biozonales propuestos para el Neógeno y el Cuaternario por Bukry (1973, 1975) y Okada & Bukry (1980), y en los trabajos de Raffi & Flores (1995), Takayama *et al.* (1995) y Backman & Raffi (1997).

En este trabajo, la bioestratigrafía de alta resolución se elaboró con base en los estándares establecidos por Martini (1971) y, Okada & Bukry (1980) complementada por Raffi & Flores (1995), biozonaciones y eventos adicionales propuestos por Theodoridis (1984), Bown (1998) y Lancis (1998). Se empleó la calibración astrobiocronológica establecida por Raffi *et al.* (2006) para los eventos registrados en diferentes cuencas a nivel global. Adicionalmente para construir el modelo de edad se utilizaron los datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$) en foraminíferos bentónicos obtenidos por Steph

et al. (2010), mediante el cual se obtuvieron tasas de sedimentación promedio para el Plioceno de ~30m/Ma y para el Pleistoceno de ~32m/Ma (Figura 5.3).

Se registraron nueve (9) eventos bioestratigráficos en la perforación ODP 999 para el periodo comprendido entre ~4.0 y 1.95 Ma, de los cuales seis (6) han sido calibrados en diferentes cuencas, mientras los tres restantes son leve a marcadamente diacrónicos.

Los resultados obtenidos reflejan una tasa de sedimentación continua porque los eventos siguen el orden señalado en las biozonaciones estándar y las calibraciones mencionadas (Tabla 5.2 y Figura 5.4).

5.2.1 LO *Discoaster tamalis* – HO *Sphenolithus* spp.

El LO de *D. tamalis* ODP 999 se presenta entre 3.807 y 3.879 Ma, dentro de la biozona CN11b/NN15. Esto implica que dicho evento ocurre antes del HO de *R. pseudoumbilicus*, contrario a lo que ocurre en la perforación ODP 846, lo que confirma el diacronismo de dicho evento. El HO de *R. pseudoumbilicus* ocurre entre 3.774 y 3.802 Ma, que corresponde a la biozona CN11b/NN15 (Okada & Bukry, 1980/Martini, 1971). Con base en las biozonaciones estándar y en las calibraciones biocronológicas (Tabla 5.2), este evento es sincrónico.

El HO del género *Sphenolithus* en el Site 999 ocurre entre 3.550 y 3.582 Ma, en la base de la subzona CN12aB/NN16. Se considera que la extinción de este género responde a la intensificación de los intervalos glaciares entre 3.8 y 3.6 Ma (Gibbs *et al.*, 2005). En esta perforación este evento se presenta de manera sincrónica de acuerdo con los registros establecidos para otras perforaciones a nivel global.

La asociación de nanofósiles de este intervalo estaba constituida por *C. leptoporus*, *C. pelagicus*, *D. asymmetricus*, *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. triradiatus*, *D. variabilis*, *F. profunda*, *H. carteri*, *H. sellii*, *P. lacunosa*, *R. minuta*, *R. minutula*, *Sphenolithus* spp., *U. sibogae* y *U. jafari*.

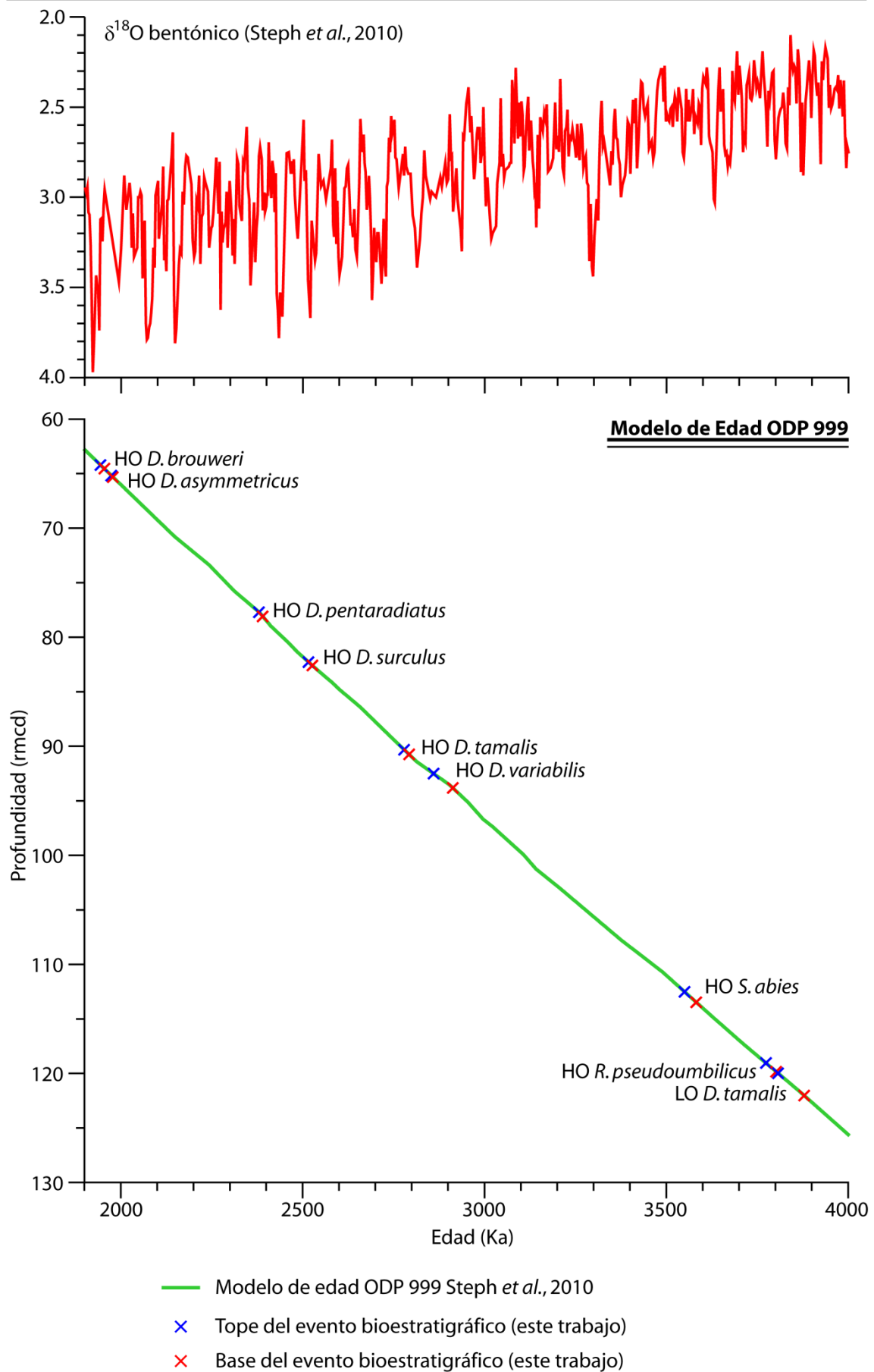


Figura 5.3 Modelo de Edad Perforación ODP 999

Tabla 5.2 Biocronología de los eventos de Nanofósiles Calcáreos en la Perforación ODP 999.

Eventos de Nanofósiles Calcáreos	Profundidad (rmcd*)	Edad (Ma) (este trabajo)	Edades estimadas * (Ma)	* Referencias
HO <i>D. brouweri</i>	64.21–64.54	1.944–1.955	1.88 (Atl., Pac., Ind.) 1.926 (WEA) 1.95 (EM) 2.06 (EEP) 1.96±0.11 (EEP)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995
HO <i>D. asymmetricus</i>	65.18–65.32	1.974–1.978	2.2 (Atl., Pac., Ind.) 1.93	Backman & Shackleton, 1983 Young, 1998
HO <i>D. pentaradiatus</i>	77.71–78.09	2.380–2.390	2.35 (Atl., Pac., Ind.) 2.393 (WEA) 2.44±0.06 (EEP) 2.512 (EM)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Raffi <i>et al.</i> , 2006
HO <i>D. surculus</i>	82.28–82.59	2.516–2.527	2.41 (Atl., Pac., Ind.) 2.485 (WEA) 2.52 (EEP) 2.539 (EM) 2.61±0.09 (EEP) 2.61 (WEA)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Curry <i>et al.</i> , 1995
HO <i>D. tamalis</i>	90.32–90.74	2.779–2.793	2.65 (Atl., Pac., Ind.) 2.76±0.01 (EEP) 2.8 (EM) 2.801 (WEA) 2.87 (EEP)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi & Flores, 1995 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006
HO <i>D. variabilis</i>	92.50–93.82	2.860–2.913	2.49 2.90 (Atl., Pac., Ind.)	Young, 1998 Backman & Shackleton, 1983
HO <i>Sphenolithus</i> spp.	112.52–113.48	3.550–3.582	3.45 (Atl., Pac., Ind.) 3.52–3.56 (WEA) 3.65 (EEP) 3.65±0.05 (EEP) 3.7 (EM)	Backman & Shackleton, 1983 Gibbs <i>et al.</i> , 2005 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Raffi <i>et al.</i> , 2006
HO <i>R. pseudoumbilicus</i>	119.04–119.85	3.774–3.802	3.80 (Ind) 4.13	SSP, 1989 Young, 1998
LO <i>D. tamalis</i>	119.99–122.03	3.807–3.879	3.56 (Atl., Pac., Ind.) 3.79 (EEP) 3.804±0.003 (EEP) 3.81–3.82 (WEA) 3.839 (EM)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Gibbs <i>et al.</i> , 2005 Raffi <i>et al.</i> , 2006

rmcd*: Escala de profundidad corregida por expansión del sedimento después de su extracción (ODP Scientific Shipboard Team).

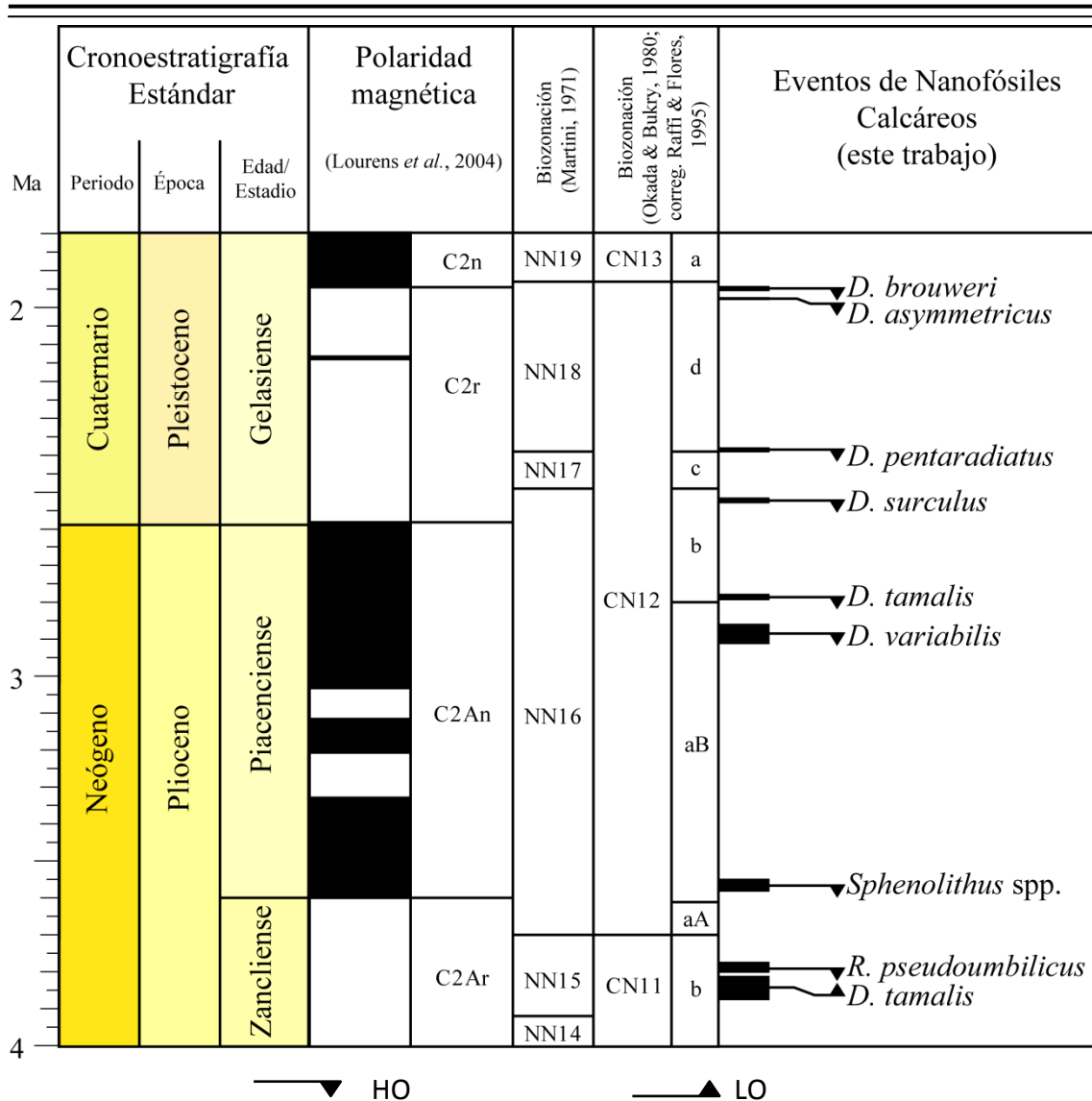


Figura 5.4 Biozonación de nanofósiles calcáreos durante el Plioceno temprano hasta el Pleistoceno temprano en la perforación ODP 999 (este trabajo).

5.2.2 HO *Discoaster variabilis* – HO *Discoaster tamalis*

La extinción de *D. variabilis* en esta perforación se presenta entre 2.860 y 2.913 Ma, después de la extinción del género *Sphenolithus*, dentro de la subzona CN12aB/NN16. Con base en los resultados obtenidos para la perforación ODP 846, este evento es altamente diacrónico, motivo por el cual no se emplea en las calibraciones estándar.

Posteriormente se presenta el HO de *D. tamalis* que ocurre entre 2.779 a 2.793 Ma en la base de la subzona CN12b/NN16, lo que nos indica que este evento es sincrónico.

Los principales componentes de la asociación de nanofósiles calcáreos para este intervalo eran *C. leptoporus*, *C. pelagicus*, *D. asymmetricus*, *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. tamalis*, *D. triradiatus*, *F. profunda*, *H. carteri*, *H. sellii*, *P. lacunosa*, *R. minuta*, *R. minutula*, *U. sibogae* y *U. jafari*.

5.2.3 HO *Discoaster surculus* – HO *Discoaster brouweri*

En el Caribe (ODP Site 999) las extinciones de *D. surculus* y *D. pentaradiatus* ocurren con posterioridad a las extinciones de estas mismas especies en el Pacífico ecuatorial oriental (ODP 846), durante el Pleistoceno. El HO de *D. surculus*, se produce entre 2.516 y 2.527 Ma hacia el techo de la subzona CN12b/NN16; mientras el HO de *D. pentaradiatus*, ocurre entre 2.380 y 2.390 Ma, en el límite entre las subzonas CN12c/NN17 y CN12d/NN18. Se considera que estos dos eventos son sincrónicos. Entre 1.974 y 1.978 Ma se presenta el HO de *D. asymmetricus*, dentro de la subzona CN12d/NN18. La edad obtenida en este trabajo muestra un leve diacronismo respecto a las edades obtenidas por Backman & Shackleton (1983) (2.2 Ma) en el Atlántico, Pacífico e Índico, y por Young (1998) a nivel global (1.93 Ma), y no es considerado un referente dentro de las biozonaciones estándar.

Finalmente observamos el HO de *D. brouweri* y *D. triradiatus*, los dos últimos representantes del género, que en el Caribe se presenta en el límite entre las biozonas CN12/NN18 – CN13/NN19 entre aproximadamente 1.944 y 1.955 Ma, lo que señala un leve diacronismo en relación con la edad calibrada para este evento (1.926 Ma) por Raffi *et al.* (2006) en el Atlántico ecuatorial occidental (WEA) al norte de Brasil, en perforaciones que están bajo la influencia de la SEC (NBC) antes de su entrada a la cuenca Caribe. Respecto a otras calibraciones en diferentes cuencas, este evento presenta sincronismo con la edad registrada por Raffi *et al.* (2006) en el Mediterráneo oriental (EM) (1.95 Ma) y es levemente diacrónico con las demás calibraciones de referencia en este trabajo (Tabla 5.2).

Los nanofósiles calcáreos que constituían la asociación de este periodo son *C. leptoporus*, *C. pelagicus*, *F. profunda*, *H. carteri*, *P. lacunosa*, *Gephyrocapsa* “pequeñas”, *R. minuta*, *R. minutula*, *S. pulchra*, y *U. sibogae* y *U. jafari*.

6. Paleoproductividad en el Océano Pacífico Ecuatorial Oriental



6.1 CIRCULACIÓN OCEÁNICA

El Océano Pacífico es el mayor de los océanos del mundo, se extiende desde el este de Asia hasta el oeste de América, con un ancho aproximado de 20.000 Km, y desde el Estrecho de Bering y el Ártico hasta el mar de Ross en la Antártida, alcanzando una longitud de 15.000 Km; sumando también los mares adyacentes cubre un área de $178 \times 10^6 \text{ Km}^2$, lo que representa un 40% de la superficie terrestre y equivale a la suma del área de todos los continentes (Tomczak & Godfrey, 2001).

La circulación oceánica superficial y subsuperficial en el EEP ha sido descrita mediante investigaciones observacionales (Cromwell *et al.*, 1954; Wyrтки, 1966; Wyrтки, 1981; Quay *et al.*, 1983; Bryden & Brady, 1985; Fine *et al.*, 1987; Druffel, 1987; Meyers, 1979; Halpern & Weisberg, 1991) y modelos de circulación oceánica general (*Ocean General Circulation Models*–OGCMs) (Philander & Pacanowski, 1980; Philander & Chao, 1991; Nisancioglu *et al.*, 2003; Macdonald *et al.*, 2009; entre otros); mediante los cuales se ha obtenido información que permite caracterizar las corrientes por sus propiedades físicas y químicas, así como por la velocidad y dirección de desplazamiento. En el EEP el patrón de circulación oceánica superficial y subsuperficial varía en respuesta a los cambios estacionales de los vientos alisios y está dominado por los giros anticiclónicos tanto del Pacífico Norte como del Pacífico Sur (Wyrтки, 1966). Patrón

Todos los océanos ecuatoriales reciben en promedio la misma cantidad de insolación, pero se calcula que las aguas del Pacífico ecuatorial oriental en general poseen temperaturas entre 4° y 10°C más frías que las del Pacífico ecuatorial occidental. Actualmente la temperatura del océano Pacífico ecuatorial occidental (*Western Equatorial Pacific* – WEP) asciende a 29°C, mientras la temperatura del EEP alcanza ~23°C, lo que indica un gradiente de temperaturas de ~6°C en promedio (Lawrence *et al.*, 2006; *World Ocean Atlas* 2013).

6.1.1 Corrientes Superficiales y Subsuperficiales

La perforación ODP 846 recibe la influencia directa de las aguas provenientes del giro subtropical del sur que comprende la Corriente de Perú (*Peru Current*–PC), la Corriente

Paleoproductividad en el Océano Pacífico Ecuatorial Oriental

Surecuatorial (*South Equatorial Current*–SEC) y las corrientes subsuperficiales como la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (*Equatorial Undercurrent*–EUC) y sus prolongaciones: la Contracorriente de Perú (*PCC-Peru Countercurrent*) y la Corriente Subsuperficial de Perú (*PUC-Peru Undercurrent*); e indirectamente de las comprendidas por el giro subtropical del norte como la Corriente Norecuatorial (*North Equatorial Current*–NEC) y la Contracorriente Norecuatorial (*North Equatorial Countercurrent*–NECC) que se localiza entre los dos giros. La PC, la SEC, la NEC se desplazan en sentido este-oeste, la EUC y la NECC se desplazan de oeste a este, y la PCC y la PUC se desplazan en dirección noroeste-sureste siguiendo la morfología de la costa de Perú (Figura 6.1).

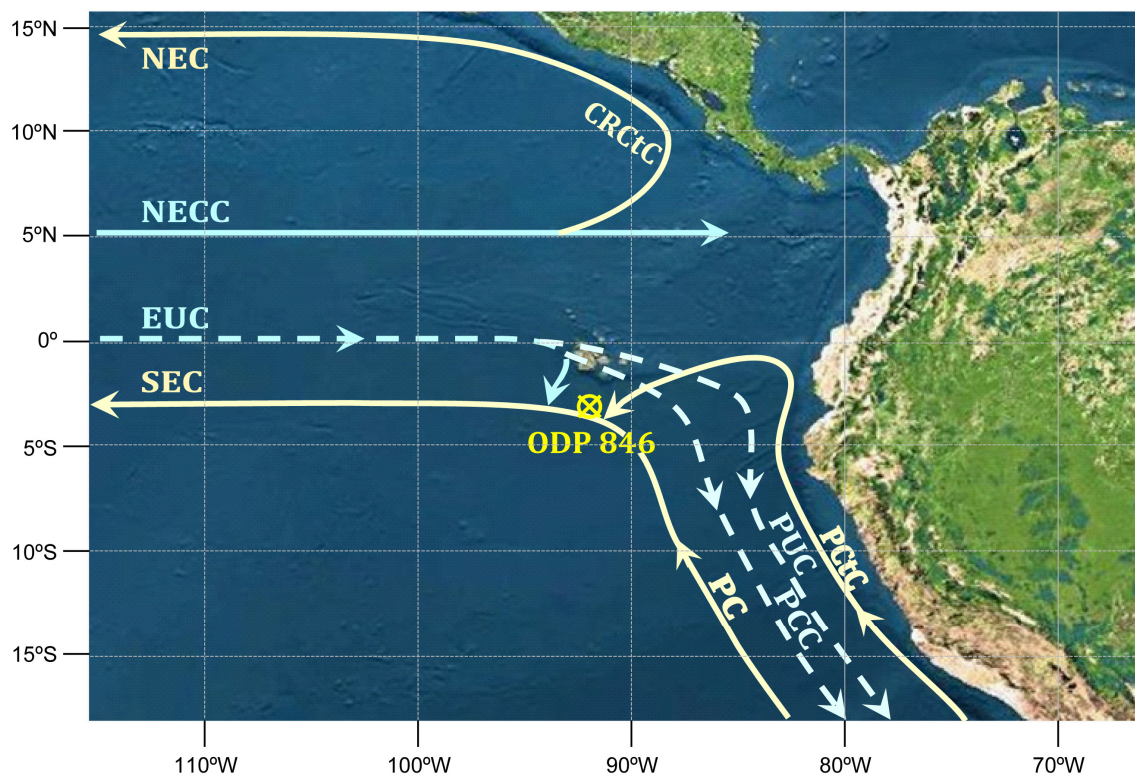


Figura 6.1 Principales Corrientes Superficiales y Subsuperficiales del Océano Pacífico ecuatorial oriental:

**Corriente Norecuatorial (NEC-North Equatorial Current),
Contracorriente Norecuatorial (NECC-North Equatorial Countercurrent),
Corriente Costera de Costa Rica (CRCTC-Costa Rica Coastal Current),
Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC-Equatorial Undercurrent),
Corriente de Perú, Corriente de Chile-Perú o Corriente de Humboldt (PC-Peru Current),
Contracorriente de Perú (PCC-Peru Countercurrent),
Corriente Subsuperficial de Perú (PUC-Peru Undercurrent),
Corriente Costera de Perú (PCTC-Peru Coastal Current).
(Modificada de Tiedemann & Mix, 2007).**

6.1.1.1 Corriente de Perú (PC) (Corriente de Chile-Perú o Corriente de Humboldt)

Más que una sola corriente, se trata de un sistema conformado por ramificaciones que interactúan a manera de corrientes y contracorrientes tanto superficiales como subsuperficiales, y costeras o de mar abierto. La dirección principal de desplazamiento del flujo superficial es en sentido noroeste cerca a la costa de Suramérica y oeste al acercarse al ecuador, mientras el sistema de contracorrientes subsuperficiales se desplaza hacia el sureste. La intensificación de los alisios a medida que se acercan al ecuador genera que las masas de agua superficiales se desplacen principalmente siguiendo la dirección de los vientos, y por consiguiente son responsables del ascenso de las aguas frías y ricas en nutrientes características del *upwelling* o surgencia de Perú (Gunther, 1936; Wyrтки, 1967; Toggweiler, 1991). Esta surgencia es probablemente la más fuerte de todos los océanos, lo que convierte esta región en una de las de mayor productividad a nivel mundial (Wyrтки, 1967; Barber & Smith, 1981; Brink *et al.*, 1983; Tomczak & Godfrey, 2001; Carr, 2002). Las aguas producto del *upwelling* son transportadas por la PC en dirección oeste y luego se incorporan a la SEC, dando lugar a la PCT en el EEP.

La costa de Perú forma parte del margen continental tectónicamente activo conformado por una plataforma continental más ancha al norte y al centro (~150 Km), y más estrecha al sur (~10Km), un talud continental con elevada pendiente y la fosa que caracteriza el borde de placas. La interacción entre las aguas producto de la surgencia y los sedimentos de la plataforma ocasiona que llegue hierro (Fe) a las aguas superficiales. Si la plataforma es estrecha, entonces las concentraciones de Fe disuelto y partículas son bajas, y se generan sistemas con altos contenidos de nitratos y bajos en clorofila (HNLC), y viceversa (Bruland *et al.*, 2001).

Algunos autores han definido que las aguas que alimentan el *upwelling* de Perú provienen de la Corriente Subsuperficial de Perú (PUC) (Nelson & Neshyba, 1979; Brink *et al.*, 1983; Bruland *et al.*, 2005), mientras otras investigaciones sugieren que la procedencia de estas aguas es la masa de agua Antártica Intermedia (*Antarctic Intermediate Water*-AAIW) (Copin-Montégut & Raimbault, 1994; Lawrence *et al.*, 2006), pero es ampliamente aceptado que la alimentación del *upwelling* se da

principalmente a través de la EUC que a su vez recibe los nutrientes de la masa de Agua Modal Subantártica (*Subantarctic Mode Water* – SAMW) (Lukas, 1986; Toggweiler *et al.*, 1991; Copin-Montégut & Raimbault, 1994; Tiedemann & Mix, 2007). Las tres características principales de esta surgencia son la elevada saturación en CO₂ y el empobrecimiento en O₂ de las aguas superficiales que se extienden a través del área en forma de lengua en dirección oeste, la presencia de nutrientes en distancias que alcanzan 180 km costa afuera, y el alcance de los procesos de desnitrificación bajo la termoclina (Copin-Montégut & Raimbault, 1994).

Costa afuera, la PC está caracterizada por temperaturas entre 17°-20°C, salinidades entre 35.0-35.2 PSU, concentraciones de nitratos de aproximadamente 15µM (micromoles/litro), de ácido silícico entre 5–10µM, de fosfatos entre 1–1.5µM y clorofila α menor a 2µg/L, y Fe disuelto entre 0.05–0.1 nM (nanomoles/L), indicando que en esta región la PC parece tener restricciones en el contenido de hierro (Behrenfeld *et al.*, 1996; Behrenfeld & Falkowski, 1999), siguiendo el patrón HNLC (Bruland *et al.*, 2005).

6.1.1.2 Corriente Ecuatorial Subsuperficial o *Equatorial Undercurrent* (EUC)

La corriente subsuperficial con desplazamiento en sentido W–E localizada por debajo de la SEC (superficial con desplazamiento E-W) y por encima de la termoclina, fue detectada por primera vez por Townsend Cromwell en 1952 gracias al movimiento de los aparejos de pesca empleados por el barco *Hugh M. Smith* de la *Pacific Oceanic Fishery Investigations* perteneciente al *U.S. Fish and Wildlife Service* (Cromwell *et al.*, 1954), y por tal motivo también se le conoce como Corriente de Cromwell. La primera publicación describiendo esta corriente fue escrita por Cromwell *et al.* (1954), quienes emplearon estaciones fijas para medir la velocidad y dirección del flujo mediante boyas de arrastre. La EUC es un flujo que se extiende latitudinalmente desde los 2°N hasta los 2°S (Taft *et al.*, 1974; Lukas, 1986) y se desplaza alcanzando velocidades de hasta 1.5 m/sg, con profundidad de su tope superior que oscila entre 40 m en el Pacífico oriental y 200 m en el Pacífico occidental (Tomczak & Godfrey, 2001).

La EUC presenta tres características hidrográficas distintivas: 1. El “*thermostat*” de los 13°C (Montgomery & Stroup, 1962); que corresponde a la masa de agua que se

encuentra aproximadamente a 200 m de profundidad en el Pacífico central y oriental, justo por debajo del núcleo de la EUC, cuyo volumen se incrementa hacia el este (Lukas, 1986), y que está definida por un gradiente de temperatura muy bajo y presión vertical es muy alta (Philander, 1990), así como por ser rica en nutrientes, en oxígeno, ser más fría (13.9°C) y levemente menos salina (34.99 PSU) que el núcleo de la EUC (Lukas, 1986); 2. El núcleo con elevada salinidad (35.2–35.4 PSU) que también se caracteriza por tener elevadas velocidades de flujo y temperaturas entre 20°–21°C (Tsuchiya, 1968); y, 3. La masa con elevada concentración de oxígeno disuelto (Lukas, 1986).

Esta masa de agua es rica en macronutrientes como nitrato y fosfato, así como en micronutrientes como el hierro, elemento indispensable para la síntesis de la clorofila por parte del fitoplancton, motivo por el cual juega un importante papel en la productividad primaria del Pacífico ecuatorial oriental (Murray *et al.*, 1994). Esta corriente alimenta la región de upwelling a lo largo de la costa de Perú (Wooster & Gilmartin, 1961; Wyrтки, 1963, 1967; Fiedler *et al.*, 1991) y se conecta a la Corriente Subsuperficial de Perú (PUC), ejerciendo influencia en la oceanografía física, biológica y química en el EEP (Toggweiler, 1991; Ravelo & Shackleton, 1995).

6.1.1.3 Corriente Surecuatorial (SEC)

La SEC es el resultado de la mezcla de las aguas de la EUC, de la PC y de la NECC (Wyrтки, 1966, 1967; Farrel *et al.*, 1995a) por efecto de la acción de los alisios del SE. Puesto que estos vientos atraviesan el ecuador y llegan al hemisferio norte, esta corriente también se extiende estacionalmente hacia el norte del ecuador. Su límite norte es la NECC, localizada aproximadamente a 3°N, y al sur se extiende hasta los 10° (Wyrтки, 1966). Alcanza profundidades que oscilan entre 50 y 200 m, siendo limitada en profundidad por la EUC (Wyrтки, 1966, 1967). Debido a que esta corriente es alimentada por la PC y la EUC, también se caracteriza por poseer una elevada concentración de nutrientes. Junto con la EUC alimentan el *upwelling* ecuatorial (Kessler, 2006). La SEC se caracteriza por temperaturas entre 20.8°–23.0°C, salinidades entre 34.9–35.4 PSU, concentraciones de nitratos de 5.7–8.0µM, de fosfatos 0.7–0.9µM, de ácido silícico 3.7–5.6µM, y Fe disuelto 0.1µM (Pennington *et al.*, 2006; Bruland *et al.*, 2005).

6.1.1.4 Contracorriente Norecuatorial (NECC)

En el ecuador los vientos alisios fluyen desde el este hacia el oeste debido al movimiento de rotación de la Tierra y al efecto Coriolis, formando una especie de franjas tanto al norte como al sur de la línea ecuatorial. La NECC es una corriente geostrófica que devuelve el agua hacia el este a lo largo de la zona de mínima fuerza del viento en medio de dichas franjas de los alisios localizada entre aproximadamente 3°N y 7°N, y su límite sur corresponde a la posición de la ITCZ o “ecuador atmosférico” entre los dos cinturones de viento de los alisios (Chaisson & Ravelo, 2000). La NECC es una corriente cálida pero la salinidad disminuye hacia el E debido al incremento de las precipitaciones en esa zona (Pennington *et al.*, 2006; Fiedler & Talley, 2006). Esta corriente se caracteriza por temperaturas entre 22.9°-26.7°C, salinidades entre 34.0-34.4 PSU, concentraciones de nitratos de 1.5-7.5µM, de fosfatos 0.3-0.8µM y de ácido silícico 2.5-6.5µM (Pennington *et al.*, 2006).

6.1.2 Masas de Agua Profundas

Durante el *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE) que se llevó a cabo durante los años 1994 y 1996, se recopilaron datos de las corrientes profundas del Océano Pacífico, encontrando que la distribución potencial de las aguas frías de fondo se extiende hasta ~20°N del ecuador. Mediante el software *Ocean Data View* se generaron los perfiles N-S de salinidad y temperatura en el Pacífico, empleando la base de datos del *World Ocean Atlas 2009* (*National Oceanographic Data Center-NODC – National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA*), con base en los cuales se localizaron aproximadamente las corrientes profundas (Figura 6.2). A continuación se describen las masas de agua profundas que influyen directamente la perforación ODP 846.

6.1.2.1 Agua Antártica de Fondo (*Antarctic Bottom Water-AABW*)

En los límites de la Antártida, en el punto de congelación sobre la plataforma continental, se produce durante el invierno una masa de agua con elevada concentración de oxígeno, y alta salinidad (>34.61‰), alcanza suficiente densidad en el punto de congelación para hundirse hacia las mayores profundidades del océano. La

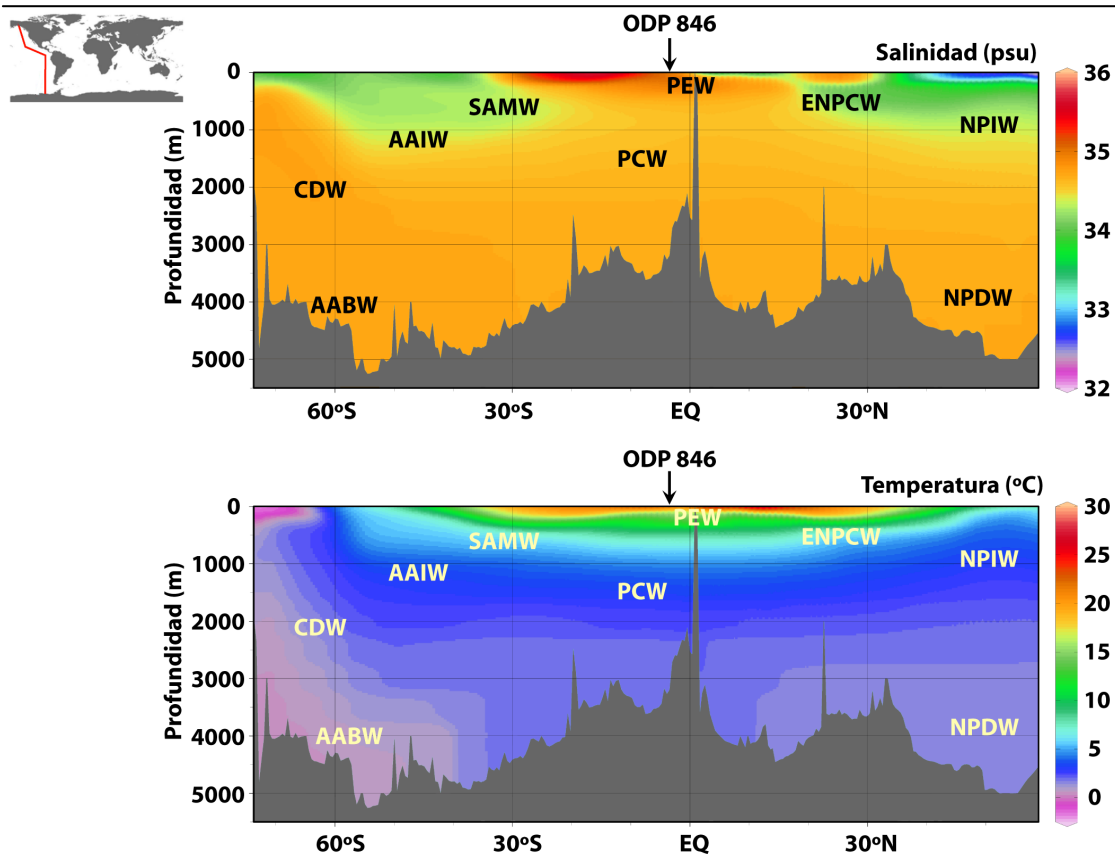


Figura 6.2 Perfiles N-S de Temperatura y Salinidad del océano Pacífico y su relación con las principales corrientes en profundidad, generados mediante el Ocean Data View (ODV) con datos del World Ocean Atlas (WOA) 2009 y masas de agua con base en Lutfi Firdaus *et al.*, 2011 y Tiedemann & Mix, 2007.
 Agua Antártica Profunda (*Antarctic Bottom Water-AABW*),
 Agua Circumpolar Antártica (*Circumpolar Deep Water-CDW*),
 Agua Antártica Intermedia (*Antarctic Intermediate Water-AAIW*),
 Agua Modal Subantártica (*Subantarctic Mode Water-SAMW*)
 Agua Intermedia del Pacífico Suroriental (*Eastern South Pacific Intermediate Water-ESPIW*),
 Agua Intermedia Subártica del Pacífico (*Pacific Subarctic Intermediate-PSIW*),
 Agua Ecuatorial del Pacífico (*Pacific Equatorial Water-PEW*)
 Agua Central del Pacífico Nororiental (*Eastern North Pacific Central Water-ENPCW*),
 Agua Intermedia del Pacífico Norte (*North Pacific Intermediate Water-NPIW*),
 y Agua Profunda del Pacífico Norte (*North Pacific Deep Water-NPDW*).

temperatura de la AABW cuando alcanza el fondo en la Antártida es de -1.0°C (Gordon, 2001), y en general sus temperaturas promedio fluctúan entre -0.9 hasta 1.7°C , y su salinidad entre $34.64\text{--}34.72\text{‰}$ (Emery, 2003).

6.1.2.2 Agua Modal Subantártica (*Subantarctic Mode Water-SAMW*)

Esta masa de agua se forma durante el invierno por convección profunda de la Corriente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current-ACC*) y se encuentra directamente al norte del Frente Subantártico (*South Antarctic Front-SAF*) (Downes *et*

al., 2009). La SAMW se caracteriza por poseer muy bajo gradiente de densidad y elevado contenido de oxígeno (McCartney, 1977), de nitratos y fosfatos, bajo contenido de silicatos (Liu *et al.*, 2008) temperaturas entre 7°-10°C (Toggweiler *et al.*, 1991) y salinidades entre 34.3–35.5 PSU (Fiedler & Talley, 2006). Se emplea el término Agua Modal (*Mode Water-MW*) para las masas de agua que son homogéneas en sección vertical y se forman por mezcla superficial como resultado de la interacción océano-atmósfera (Speer *et al.*, 1995), desempeñando un papel trascendental en la ventilación de los giros subtropicales (McCartney, 1982; Hanawa & Talley, 2001). Regularmente se hunden en o cerca de la parte superior de la piconclina permanente y se definen como una picnostad (capas con gradiente de densidad relativamente bajo en sección vertical) (Fiedler & Talley, 2006). Por ser un agua modal, las propiedades de la SAMW se ven afectadas por la interacción océano-atmósfera, generando intercambio de calor, agua dulce, nutrientes y oxígeno al interior del océano (McCartney 1982; Toggweiler *et al.*, 1991; Bindoff & Church 1992; Banks *et al.* 2002; Talley, 2003; 2008; Sallée *et al.*, 2006). La SAMW aflora en superficie en el Frente Subantártico (SAF), donde se ventila y luego subduce nuevamente hasta profundidades intermedias en dicha región y su elevado contenido de oxígeno inicial se consume gradualmente a lo largo de su extenso recorrido (Liu *et al.*, 2008). Se desplaza principalmente en dos direcciones: hacia el giro subtropical Índico, y profundizándose y haciéndose más fría y densa a medida que se desplaza a lo largo de la ACC y entra en el giro subtropical del sur contribuyendo a la formación del Agua Antártica Intermedia (*Antarctic Intermediate Water-AAIW*) (McCartney 1982; Talley, 1996; Kamenkovich & Sloyan, 2007; Downes *et al.*, 2009). La SAMW es la fuente principal en profundidad de la EUC (Tsuchiya *et al.*, 1981, 1989; Toggweiler *et al.*, 1991; Liu *et al.*, 2008), aunque por el contenido de silicatos en el upwelling se reconoce también el aporte de la NPIW (Dugdale *et al.*, 2002).

6.1.2.3 Agua Antártica Intermedia (*Antarctic Intermediate Water-AAIW*)

La AAIW corresponde a la masa de agua que se forma en el Pacífico suroriental durante el invierno, en la capa de mezcla al norte del (SAF) (McCartney, 1982; Hanawa & Talley, 2001). Su principal característica es poseer baja salinidad, se ha definido como una SAMW más densa (McCartney, 1977) y comparte con ella dinámicas

similares (Drijfhout *et al.*, 2005). Su formación está controlada por diferentes factores, incluyendo convección en medias latitudes (McCartney, 1977), subducción (Sørensen *et al.*, 2001) y mezcla subsuperficial (Piola & Georgi, 1982; Piola & Gordon, 1989), entre otros. La AAIW se extiende hacia el ecuador y al occidente en el Pacífico y a través del Paso de Drake hacia el Atlántico (Fiedler & Talley, 2006). Se encuentra en profundidades entre los 500 y 1500 m bnm, con temperaturas de 3°-7°C, salinidades de 34.2-34.4PSU (Hayward *et al.*, 2005), y densidades de 27.2-27.5Kg/m³ (Schmitz, 1996). Tanto el SAMW como el AAIW absorben grandes cantidades de CO₂ antropogénico debido a una combinación entre una elevada presión de aire y baja resistencia inicial del CO₂ a la absorción (Sabine *et al.*, 2004; Mikaloff-Fletcher *et al.*, 2006). La SAMW y de la AAIW llevan nutrientes, ventilan la termoclina subtropical, son un componente principal del cinturón de convección oceánica, juegan un papel muy importante en el almacenamiento y distribución de calor y agua dulce, y en el ciclo del carbono (Sloyan *et al.*, 2010), desempeñando una función trascendental en la variabilidad y el cambio climático (Hartin *et al.*, 2014; Hartin *et al.*, 2011; Downes *et al.*, 2009).

6.1.2.4 Agua Intermedia del Pacífico Norte (*North Pacific Intermediate Water-NPIW*)

El Agua Intermedia del Pacífico Norte (NPIW) se origina como resultado del hundimiento y formación de nuevas masas de agua en el mar Okhotsk, donde una sección del cinturón de circulación termohalina transporta agua subpolar de baja salinidad hacia el giro subtropical (Wüst, 1930; Yasuda *et al.*, 1996; Yasuda, 1997), así como por fuerte mezcla vertical debida a las mareas (Talley, 1991; Talley, 1999). La NPIW está definida como la corriente de menor salinidad en el Pacífico Norte (Sverdrup *et al.*, 1942; Reid, 1965), se localiza entre 400-800 m bnm, contiene altos niveles de fosfatos, nitratos, y silicatos (Talley, 1993; Sarmiento *et al.*, 2004; Fiedler & Talley, 2006; Liu *et al.*, 2008) y se encuentra en el giro subtropical entre el frente subártico a ~45°N hasta ~15-20°N (Talley, 1993). La NPIW se forma en poco contacto con la atmósfera, por consiguiente se caracteriza por tener elevado contenido de nutrientes, bajo contenido de oxígeno y bajos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Holbourn *et al.*, 2013).

6.2 PALEOCEANOGRAFÍA DEL NEÓGENO

Investigaciones con base en isótopos de oxígeno y carbono en foraminíferos bentónicos, llevaron a la conclusión que durante el Mioceno temprano las masas de agua intermedias y profundas del Atlántico y el Pacífico se hacían más antiguas a medida que avanzaban hacia el norte, lo que representa la existencia de una fuente común alrededor de la Antártida (Butzin *et al.*, 2011). Por tal motivo se considera el océano Antártico como la fuente principal de aguas profundas durante el Mioceno y el principal motor de la circulación meridional. No se han registrado evidencias de formación de NADW antes de 14.5 Ma y su producción era débil hasta ~12.5 Ma (Woodruff & Savin, 1989, 1991; Wright *et al.*, 1992; Wright & Miller, 1993) o nula (Butzin *et al.*, 2011). En dicho periodo ocurrió un incremento en la ventilación de las corrientes profundas del Pacífico, debido al fortalecimiento de la circulación meridional (~13.9 Ma), y un aumento en el gradiente del $\delta^{13}\text{C}$ entre las masas de agua profundas en intermedias (~13.6–12.7 Ma) gracias a un mayor flujo de la PCW en respuesta al incremento en la producción de aguas profundas e intermedias en el océano Antártico siguiendo la mayor expansión de las capas de hielo en la Antártica oriental (Flower & Kennett, 1995; Holbourn *et al.*, 2013).

Durante el Plioceno temprano, entre 5.4 y 4.0 Ma se presenta la somerización de la termoclina en el Pacífico oriental con un incremento en las SST de ~6°C similar a la temperatura actual de la “warm pool” en el WEP (Ravelo *et al.*, 2004; Wara *et al.*, 2005; Lawrence *et al.*, 2006; Fedorov *et al.*, 2006), con fuertes cambios en la salinidad ejerciendo un fuerte control en las masas de agua, posiblemente originados por el cierre de canales interoceánicos en bajas latitudes (Steph *et al.*, 2006). La actual PCT tampoco existía debido a una circulación de Walker muy débil, una nutriclina muy profunda y baja productividad biogénica en la región tropical (Barreiro *et al.*, 2006; Fedorov *et al.*, 2006; Dekens *et al.*, 2007). Se ha planteado que el clima cálido del Plioceno y la falta de capas de hielo permanentes en el hemisferio norte se deben a dicho estado cálido en la región ecuatorial mediante procesos y teleconexiones similares a aquellas vinculadas con mecanismos ENSO (Cane & Molnar, 2001; Molnar & Cane, 2002; Barreiro *et al.*, 2006; Huybers & Molnar, 2007; Chiang, 2009; Vizcaíno *et al.*, 2010).

Con base en la dirección del flujo principal de las corrientes oceánicas antes de la emersión definitiva de Centroamérica, en sentido oeste a este (Maier-Reimer *et al.*, 1990; Mikolajewicz *et al.*, 1993; Mikolajewicz & Crowley, 1997; Murdock *et al.*, 1997; Molina-Cruz, 1997; Nisancioglu *et al.*, 2003; Prange & Schulz, 2004; Haug *et al.*, 2004; Groeneveld, 2005; Schneider & Schmittner, 2006), en este trabajo hemos realizado un esquema idealizado de las corrientes superficiales y subsuperficiales del EEP para el periodo previo a la emersión (Figura 6.3).

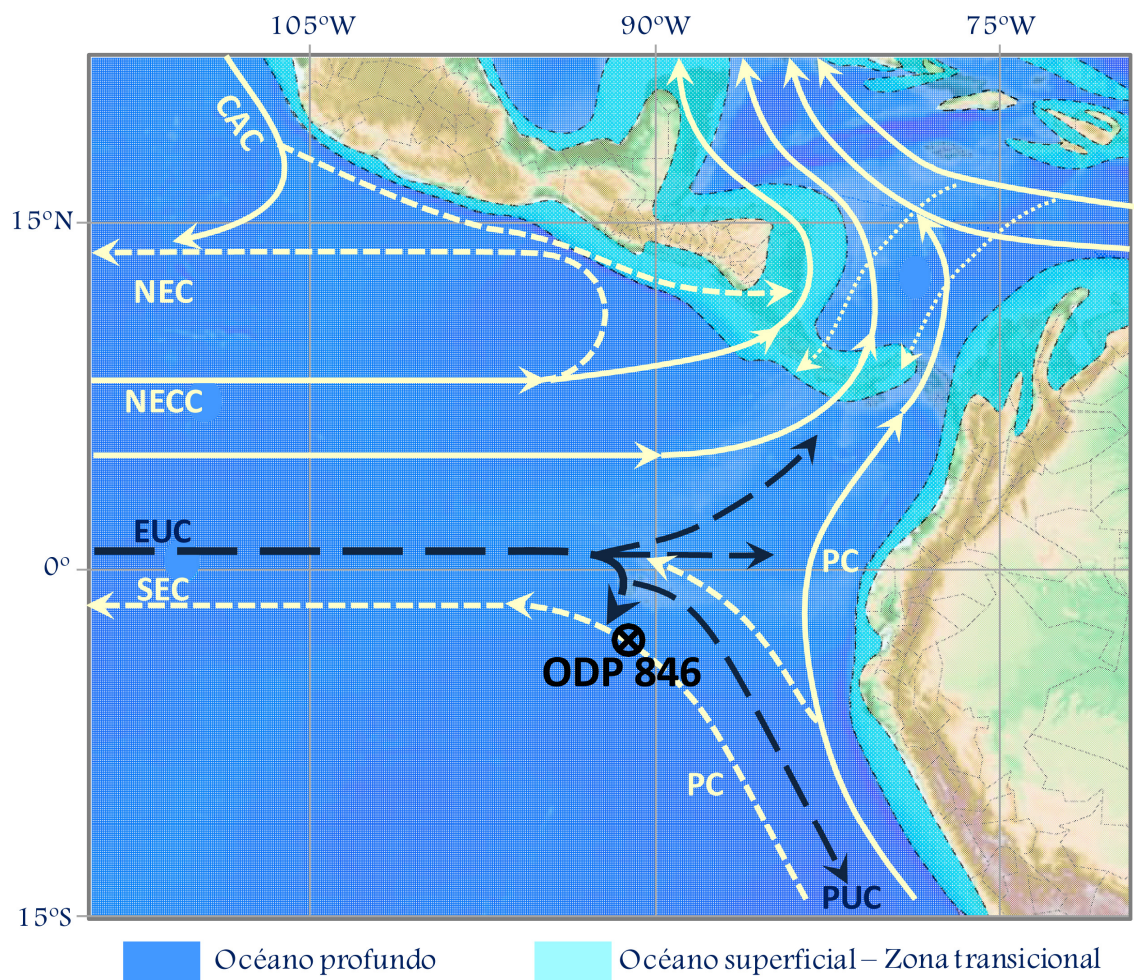


Figura 6.3 Reconstrucción del patrón de circulación de las corrientes oceánicas superficiales en el EEP durante el intervalo previo a la emersión definitiva de Centroamérica (Con base en Maier-Reimer *et al.*, 1990; Mikolajewicz *et al.*, 1993; Mikolajewicz & Crowley, 1997; Molina-Cruz, 1997; Nisancioglu *et al.*, 2003; Haug *et al.*, 2004).

Mediante OGCMs y AOGCMs se han simulado los potenciales efectos del cierre del canal centroamericano tanto sobre las SST y las salinidades superficiales (*Sea Surface Salinities-SST*). El incremento del gradiente de salinidad entre el Atlántico y el Pacífico originó un aumento en la producción de la NADW lo que conllevó al establecimiento

del cinturón de convección oceánica tal como lo conocemos hoy día (Maier-Reimer *et al.*, 1990; Mikolajewics *et al.*, 1997; Nisancioglu *et al.*, 2003; Prange & Schulz, 2004; Schneider & Schmittner, 2006; entre otros), el fortalecimiento de la circulación meridional y de las corrientes profundas, y la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte hace ~2.75 Ma (Haug & Tiedemann, 1997; Driscoll & Haug, 1998; Haug *et al.*, 2001; Sigman *et al.*, 2004; Klocker *et al.*, 2005; Haug *et al.*, 2005; Lunt *et al.*, 2007; Etourneau *et al.*, 2010; Bailey *et al.*, 2013). Sin embargo, otras investigaciones, basadas en registros de IRDs y $\delta^{18}\text{O}$ han hallado evidencias que indican que la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte comenzó hace ~3.6-3.5 Ma (Kleiven *et al.*, 2002; Mudelsee & Raymo, 2005), dando lugar al fortalecimiento de los alisios y en consecuencia la amplificación del upwelling y de la productividad biogénica en bajas latitudes (Steph *et al.*, 2010).

Cambios en la circulación oceánica asociados al cierre del canal interoceánico, afectaron la distribución de los nutrientes y la productividad, principalmente en altas latitudes se ha detectado la disminución de los nutrientes superficiales en el Atlántico Norte y el océano Ártico, y el incremento en el océano Antártico que se explica mediante la disminución de la advección de aguas subsuperficiales ricas en nutrientes desde el Pacífico a través del canal. Esta reducción de los nutrientes en el Atlántico Norte y el Ártico se amplifica debido al incremento en la producción de la NADW (Schneider & Schmittner, 2006). En el océano Antártico el elevado contenido de nutrientes en superficie provenientes de las capas más profundas es el resultado de una circulación termohalina más intensa (Schmittner, 2005).

Registros de las temperaturas subsuperficiales en el EEP obtenidos mediante $\delta^{18}\text{O}$ y Mg/Ca en *Globorotalia tumida*, foraminífero planctónico con profundidad media de calcificación entre ~50 a 100 m (Ravelo & Fairbanks, 1992; Schweitzer & Lohmann, 1991) y que se asocia con el fondo de la ZFI, han demostrado el impacto de la emersión de Centroamérica sobre la posición de la termoclina a nivel regional, señalando un ascenso tanto en la cuenca Pacífica como en el Caribe (Cannariato & Ravelo, 1997; Philander & Fedorov, 2003; Wara *et al.*, 2005; Steph *et al.*, 2006a, b, 2010; Zhang *et al.*, 2012; Ford *et al.*, 2012).

6.2.1 ENSO en el Plio-Pleistoceno

Algunos autores han propuesto que durante el periodo cálido del Plioceno en el EEP, se presentó un estado El Niño permanente (Molnar & Cane, 2002; Philander & Fedorov, 2003; Wara *et al.*, 2005; Ravelo *et al.*, 2006; Fedorov *et al.*, 2006). Por el contrario, Rickaby & Halloran (2005) deducen condiciones La Niña para el mismo periodo, y otros trabajos no respaldan la ocurrencia de eventos El Niño permanente así como tampoco de La Niña permanente (Watanabe *et al.*, 2011; Haywood *et al.*, 2007).

Registros paleoclimáticos indican que el Plioceno temprano estuvo caracterizado por gradientes de SSTs meridionales y zonales débiles (Chaisson & Ravelo, 2000; Wara *et al.*, 2005; Fedorov *et al.*, 2006; Lawrence *et al.*, 2006; Brierley *et al.*, 2009; Fedorov *et al.*, 2013). En el Pacífico el gradiente disminuyó considerablemente entre aproximadamente 4.5-3.0 Ma, debido a la profundización de la termoclina y el incremento de las SSTs en $\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ mientras en el WEP las temperaturas descendieron $\sim 2.0^{\circ}\text{C}$ (Wara *et al.*, 2005; Ravelo *et al.*, 2006) y la PCT tenía temperaturas entre $4-5^{\circ}\text{C}$ más cálidas en comparación con las actuales (Wara *et al.*, 2005; Fedorov *et al.*, 2006; Dekens *et al.*, 2007; Lawrence *et al.*, 2006; Ford *et al.*, 2012). Esta condición ha generado que diferentes investigaciones ratifiquen un estado El Niño “permanente” durante el Plioceno (e.g. Wara *et al.*, 2005; Ravelo *et al.*, 2006; Lawrence *et al.*, 2006; Fedorov *et al.*, 2006). Investigaciones en diferentes regiones de upwelling costeras subtropicales también concluyen que las SSTs fueron más elevadas durante el Plioceno, entre $4-11^{\circ}\text{C}$ (Herbert & Schuffert, 1998; Marlow *et al.*, 2000; Dekens *et al.*, 2007; Brierley *et al.*, 2009; LaRiviere *et al.*, 2012) y en medias y altas latitudes (Lawrence *et al.*, 2010; LaRiviere *et al.*, 2012).

Investigaciones más recientes han determinado que la circulación atlántica meridional (*Atlantic Meridional Overturning Circulation-AMOC*) se intensificó entre 4.8 y 4.0 Ma debido a la emersión progresiva del istmo centroamericano, y este proceso tectónico fue determinante en la somerización de la termoclina tropical (Steph *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2012). Burls & Fedorov, (2014a) argumentan que los patrones de SST a gran escala durante el Plioceno no podrían explicarse únicamente mediante el cierre de canales interoceánicos como el centroamericano o el indonesio y fundamentan que el

calentamiento de los trópicos durante el Plioceno se debió a un conjunto de procesos físicos como un incremento en la mezcla vertical en el océano (Fedorov *et al.*, 2010), superrotación atmosférica (Tziperman & Farrel, 2009), o diferentes propiedades de las nubes debidas por ejemplo a diferencias en la composición de los aerosoles durante el Plioceno temprano (Martínez-García *et al.*, 2011) o a su respuesta ante el calentamiento tropical y extratropical (Barreiro & Philander, 2008; Burls & Fedorov, 2014b) asociada principalmente con el albedo de las nubes.

Mecanismos de teleconexión ENSO también han sido identificados para el Plioceno, caracterizados por temperaturas más cálidas en Canadá y Alaska, climas más fríos y levemente más húmedos alrededor del Golfo de México (Graham, 1989a, b; Ager, 1994; Wolfe, 1994) y climas más secos en la región noreste de Suramérica (Ropelewski & Halpert, 1987, 1996; Trenberth *et al.*, 1998). Con base en datos de diferentes indicadores recopilados a nivel mundial, se ha considerado que patrones de teleconexión de El Niño actual también han estado presentes en el Plioceno (Molnar & Cane, 2002), sin embargo, empleando OGCMs, Bonham *et al.* (2009) han determinado que la mayoría esas teleconexiones pueden corresponder a respuestas ante la variabilidad ENSO sin que necesariamente un estado El Niño permanente ocurra.

Para el Pleistoceno tardío se han registrado cambios en las comunidades de nanoplancton que indican alteraciones de la productividad primaria del océano a lo largo del ecuador en los océanos Pacífico e Índico, que fueron originadas por la variabilidad glacial-interglacial y por cambios en la pendiente de la termoclina Indo-Pacífica controlados por la precesión, ligados a fenómenos ENSO (Beaufort *et al.*, 2001). Durante este periodo el océano se caracterizó por la somerización de la termoclina, además el fortalecimiento de la circulación atmosférica originó un aumento de la productividad oceánica debido a la intensificación de las zonas de surgencia en las márgenes continentales localizadas en el sector oriental de las cuencas oceánicas (Marlow *et al.*, 2000; Philander & Fedorov, 2003), y consecuentemente, un incremento de su capacidad como sumidero de CO₂ (Filippelli & Flores, 2009).

6.3 PALEOPRODUCTIVIDAD EN EL OCÉANO PACÍFICO ECUATORIAL ORIENTAL (PERFORACIÓN ODP 846) DURANTE LA FASE FINAL Y POSTERIOR A LA EMERSIÓN DEL ISTMO CENTROAMERICANO

Las especies dominantes de la asociación son los pequeños reticulofenéstidos (<5µm), *P. lacunosa* (>4µm) y *F. profunda*. Componentes minoritarios como *Calcidiscus* spp. (*C. leptoporus* y *C. macintyreii*), *Discoaster* spp. (*D. asymmetricus*, *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. tamalis*, *D. triradiatus*, *D. variabilis*), *C. pelagicus* y *Helicosphaera* spp. (*H. carteri* y *H. sellii*) también hacen parte importante de la asociación. *Ceratolithus cristatus*, *S. pulchra* y *Umbilicosphaera* spp. (*U. sibogae*, *U. jafarii*) son componentes accesorios siempre en proporciones inferiores a 2% y por tal motivo no se han representado en las figuras pero sus abundancias sí se han considerado en los cálculos.

La asociación de nanofósiles calcáreos mostró fuertes fluctuaciones en sus abundancias tanto absolutas expresadas como Tasas de Acumulación de Nanofósiles–*Nannofossil Accumulation Rates*-NAR (nanofósiles/cm²*ka, en adelante n/cm²*ka) como relativas, expresadas en porcentajes (%), particularmente durante el intervalo posterior a ~2.78 Ma, edad que asumimos como el punto de cierre definitivo del canal centroamericano.

El índice N (Flores *et al.*, 2000) ha sido ampliamente utilizado como herramienta para calcular la posición relativa de la termo/nutriclina en diferentes regiones oceánicas como el Atlántico ecuatorial oriental (Flores *et al.*, 2000; Bolton *et al.*, 2010a) y occidental (López-Otálvaro *et al.*, 2009), en el Océano Antártico (Marino *et al.*, 2009), Golfo de Cádiz (Atlántico NE) y Mar de Alborán (Mediterráneo W) (Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004), y en el Mar Jónico (Mediterráneo central) (Maiorano *et al.*, 2013), en el Pacífico ecuatorial (López-Otálvaro *et al.*, 2008; Bolton *et al.*, 2010a, b, 2011; Cabarcos *et al.*, 2014); y algunos autores limitan su uso a latitudes subtropicales porque es donde *F. profunda* prolifera y han descartado su utilidad en altas latitudes (Bolton *et al.*, 2011). Con base en las preferencias ecológicas establecidas por diferentes autores para las especies de nanofósiles calcáreos (Capítulo 2), en este trabajo se ha agrupado a los reticulofenéstidos <5µm y *P. lacunosa* como un solo factor puesto que son

indicadores de alta productividad en la ZFS, en relación con *F. profunda*, indicador de estratificación de la columna de agua y baja productividad en la ZFS mediante los cuales se obtuvo el índice N para esta secuencia. En el entorno del EEP, este parámetro ha sido empleado en diferentes estudios en los cuales ha demostrado su utilidad como indicador de productividad (López-Otálvaro *et al.*, 2008; Bolton *et al.*, 2010; Cabarcos *et al.*, 2014), aunque su aplicación se restringe a la asociación coccolitoforal/nanofósiles calcáreos, y no incluye otros componentes principales del fitoplancton como son las diatomeas ni los foraminíferos.

Calcidiscus spp. presenta características ecológicas complejas, es un género cosmopolita que de acuerdo con las tallas responden mejor a condiciones eutróficas hasta oligotróficas, diferentes profundidades en la columna de agua, y tolera un muy amplio rango de temperaturas. *Discoaster* spp. representa elevadas SST; *C. pelagicus* indicaría bajas SST y también elevada disponibilidad de nutrientes; y *Helicosphaera* spp. tiene una ecología compleja que esencialmente señala cambios en la salinidad y elevada disponibilidad de nutrientes (*upwelling*) pero en esta perforación se encuentra en muy bajas proporciones. Las fluctuaciones de las SSS son difíciles de identificar por cuanto *Umbilicosphaera* spp. presenta muy bajas abundancias y *Helicosphaera* spp tolera un rango de salinidades muy amplio. Las demás especies por encontrarse en proporciones muy bajas no fueron consideradas como indicadores paleoceanográficos, si bien es cierto se tuvieron en cuenta sus abundancias en la asociación.

Durante el intervalo previo a la emersión (3.9–2.78 Ma), los pequeños reticulofenéstridos presentan abundancias entre 63–94% del total de la asociación y tasas de acumulación (NAR) específicas para esta especie que varían entre 1.34×10^{12} – 4.15×10^{10} n/cm²*ka; *F. profunda* varía entre 0–16%, con NAR de hasta 7×10^{10} n/cm²*ka; *P. lacunosa* entre 1–16% y NAR entre 6.98×10^{10} – 1.56×10^9 n/cm²*ka; *Calcidiscus* spp., representado principalmente por *C. leptopus*, fluctúa entre 1–25%, con NAR que fluctúa en valores desde 6.49×10^{10} – 4.28×10^9 n/cm²*ka; *Discoaster* spp. alcanza un valor máximo de 7.2% para este intervalo y NAR inferiores a 2.79×10^{10} n/cm²*ka; *Helicosphaera* spp. varía en porcentajes de hasta 3.57% y NAR hasta de 1.88×10^{10} n/cm²*ka; y *C. pelagicus* presenta porcentajes menores a 3.1% y NAR máximas de 1.57×10^{10} n/cm²*ka (Figuras 6.4 y 6.5).

Especies Mayoritarias

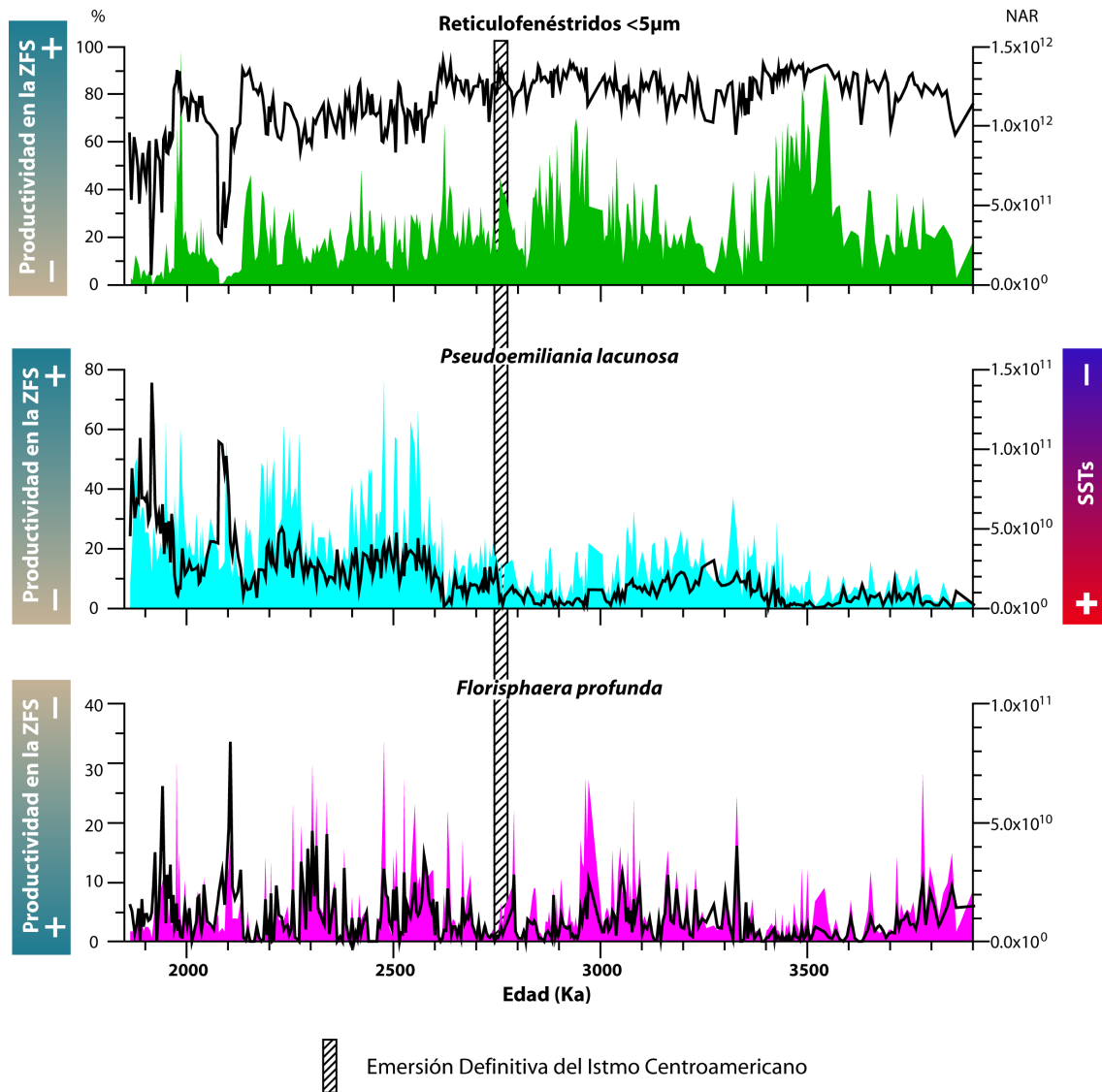


Figura 6.4 Fluctuaciones en las abundancias relativas (línea sólida color negro) y absolutas (NAR= áreas con relleno sólido) de las especies mayoritarias de nanofósiles calcáreos en la perforación ODP 846 durante el intervalo de tiempo estudiado, y características ecológicas con base en los conceptos descritos en el capítulo 2 del presente trabajo (la productividad es inversa en *F. profunda* respecto a los pequeños reticulofenestrids y *P. lacunosa*).

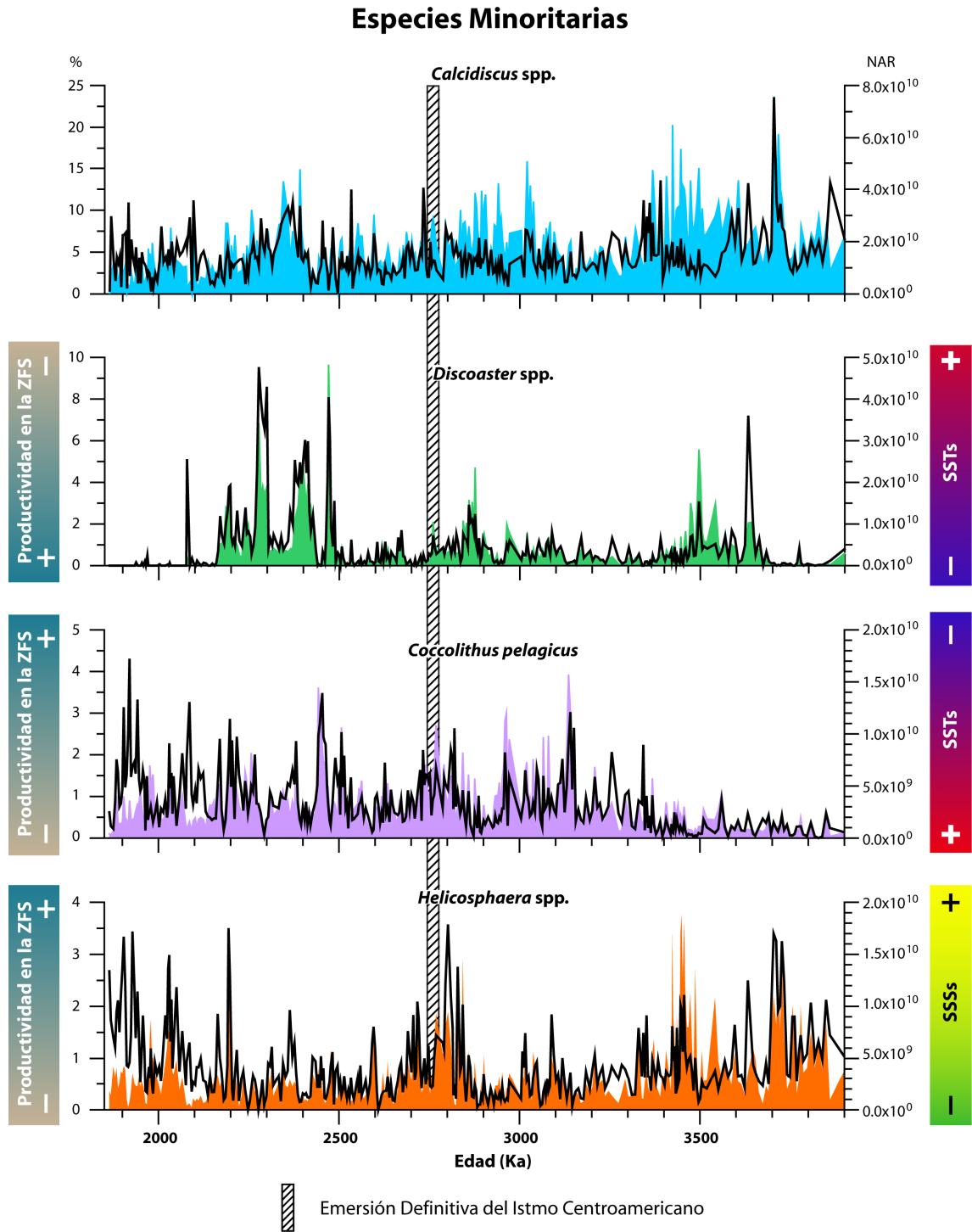


Figura 6.5 Fluctuaciones en las abundancias relativas (línea sólida color negro) y absolutas (NAR= áreas con relleno sólido) de las especies minoritarias de nanofósiles calcáreos en la perforación ODP 846 durante el intervalo de tiempo estudiado, y características ecológicas con base en los conceptos descritos en el capítulo 2 del presente trabajo.

A partir de ~2.78 Ma hasta el tope de la secuencia las abundancias de la asociación comienzan a fluctuar con mayor amplitud y se observan cambios más drásticos. Los pequeños reticulofenéstidos presentan abundancias entre 5–95% con NAR entre 1.58×10^{12} – 2.38×10^{10} n/cm²*ka; *F. profunda* alcanza porcentajes de hasta 33.61% y NAR máxima de 8.34×10^{10} n/cm²*ka; *P. lacunosa* fluctúa en valores hasta de 75.63%, y NAR entre 1.43×10^{11} – 5.30×10^9 n/cm²*ka; *Calcidiscus* spp. presenta porcentajes inferiores a 12.68% y NAR máxima de 4.77×10^{10} n/cm²*ka; *Discoaster* spp. alcanza porcentajes máximos de 9.54% y NAR de hasta 4.83×10^{10} n/cm²*ka; *Helicosphaera* spp. presenta abundancias de hasta 3.50% y NAR máxima de 1.62×10^{10} n/cm²*ka; y, *C. pelagicus* alcanza un porcentaje máximo de 4.31% y NAR de hasta 1.45×10^{10} n/cm²*ka.

En esta perforación tanto antes como después de la emersión de Centroamérica el índice N presenta valores siempre iguales o mayores a 0.65, lo que estaría correlacionado con productividades primarias en general elevadas en este sector del océano Pacífico. Antes del cierre del canal centroamericano la productividad oceánica muestra un comportamiento relativamente constante, caracterizado por elevadas abundancias de pequeños reticulofenéstidos y *P. lacunosa* y escasa presencia de *F. profunda*, dando como resultado elevados valores de índice N (N= 0.82-1.0), lo que indica una posición de la termo/nutriclina relativamente superficial (Figura 6.6). Para este periodo observamos tres (3) intervalos de cambio en las tendencias de la productividad que indican aumento entre 3.90-3.37 Ma, seguido por un lapso de descenso entre 3.37-2.96 Ma, una nueva tendencia al incremento entre 2.96-2.78 Ma. A pesar que la tendencia general de la productividad entre 3.90–3.37 Ma es a incrementarse, se observan descensos en los lapsos comprendidos entre 3.90–3.84 Ma, y 3.81–3.77 Ma. El lapso de disminución comprendido entre 3.37-2.96 Ma también incluye dos cortos intervalos entre 3.16–3.10 Ma y 3.04–3.00 Ma en los que la termo/nutriclina asciende. Entre 2.96–2.78 Ma la tendencia es a una termo/nutriclina superficial con un breve lapso de descenso entre 2.80–2.78 Ma.

Después de la emersión definitiva de Centroamérica, en el EEP el índice N señala la profundización de la termo/nutriclina en relación con el intervalo anterior, alcanzando menores valores (N= 0.65-1.0) y oscilaciones de mayor amplitud, con periodos de descenso de la productividad más pronunciados comprendidos entre 2.70–2.57 Ma,

Paleoproduktivität in der Ostäquatorialen Pazifischen Ozean

2.52–2.47 Ma, 2.42–2.27 Ma, y 2.23–2.19 Ma, y los dos intervalos de menor productividad (termo/nutriclina más profunda) están comprendidos entre 2.14–2.08 Ma, y 1.98–1.91 Ma.

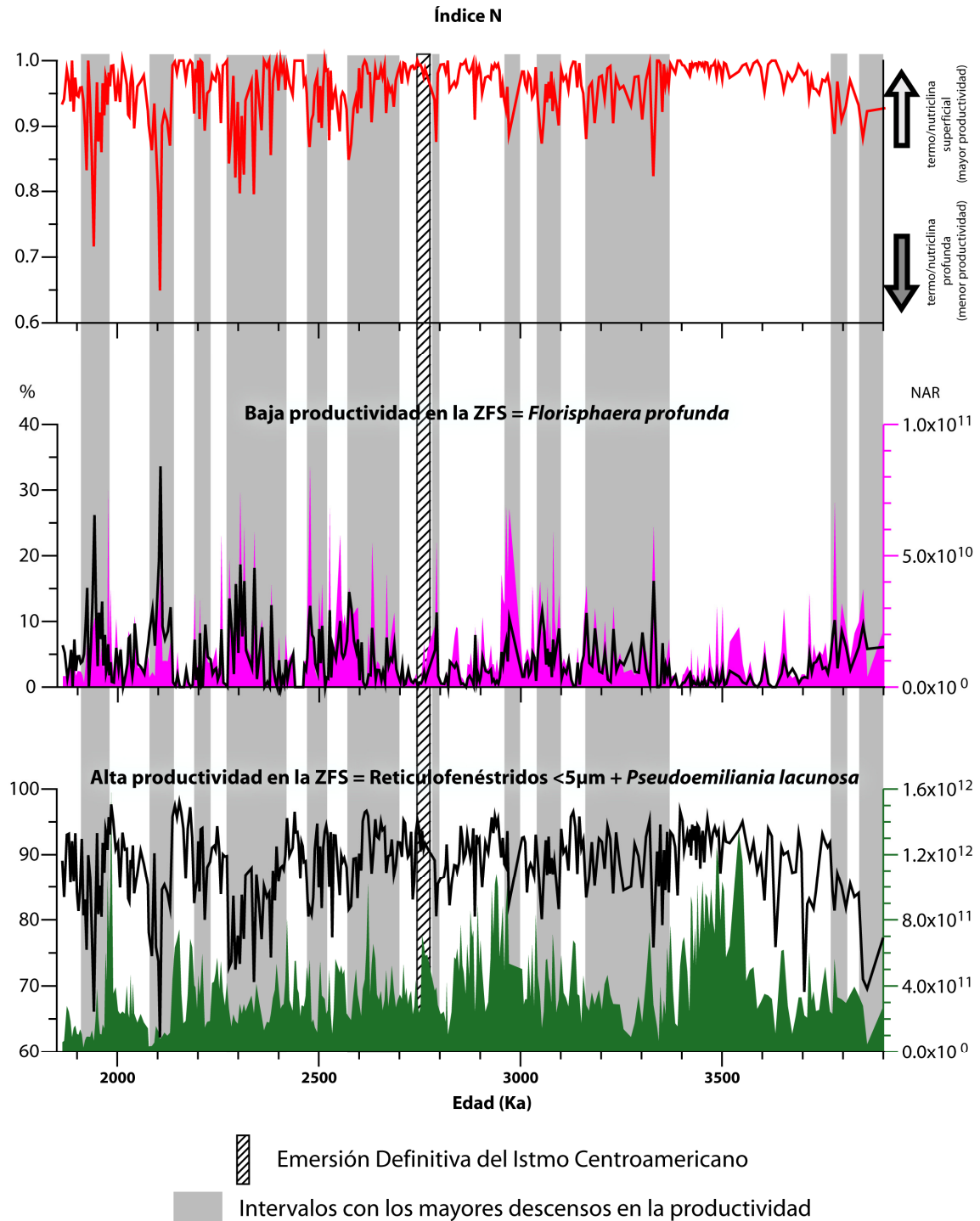


Figura 6.6 Índice N o de paleoproduktivität en la ZFS (línea sólida color rojo), y abundancias relativas (línea sólida color negro) y absolutas (NAR= áreas con relleno sólido) de las especies de nanofósiles calcáreos que señalan cambios en la productividad en la ZFS y empleadas en este trabajo para el cálculo del índice N.

6.1.1 Control Orbital de las Asociaciones de Nanofósiles Calcáreos

Diferentes modelos de evolución climática han sido planteados para reconstruir las interacciones océano-atmósfera y la influencia de los parámetros orbitales en el paleoclima, e incorporan variables como la presencia/ausencia de hielo y/o vegetación continental (Berger *et al.*, 1988; Claussen *et al.*, 2006; Tuenter *et al.*, 2006). Análisis espectrales realizados a registros de alta resolución de abundancias de *F. profunda* en el Atlántico ecuatorial han sido empleados para demostrar que los cambios climáticos en altas latitudes pueden ser ocasionados por eventos que ocurren en bajas latitudes (McIntyre & Molino, 1996); lo que representa que la variabilidad glacial-interglacial está influenciada en gran medida por fenómenos que se presentan en la región ecuatorial (Berger *et al.*, 2006). Entre el ecuador y la zona intertropical, los ciclos estacionales de insolación dominantes están relacionados principalmente con la precesión que controla los monzones (Clemens *et al.*, 1991) y el transporte de humedad en la región tropical (e.g. deMenocal, 1995, 2004; Maslin *et al.*, 2000; Bush *et al.*, 2002; Trauth *et al.*, 2003; Clement *et al.*, 2004), con sus señales armónicas (hemiprecesión) (Berger *et al.*, 2006), y en menor medida con la excentricidad, que modula la precesión (Pälike *et al.*, 2006; Berger *et al.*, 2006). La oblicuidad en cambio controla la cantidad de insolación que se recibe en altas latitudes (Berger, 1992; Zachos *et al.*, 2001a).

Mediante el software Analyseries 2.0 (Paillard *et al.*, 1996) se aplicaron los análisis espectrales a la NAR de las especies dominantes de la asociación, mediante los cuales se obtuvieron periodicidades correspondientes a las bandas de excentricidad (89–126 ka) y oblicuidad (29; 38–43; 54 ka) y mínima respuesta a la precesión (23–19 ka) (Figura 6.7). Vale la pena destacar que durante el último millón de años (~1 Ma), se presentan ciclos de 100 ka que no están controlados por la excentricidad sino por el volumen de hielo (Imbrie *et al.*, 1993). Teniendo en cuenta que en una serie de tiempo para que un ciclo sea considerado significativo ha de estar presente como mínimo 3 veces, en nuestro caso el forzamiento de la insolación asociado a periodicidades de 100 ka presenta baja confianza para su análisis, debido a la alta resolución del muestreo con bajas periodicidades (hasta hemiprecesión ~5.5–11 ka) y menor densidad de muestreo en altas periodicidades (100–400 ka).

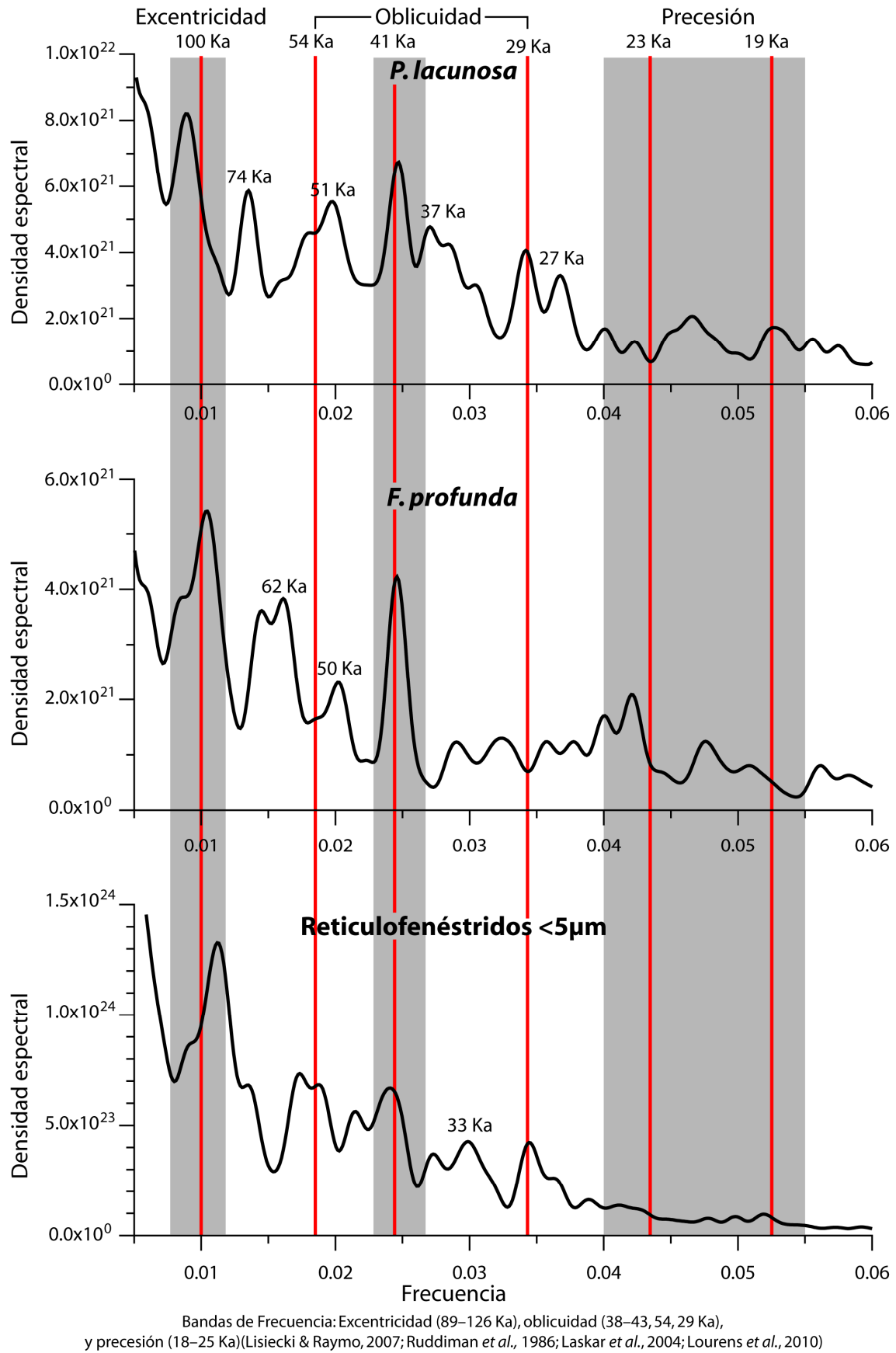


Figura 6.7 Espectros de frecuencia de las NAR de las especies mayoritarias en la perforación ODP 846

Se observa una marcada respuesta a la oblicuidad, tanto en la banda principal de 41 ka como en las bandas secundarias de 54 y 29 ka (Ruddiman *et al.*, 1986; Laskar *et al.*, 2004; Lourens *et al.*, 2010). Esto representa que la productividad en el EEP durante el periodo de tiempo analizado respondería al forzamiento de la insolación en altas latitudes. La respuesta a la precesión obtenida es muy débil o nula en las especies analizadas, lo que desvincula la productividad de fluctuaciones relacionadas con dicho factor orbital.

También se observan otras señales que no se corresponden con los ciclos orbitales principales (e.g. Para *P. lacunosa* se obtienen señales a 74, 51, 37 y 27 ka), y por tanto corresponderían a respuestas no lineales a la insolación.

6.1.1.1 Análisis de Coherencia

Con base en el hallazgo de la señal de oblicuidad como factor de control de la productividad en la ZFS, y puesto que diferentes autores han propuesto a la SAMW a través de la EUC como principal fuente de los nutrientes en el EEP a través del upwelling de Perú (Lukas, 1986; Toggweiler *et al.*, 1991; Copin-Montégut & Raimbault, 1994; Tiedemann & Mix, 2007), buscamos establecer una correlación entre la productividad primaria de la zona fótica y las masas de agua profundas que son la fuente de los nutrientes en superficie.

En atención a que el $\delta^{13}\text{C}$ de foraminíferos epibentónicos registra la ventilación de las aguas profundas e intermedias así como el contenido de nutrientes (Boyle & Keigwin, 1987; Kallel *et al.*, 1988; Mix *et al.*, 1991; Oppo & Lehman, 1993; Kroopnick, 1985), se efectuó el análisis espectral cruzado al registro del $\delta^{13}\text{C}$ obtenido por Shackleton *et al.* (1995a, b) en foraminíferos bentónicos (*Uvigerina senticososa*, *Cibicidoides wuellerstorfi* y/o *Cibicidoides kullenbergi*) para la perforación ODP 846, y a la señal de NAR obtenida en este trabajo para los reticulofenéstidos $<5\mu\text{m}$ + *P. lacunosa* (indicadores de productividad) para el intervalo comprendido entre ~1.85 hasta 3.90 Ma (Figura 6.8). Estos análisis arrojaron como resultado que los dos registros presentan respuesta en la banda de oblicuidad principal (41 ka) y que la coherencia entre ellos en dicha banda es superior a 99%; presentan también una elevada coherencia en la banda de precesión

en 23 ka (~99%) y 21 ka (~95%) y en diferentes bandas que corresponden a respuestas no lineales a los ciclos de Milankovitch.

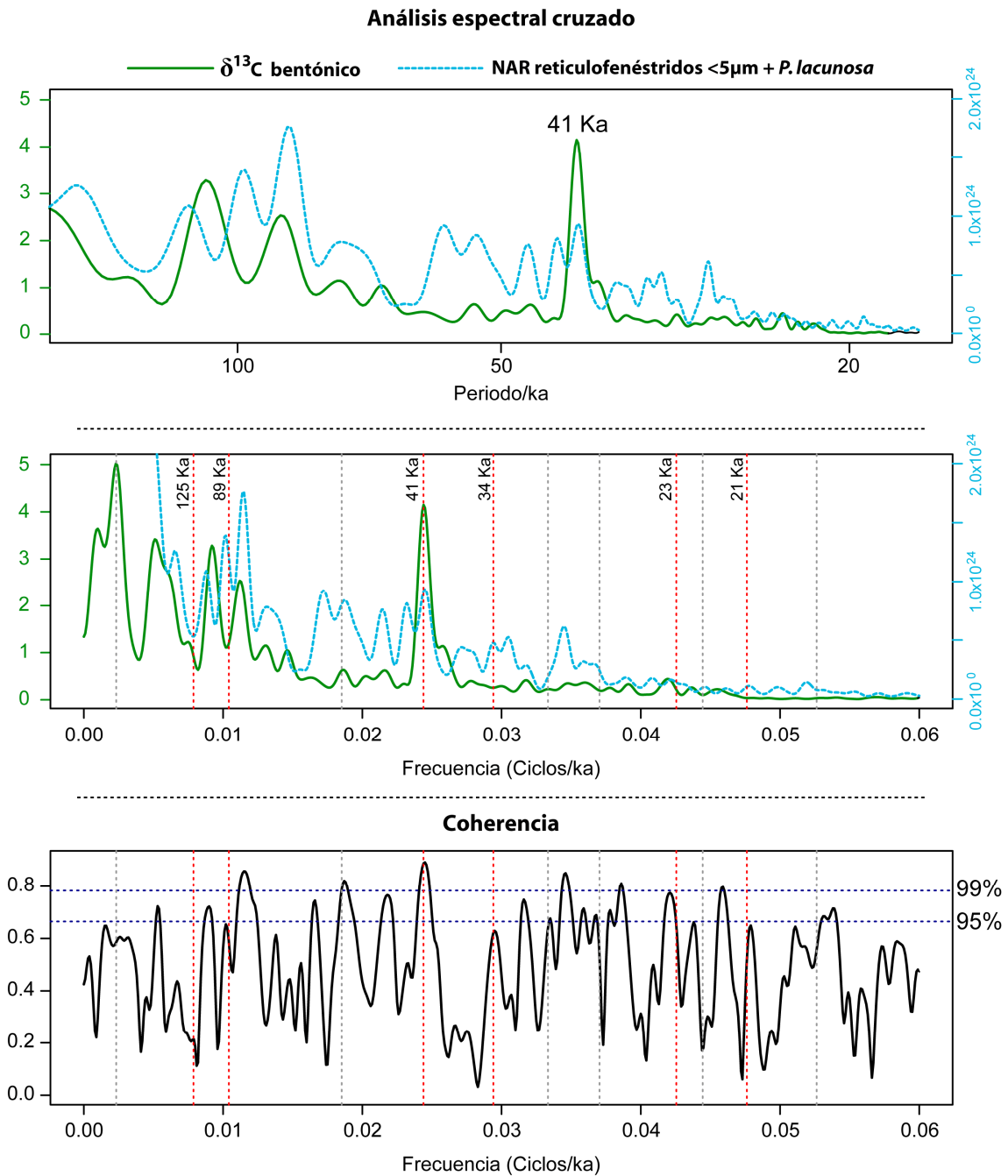


Figura 6.8 Análisis espectral cruzado de la NAR de nanofósiles indicadores de productividad en la ZFS (reticulofenéstidos <5µm + *P. lacunosa*, este trabajo) y $\delta^{13}\text{C}$ bentónico (Shackleton *et al.*, 1995a, b). Los dos registros muestran correspondencia en la banda de oblicuidad (41 ka) y coherencia >99% en dicha banda. Análisis obtenidos mediante el software Analyseries 2.0, solución LA2004.

6.2 DISCUSIÓN

6.2.1 Condiciones similares a “El Niño-like” o “La Niña-like” en el Pacífico Ecuatorial Oriental.

Los resultados obtenidos en este trabajo muestran tendencias claramente diferentes en la asociación de nanofósiles calcáreos para los intervalos previo y posterior a la emersión definitiva del istmo centroamericano.

En el periodo previo a la emersión comprendido entre ~ 3.90 y 2.78 Ma, los reticulofenéstidos $<5\mu\text{m}$ fueron el grupo dominante de la asociación, seguidos por *P. lacunosa* y *F. profunda*, y los valores de índice N señalan que la termo/nutriclina se encontraba en o cercana a la superficie con algunos intervalos de profundización ($N \approx 1-0.82$). Se observó una marcada tendencia al aumento de las abundancias de especies indicadoras de alta productividad (reticulofenéstidos $<5\mu\text{m}$) desde 3.90 hasta 3.37 Ma. A partir de éste punto y hasta 2.78 Ma, *F. profunda* presenta mayores oscilaciones, indicando cambios rápidos en la productividad y tendencia al descenso de la termoclina, señalado por el índice N que alcanza su mínimo valor para este intervalo en ~ 3.33 Ma cuando desciende hasta $N \approx 0.82$. Este valor se considera bastante elevado, y sugiere una posición de la termo/nutriclina muy cercana a la superficie.

En el periodo comprendido entre $\sim 2.78-1.85$ Ma, que corresponde al intervalo posterior a la emersión definitiva Centroamérica, los reticulofenéstidos $<5\mu\text{m}$ dominaron sólo intermitentemente la asociación, y se incrementaron las abundancias principalmente de *P. lacunosa* y las proporciones (%) de *F. profunda*. El incremento de *P. lacunosa* permite inferir una buena adaptación de esta especie a la variabilidad glacial-interglacial y su definir su asociación a condiciones más frías (Flores *et al.*, 1995; Lancis, 1998; Gibbs *et al.*, 2005; Marino *et al.*, 2008). Este cambio no es notorio en *C. pelagicus* especie de la cual, por definición, se esperaría mayor respuesta. Los valores de índice N señalan mayores oscilaciones en la posición de la termo/nutriclina, que alcanzó niveles progresivamente más profundos, aunque con intervalos en los que permaneció cercana a la superficie. El índice N alcanzó los mínimos valores de todo el intervalo estudiado en ~ 2.1 y ~ 1.94 Ma, cuando llegó a $N \approx 0.65$ y 0.71 , respectivamente.

El brusco descenso de la productividad que se presenta entre 2.14 y 2.08 Ma, con el pico de mínima en ~2.1 Ma, correspondiente al MIS 79, podría relacionarse con un efecto de retroalimentación positiva entre diferentes factores que afectaran la posición de la termo/nutriclina en esta región, entre ellos la disponibilidad de nutrientes y el ciclo del carbono, la dinámica glacial-interglacial, fenómenos de tipo “ENSO-like” y/o la ventilación de la termoclina en altas latitudes del sur.

Existen nutrientes esenciales que controlan la productividad primaria, entre ellos hierro, fósforo, nitrato, sílice, cadmio, bario y zinc; y su presencia, en mayor o menor proporción, afecta la distribución de los organismos en el océano. Los nutrientes en general, funcionan de manera sinérgica, generando una co-dependencia que también limita, entre otros, la absorción de CO₂ atmosférico. Es el caso, por ejemplo, del nitrógeno, en cuyo ciclo global se involucra un proceso relevante en el océano como es la denitrificación oceánica* que representa una importante pérdida de nitrógeno fijo del océano. El nitrógeno tiene dos isótopos estables: ¹⁴N y ¹⁵N, y bajo condiciones subóxicas, el NO₃⁻ puede ser empleado por los organismos como un electrón receptor durante la degradación de la materia orgánica, produciendo N₂O y N₂. La utilización de NO₃⁻ emplea preferencialmente el isótopo ¹⁴N, por consiguiente el proceso de denitrificación conlleva un enriquecimiento en el δ¹⁵N de las masas de agua intermedias (ambiente subóxico). Durante el Pleistoceno, la denitrificación se redujo durante los periodos glaciares, lo que pudo haber incrementado el inventario de nitrógeno fijo, fortaleciendo la productividad primaria y, potencialmente, favoreciendo la función del océano como sumidero de CO₂ atmosférico (Altabet *et al.*, 1995, 2002; Francois *et al.*, 1997; Ganeshram *et al.*, 2000).

En el Pacífico norte tropical oriental (costa afuera de California), Liu *et al.* (2008) registraron un proceso de denitrificación oceánica en ~2.1 Ma y establecieron que dichos procesos son una característica persistente durante los estadios interglaciares. Dichos autores propusieron que tanto la somerización de la termoclina en el EEP y el desarrollo de un sistema frontal en altas latitudes del océano Antártico brindaron las

* La denitrificación es la reducción del ión nitrato (NO₃⁻) presente en el agua (o en el suelo) a nitrógeno molecular diatómico (N₂ y N₂O) más abundante en el aire; y se caracteriza por elevados valores de δ¹⁵N.

condiciones favorables para que la denitrificación ocurriese y lo relacionaron con un cambio en la circulación de las masas de agua intermedias. Este proceso de denitrificación se presenta concomitantemente con el descenso de la productividad obtenido en este trabajo para el EEP (Figura 6.9). Adicionalmente se observó un incremento en los valores del $\delta^{13}\text{C}$ bentónico (Shackleton *et al.*, 1995 a, b) en ~ 2.11 Ma, que indica el descenso en el contenido de nutrientes y un aumento de la ventilación de las aguas intermedias en dicho periodo.

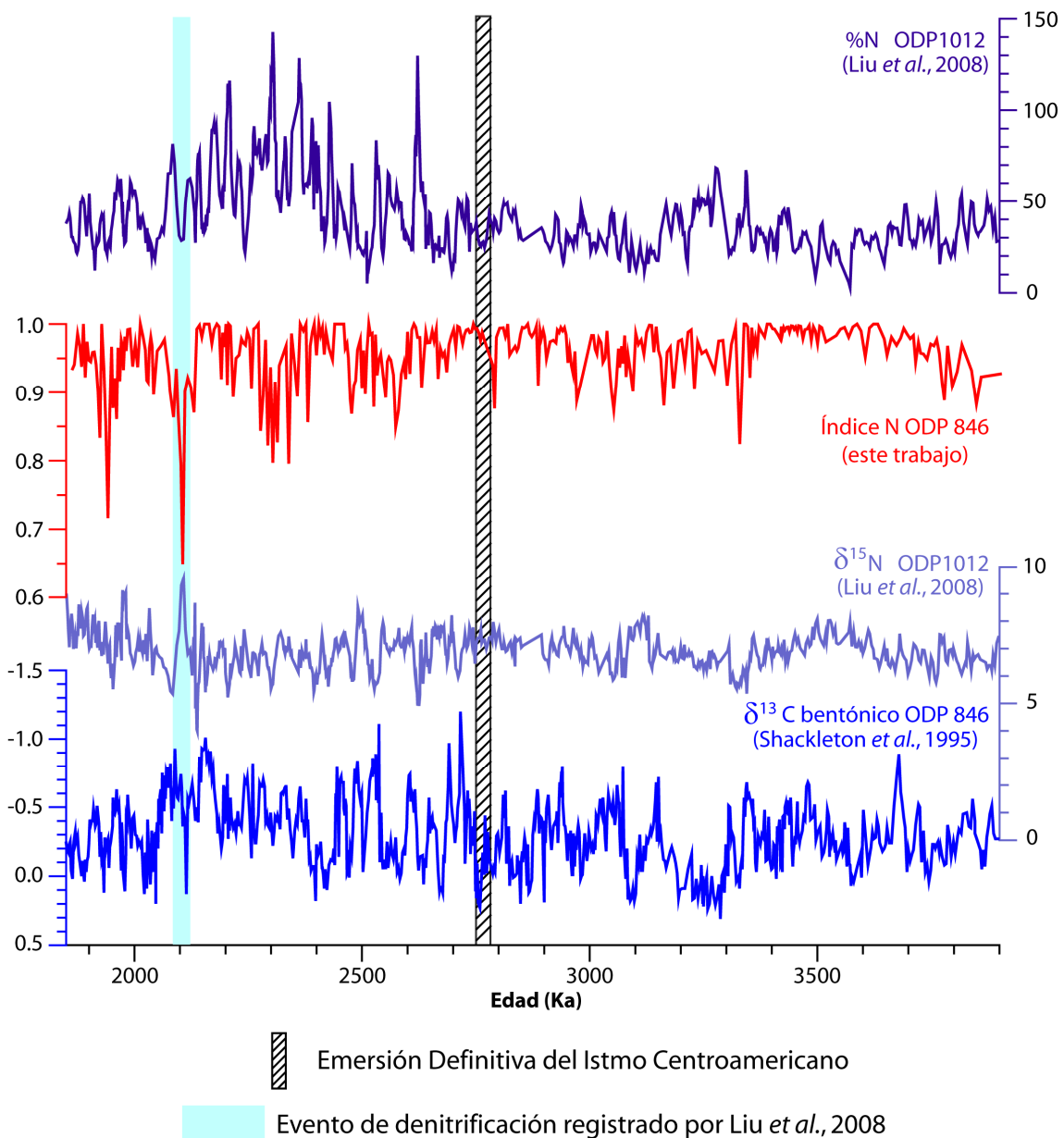


Figura 6.9 Relación del índice N (este trabajo) y la curva de $\delta^{13}\text{C}$ (Shackleton *et al.*, 1995a, b) para la perforación ODP846, con especial énfasis en el evento de denitrificación registrado en las curvas de $\delta^{15}\text{N}$ y % Nitrógeno del Pacífico norte tropical oriental en ~ 2.1 Ma (Liu *et al.*, 2008).

Paleoproductividad en el Océano Pacífico Ecuatorial Oriental

La ventilación de la termoclina ocurre cuando las isopicnas (zonas de igual densidad) afloran a la superficie (Luyten *et al.*, 1983). En la región circumpolar antártica estos procesos son complejos puesto que se presentan surgencias y hundimientos tanto de la AAIW como de la SAMW en diferentes puntos (Figura 6.10). La ventilación de la SAMW se concentra al sur del Plateau de Campbell y en el Pacífico Central, cerca a la Zona de Fractura Eltanin (Sallée *et al.*, 2010). La ventilación de la termoclina en la región Antártica es una causa posible que explicaría no solamente el incremento en los valores del $\delta^{15}\text{N}$ (Liu *et al.*, 2008), sino también el incremento del $\delta^{13}\text{C}$ y por consiguiente el descenso de los nutrientes de las masas de agua intermedias y subsuperficiales que alimentan el upwelling de Perú (SAMW-EUC).

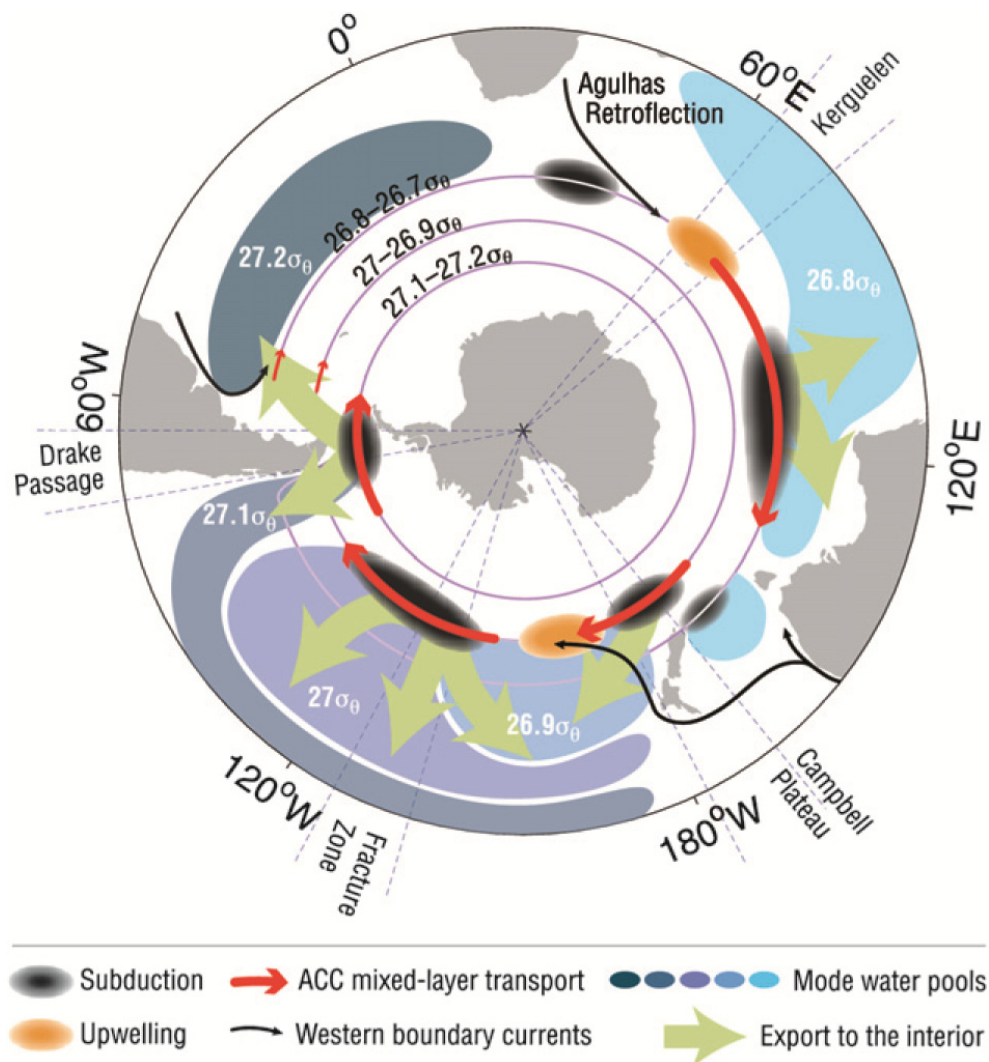


Figura 6.10 Esquema de las áreas de mayor subducción y ventilación (upwelling) y regiones de máxima exportación junto con la SAMW y la AAIW en el océano Antártico (Sallée *et al.*, 2010)

Diferentes autores han establecido una la conexión entre la productividad primaria en el EEP con las masas de agua profundas e intermedias, y particularmente el aporte de la SAMW a la EUC al *upwelling* de Perú (Toggweiler *et al.*, 1991; Sarmiento *et al.*, 2004; Bolton *et al.*, 2010a) que trae los nutrientes a la superficie oceánica en esta región. En atención a esta relación, decidimos realizar una comparación mediante observación directa de las abundancias absolutas (NAR) de los reticulofenéstidos <5 μ m (este trabajo) con la curva isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ bentónico obtenida por Shackleton *et al.* (1995a, b), encontrando que presentan tendencias similares sólo durante el intervalo previo a la emersión de Centroamérica, a excepción de los intervalos comprendidos entre 3.33–3.38 y 3.49–3.83 Ma, y a partir de \sim 2.80 Ma las curvas presentan comportamientos opuestos, con excepción de un corto intervalo entre \sim 2.14-2.10 Ma (Figura 6.11).

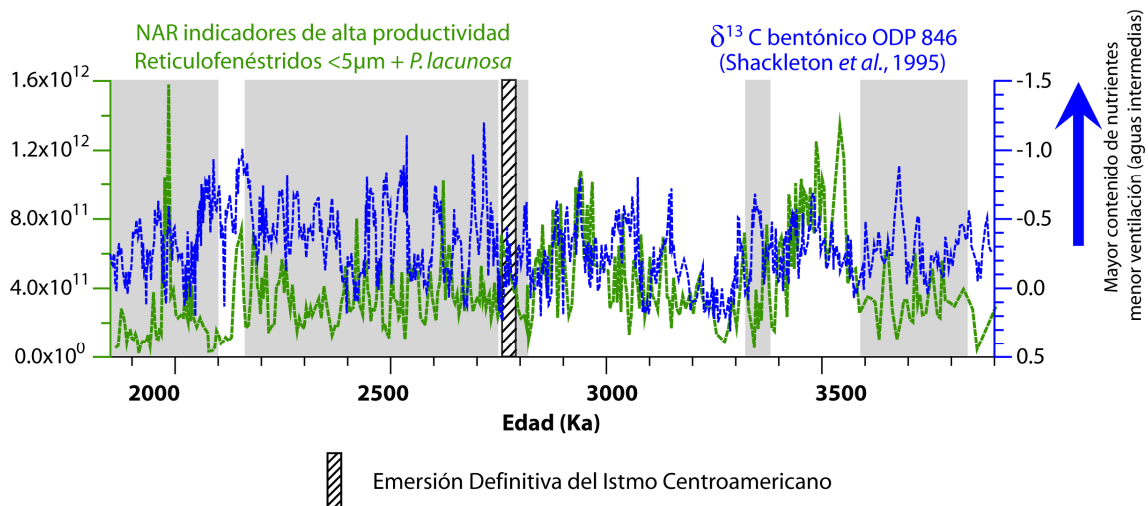


Figura 6.11 Correlación de las curvas de abundancia absoluta de las especies indicadoras de alta productividad (este trabajo) y $\delta^{13}\text{C}$ bentónico (Shackleton *et al.*, 1995a, b)

Por otra parte, el mecanismo que permite la llegada de nutrientes a la superficie a través del *upwelling* de Perú es el viento, y más concretamente los vientos alisios. Sin embargo, el fortalecimiento o debilitamiento de los alisios durante el Pleistoceno, así como la intensidad de los eventos ENSO están controlados principalmente por cambios en la insolación relacionados con la precesión (e.g. Philander, 1995; Clement *et al.*, 1999; Harris & Mix, 1999); aunque también ha sido relacionado con la oblicuidad (Cleveland & Herbert, 2007), debido a que durante los estadios glaciares los alisios se hacen más fuertes posiblemente debido a un gradiente de temperatura más

pronunciado entre el ecuador y los polos (Parkin & Shackleton, 1973) lo que tendría correlación con la dinámica glacial-interglacial dominada por altas latitudes.

Con miras a determinar si existe relación entre la productividad y asumiendo que durante los estadios glaciares los vientos alisios son más fuertes, comparamos los registros de productividad, tanto de las especies indicadoras de mayor productividad y el índice N, respecto a las curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ como indicador de estadios glaciares e interglaciares. Diferentes investigaciones han obtenido a resultados opuestos respecto a la productividad oceánica en relación con los estadios glaciares/interglaciares en diferentes cuencas, concluyendo en algunos casos que la mayor productividad oceánica se presenta durante los estadios glaciares (e.g. Beaufort *et al.*, 2001; Flores *et al.*, 2003; Bolton *et al.*, 2010a; van der Laan *et al.*, 2012), mientras en otros casos se registra durante los interglaciares (e.g. Martínez *et al.*, 2007; Marino *et al.*, 2008; López-Otálvaro, 2009). En este trabajo hemos determinado que, en general, los picos de mayor productividad se presentan durante los estadios glaciares, mientras durante los interglaciares se presentan los mayores descensos de la productividad (Figura 6.12). Este resultado sugiere que durante el intervalo estudiado, en el EEP la oblicuidad jugó un importante papel en el fortalecimiento o debilitamiento de los alisios, favoreciendo o limitando la surgencia de nutrientes desde las masas de agua intermedias y por consiguiente la productividad primaria en esta región oceánica.

Este hallazgo sugiere que el fortalecimiento de los alisios en los estadios glaciares fortaleció la productividad oceánica superficial en el EEP durante el intervalo estudiado, y refuerza la idea de las masas de agua profundas e intermedias procedentes del hemisferio sur (SAMW) como fuente de los nutrientes del upwelling de Perú. Sin embargo, el comportamiento opuesto de las curvas del $\delta^{13}\text{C}$ bentónico respecto a los la señal de los nanofósiles indicadores de alta productividad en la ZFS, principalmente durante el intervalo posterior a la emersión definitiva de Centroamérica, plantea nuevos interrogantes, acerca de las masas de agua que proveen los nutrientes o la dependencia de las especies aquí analizadas de algunos nutrientes en particular (e.g. N, Fe, P, Si), así como la respuesta de la asociación a la variabilidad glacial-interglacial desde ~ 2.8 Ma.

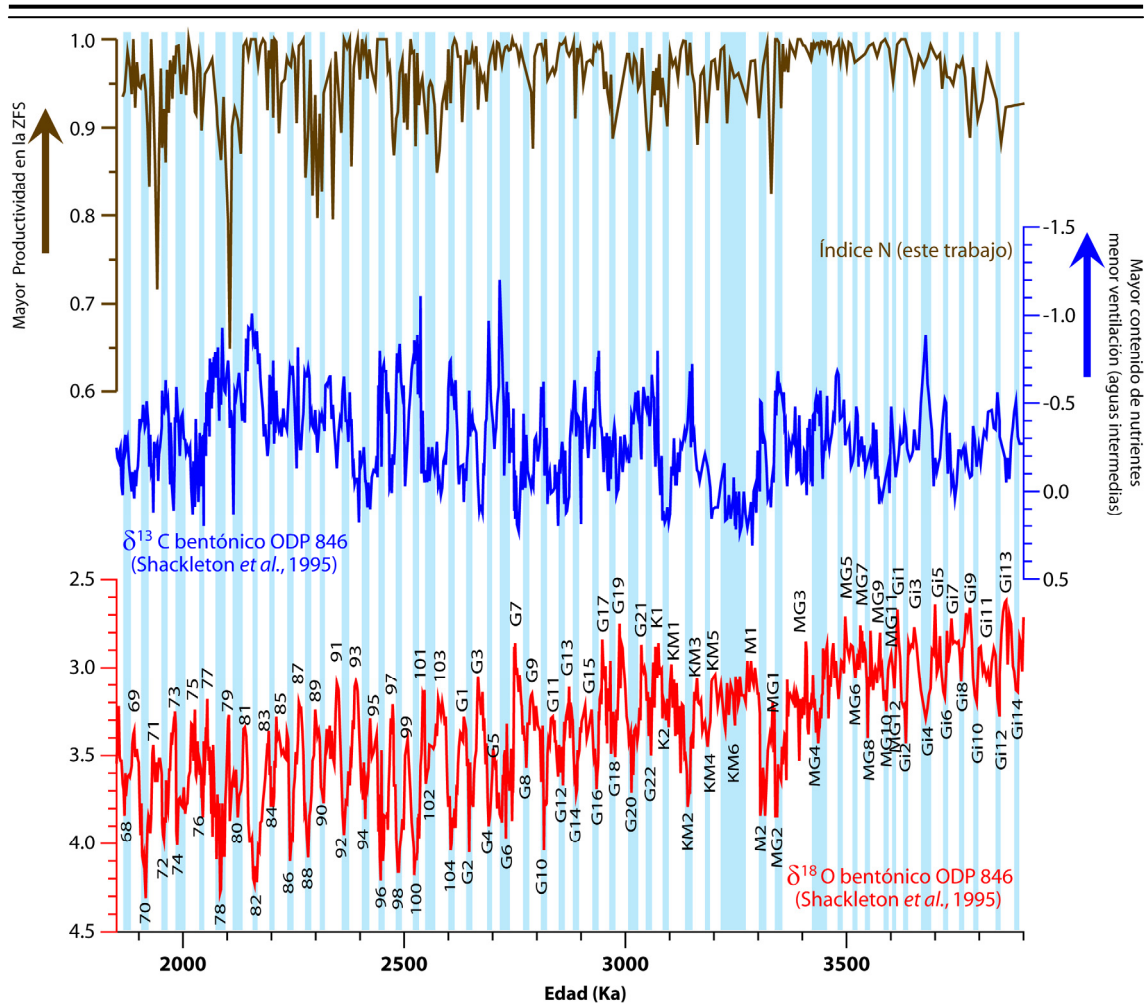


Figura 6.12 Evaluación de la correspondencia entre los estadios glaciales-interglaciales y la productividad en la perforación ODP 846. Comparación de las curvas del Índice N, empleado en este trabajo como índice de productividad en la ZFS, la NAR de las especies indicadoras de altas productividades en relación con las curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ bentónico (Shackleton *et al.*, 1995a, b). Las líneas sombreadas en azul claro representan los estadios isotópicos marinos (*Marine Isotope Stages-MIS*) glaciares.

El índice N tiene la limitación de evaluar “una sola variable”, es decir, se calcula únicamente con base en las fluctuaciones reflejadas por las asociaciones de nanofósiles calcáreos como indicador de paleoproduktividad, en este trabajo se ha empleado para definir la posible ocurrencia de fenómenos “ENSO-like” durante el intervalo estudiado (Figura 6.13).

En este trabajo los valores de $N < 0.9$ se interpretaron como posibles “ENSO-like”, se encontraron siete (7) para el periodo previo a la emersión (2.78-2.80 Ma, 2.96-2.99 Ma, 3.030-3.065 Ma, 3.150-3.180 Ma, 3.310-3.350 Ma, 3.805-3.770 Ma, 3.833-3.870 Ma), mientras para el periodo posterior los descensos de la termo/nutriclina son más

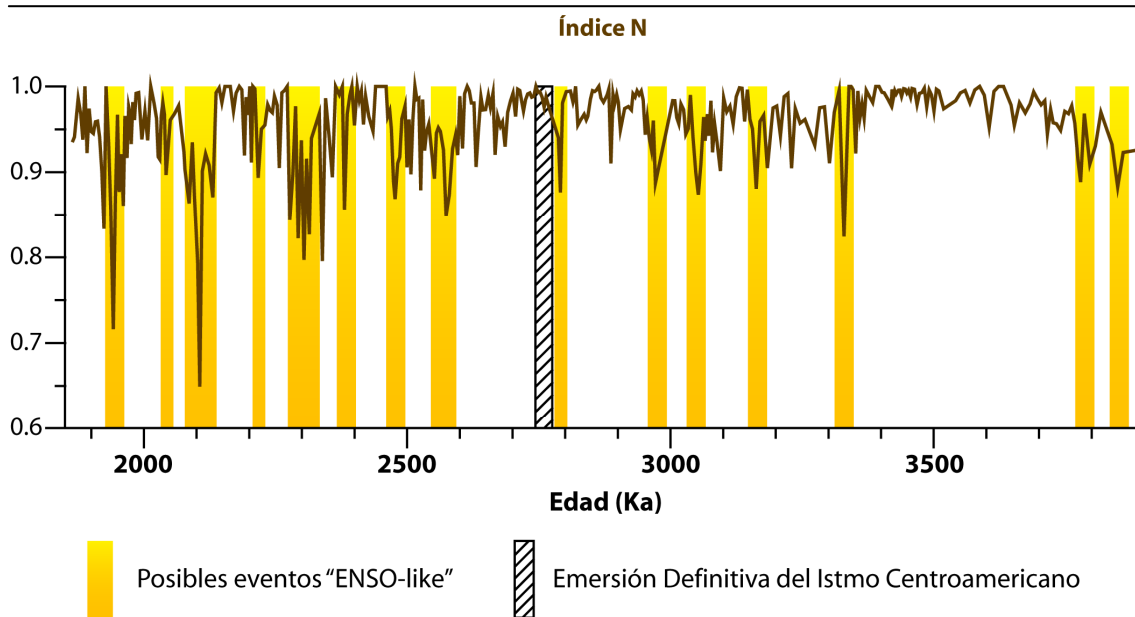


Figura 6.13 Posibles eventos de características ENSO (“ENSO-like”) definidos con base en los episodios de descensos en la productividad, de acuerdo con el Índice N obtenido en este trabajo

pronunciados durante intervalos más largos y se identificaron ocho (8) (1.93-1.96 Ma, 2.03-2.055 Ma, 2.08-2.14 Ma, 2.205-2.23 Ma, 2.27-2.33 Ma, 2.37-2.40 Ma, 2.460-2.495 Ma, 2.545-2.590 Ma), lo que representa que el establecimiento de la variabilidad glacial-interglacial genera también un impacto directo en el desarrollo de eventos “ENSO-like” a gran escala.

La disminución de la productividad en 2.1 Ma también puede estar relacionada con la ocurrencia de un fenómeno a gran escala de características similares a ENSO (“ENSO-like”), que ocasionaría la profundización de la termo/nutriclina vinculado a la pérdida de intensidad de los vientos alisios, y en particular de los alisios del sur impidiendo la llegada de las aguas frías y ricas en nutrientes provenientes del upwelling de Perú, así como de aquellas que se originan en la surgencia ecuatorial. A pesar de que los valores del índice N en el EEP no son demasiado bajos, este cálculo permite establecer una correlación entre las oscilaciones de la termo/nutriclina y la ocurrencia de alteraciones climáticas y oceanográficas, que valdría la pena estudiar con más detalle en investigaciones posteriores, porque podrían no solamente estar asociadas con fenómenos de tipo ENSO sino también con cambios en los patrones de circulación oceánica tanto superficial como de las masas de agua profundas, y/o ser el reflejo de los cambios en el patrón de variabilidad orbital.

Las demás profundizaciones de la termo/nutriclina, podrían estar relacionadas también con eventos “ENSO-like”, con cambios en la química del océano debidos entre otros aspectos a procesos cíclicos de ventilación de la termoclina, a modificaciones en los parámetros orbitales y fluctuaciones del volumen de hielo global, entre otros. Para determinar con exactitud si estas fluctuaciones de la termo/nutriclina obtenidas con base en la asociación nanofósiles calcáreos también se reflejan en otros indicadores paleoceanográficos, se requiere analizar registros de alta resolución de diferentes indicadores micropaleontológicos (diatomeas, radiolarios, foraminíferos) de los cuales puedan obtenerse datos básicos como las tasas de acumulación, y geoquímicos que permitan un mayor grado de detalle, puesto que diferentes estudios han concluido la ocurrencia de eventos “ENSO-like” de larga duración durante el Plioceno (e.g. Cane & Molnar, 2001; Wara *et al.*, 2005; Ravelo *et al.*, 2006; Lawrence *et al.*, 2006), pero las escalas son aún muy pequeñas y/o el alcance de un solo indicador en particular es limitado. Como se ha mencionado antes, durante el periodo comprendido entre 4.5 y 3.0 Ma se ha propuesto la ocurrencia de condiciones asociadas o similares a La Niña (“La Niña-like”) (Rickaby & Halloran, 2005), así como también condiciones similares a El Niño permanentes (“*Permanent El Niño-like conditions*”) (e.g. Chaisson & Ravelo, 2000; Cane & Molnar, 2001; Molnar & Cane, 2002; Wara *et al.*, 2005; Ravelo *et al.*, 2006; Seki *et al.*, 2012).

Rickaby & Halloran (2005) emplearon los registros de paleotemperaturas obtenidos a partir de Mg/Ca de los foraminíferos planctónicos *G. sacculifer* (ZFS, capa de mezcla), *G. tumida* (fondo de la ZFI) y *N. dutertrei* (termoclina) en las perforaciones ODP 806 (WEP) y ODP 847 (EEP), para reconstruir los perfiles verticales de la hidrografía superficial y mostrar la evolución de la termoclina en el Pacífico ecuatorial durante el Plioceno y el Pleistoceno. Este estudio empleó una muy baja resolución de muestreo (~850 ka) para evaluar los últimos 5 Ma (Figura 6.14). Estos autores encontraron que entre 3–4 Ma la termoclina ascendió debido al enfriamiento de las aguas subsuperficiales, en coincidencia con la teoría de Philander & Fedorov (2003), y que el ángulo de la termoclina entre el WEP y el EEP se hizo más pronunciado generando una intensificación de la surgencia en el EEP durante el Plioceno, lo que llevó a la conclusión de un estado “La Niña-like” en dicho periodo.

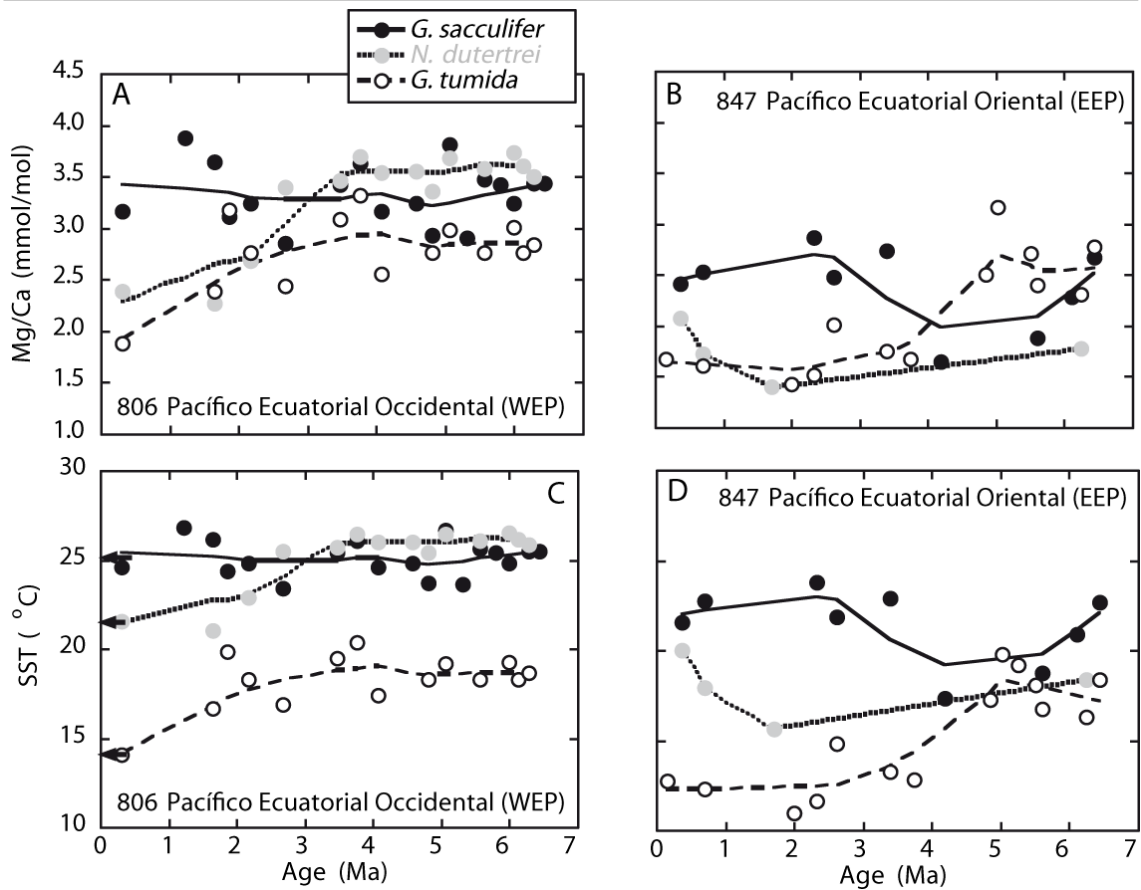


Figura 6.14 Registros de paleotemperaturas (Mg/Ca) del WEP (A) y el EEP (B) y registros de temperaturas para las profundidades de calcificación de *G. sacculifer*, *G. tumida* y *N. dutertrei* (Modificada de Rickaby & Halloran, 2005)

Wara *et al.* (2005) emplearon los mismos indicadores paleoceanográficos que Rickaby & Halloran (2005) en las mismas perforaciones, aunque con mayor resolución temporal (~12.5 ka), y por el contrario sus análisis arrojaron como resultado la disminución en el gradiente de temperaturas ecuatorial para el WEP y el EEP debido al incremento de las SST en el EEP mientras en el WEP permanecieron más o menos estables durante el Plioceno, llegando a la conclusión que condiciones “El Niño-like” permanentes caracterizaron dicho intervalo (~4.5–3.0 Ma), lo que produjo la profundización de la termoclina en el EEP y condiciones subsuperficiales más simétricas a través del Pacífico tropical (Figura 6.15).

Con base en los resultados obtenidos en este trabajo respecto a la productividad primaria y la posición de la termo/nutriclina, únicamente vinculada a la señal de nanofósiles calcáreos, se ha determinado que las paleoproductividades son en general

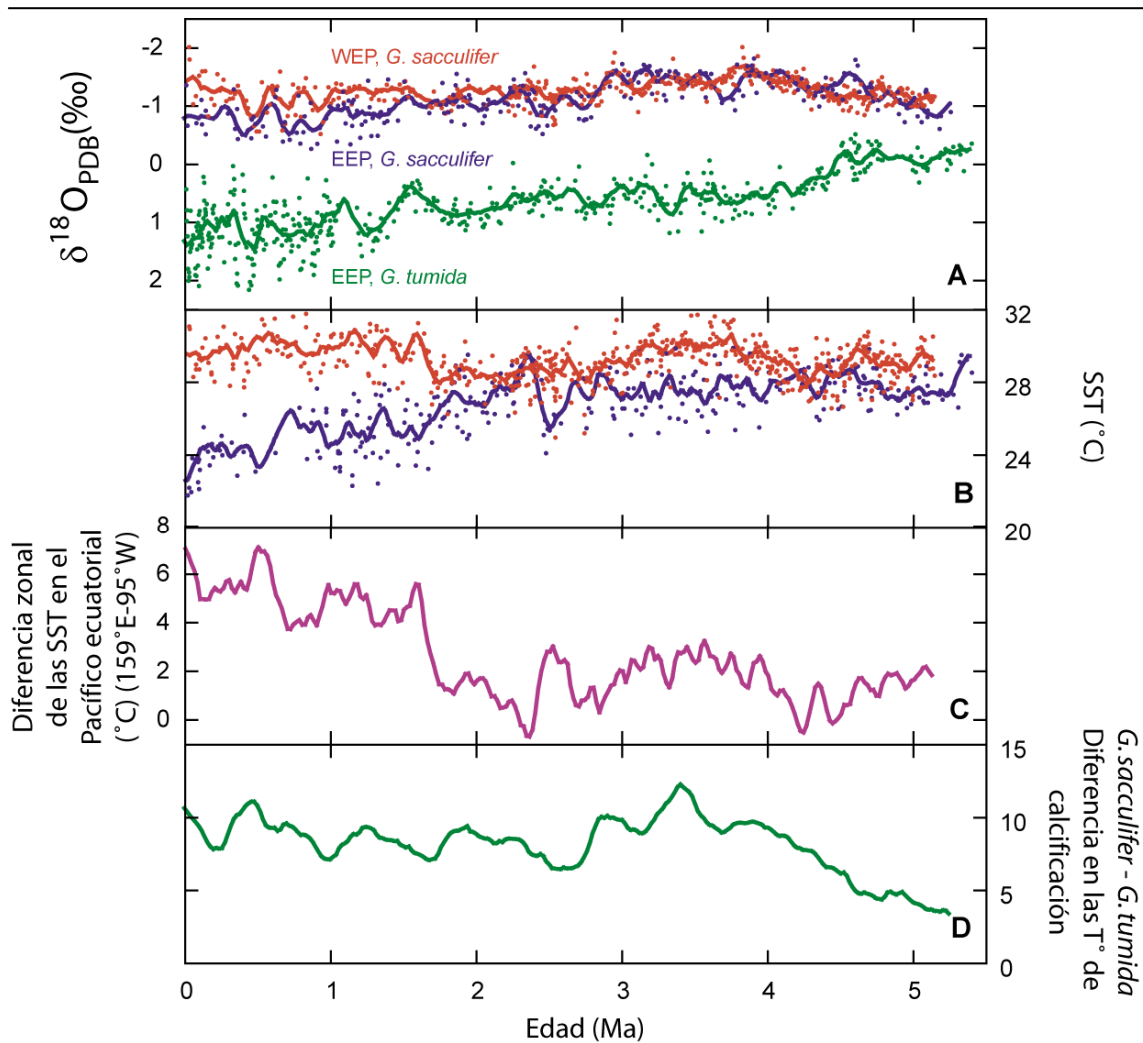


Figura 6.15 A. Registros isotópicos de oxígeno de *G. sacculifer* en las perforaciones ODP 847 (azul) y ODP 806 (rojo), y de *G. tumida* en el site ODP 847 (verde); B. SST estimadas a partir de Mg/Ca en *G. sacculifer* ODP 847 (azul) y ODP 806 (rojo); C. Gradiente zonal estimado de SST en el ecuador entre 159°E y 95°W; D. La diferencia entre las temperaturas de calcificación de *G. sacculifer* y *G. tumida* en el site ODP 847. (Modificada de Wara *et al.*, 2005).

muy elevadas en el EEP durante el intervalo comprendido entre 3.0–3.9 Ma, con fluctuaciones puntuales que podrían correlacionarse con estadios “El Niño-like” o “La Niña-like”. En otros trabajos también las productividades registradas en esta región son elevadas durante el Plio-Pleistoceno (e.g. Bolton *et al.*, 2010a; Bolton *et al.*, 2011; Seki *et al.*, 2012; Etourneau *et al.*, 2013).

Lawrence *et al.* (2006) obtuvieron el registro de alquenonas (U_{37}^k : T°; C_{37} : Productividad) con alta resolución (~3 ka) para la perforación ODP 846, mediante el cual soportan la interpretación de Wara *et al.* (2005) de un estado “El Niño-like”

permanente para el Plioceno y una productividad primaria muy elevada durante los últimos 5 Ma en el EEP, con valores dos a tres veces más elevados durante el intervalo comprendido entre 2.9–1.6 Ma. Dicho registro presenta una tendencia muy similar al $\delta^{18}\text{O}$ bentónico (Shackleton *et al.*, 1995a, b) y señala drásticos cambios en las SSTs con máximos cercanos a 28°C y mínimos de ~21°C y mayores oscilaciones a partir de ~2.75 Ma.

Los intervalos de mayor y menor productividad obtenidos en este trabajo, son coincidentes con los registrados por Lawrence *et al.* (2006), excepto para un corto intervalo comprendido entre ~3.31-3.34 Ma, lo que brinda un mayor grado de confianza en los resultados obtenidos mediante la señal de nanofósiles calcáreos (Figura 6.16).

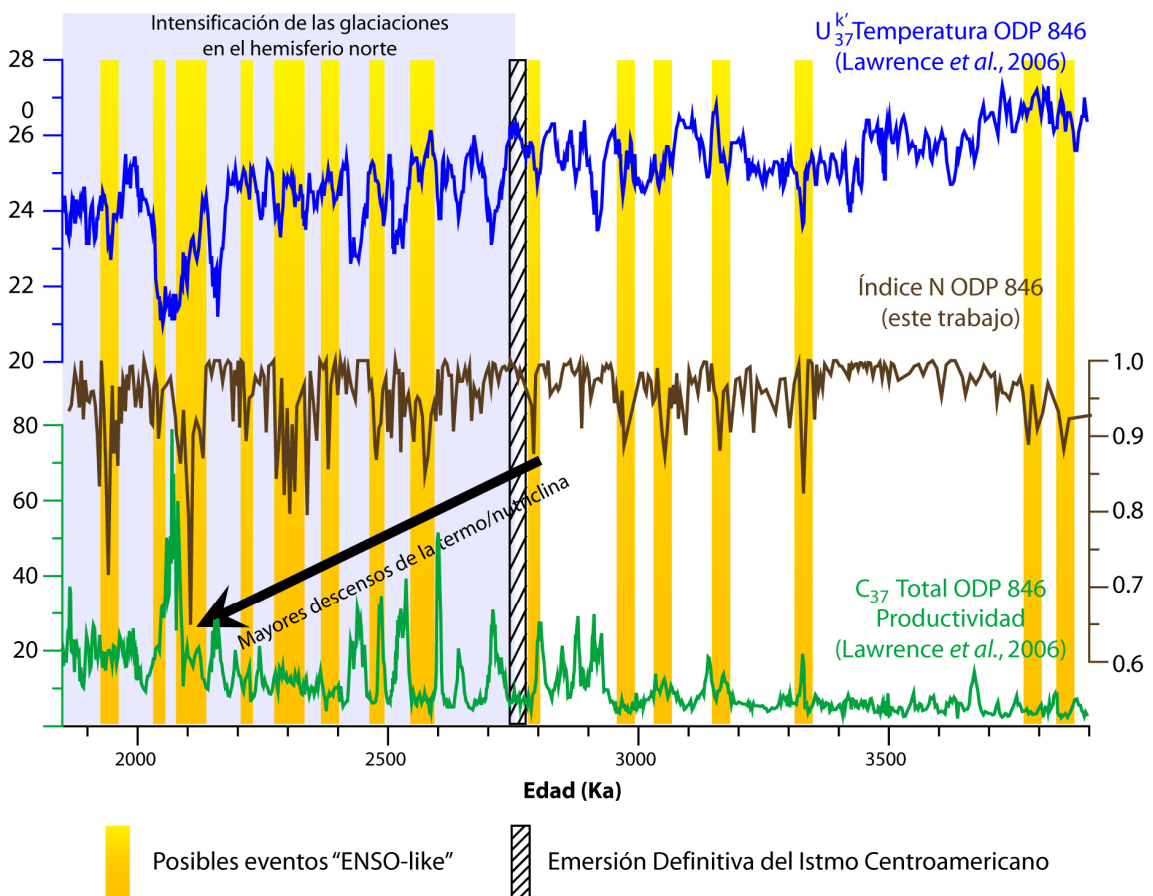


Figura 6.16 Comparación de los registros de SSTs y productividad obtenidos mediante alquenonas de la perforación ODP 846 (Lawrence *et al.*, 2006) respecto al índice N (este trabajo).

Fenómenos de características “El Niño-like” permanentes durante intervalos tan prolongados como el propuesto por Wara *et al.* (2005) no se ven reflejados en las fluctuaciones de las abundancias de los nanofósiles calcáreos obtenidos en este trabajo para la perforación ODP 846, contrario a lo que se evidencia en los registros de paleotemperaturas calculados mediante indicadores geoquímicos (Wara *et al.*, 2005; Lawrence *et al.*, 2006). Este resultado refleja la necesidad de integrar diferentes indicadores, con el objeto de lograr un mayor grado de exactitud en los estudios paleoceanográficos.

Steph *et al.* (2010), emplearon los datos $\delta^{18}\text{O}$ y temperaturas obtenidas mediante Mg/Ca en los foraminíferos planctónicos *G. sacculifer* y *G. tumida* de las perforaciones ODP 1239 y ODP 1241 (Steph *et al.*, 2006a; Groeneveld *et al.*, 2006; Steph *et al.*, 2010), localizadas en el EEP, con base en los cuales concluyeron que la termo/nutriclina ascendió durante el intervalo comprendido entre 4.8 y 4.0 Ma, permaneció en un nivel somero entre 4.0 y 3.0 Ma, y que en el Site 1241 (fuera de la PCT) la termoclina alcanzó mayores profundidades después de 3.0 Ma. En la perforación ODP 846 (dentro de la PCT) observamos que la profundización de la termo/nutriclina comenzó aproximadamente en ~ 3.37 Ma (Figura 6.17) alcanzando niveles más profundos después del cierre definitivo del canal centroamericano.

6.2.2 Los Parámetros Orbitales en el Entorno Ecuatorial

En este trabajo, el resultado de los análisis espectrales simples y cruzados efectuados a los datos de acumulación (NAR) de las especies de nanofósiles calcáreos indicadoras de productividad en la ZFS, han arrojado como resultado respuesta en la banda de oblicuidad (41 ka) y en menor proporción en las las bandas secundarias de 54 y 29 ka.

A diferencia de lo que ocurre en altas latitudes, en bajas latitudes el forzamiento de la insolación debido a oscilaciones de la oblicuidad es en general muy pequeño (Lawrence *et al.*, 2006). Sin embargo, investigaciones realizadas en la región tropical del Atlántico y el Pacífico revelan que la productividad durante el Plioceno y el Pleistoceno está estrechamente relacionada con la oblicuidad y no se limita a las zonas

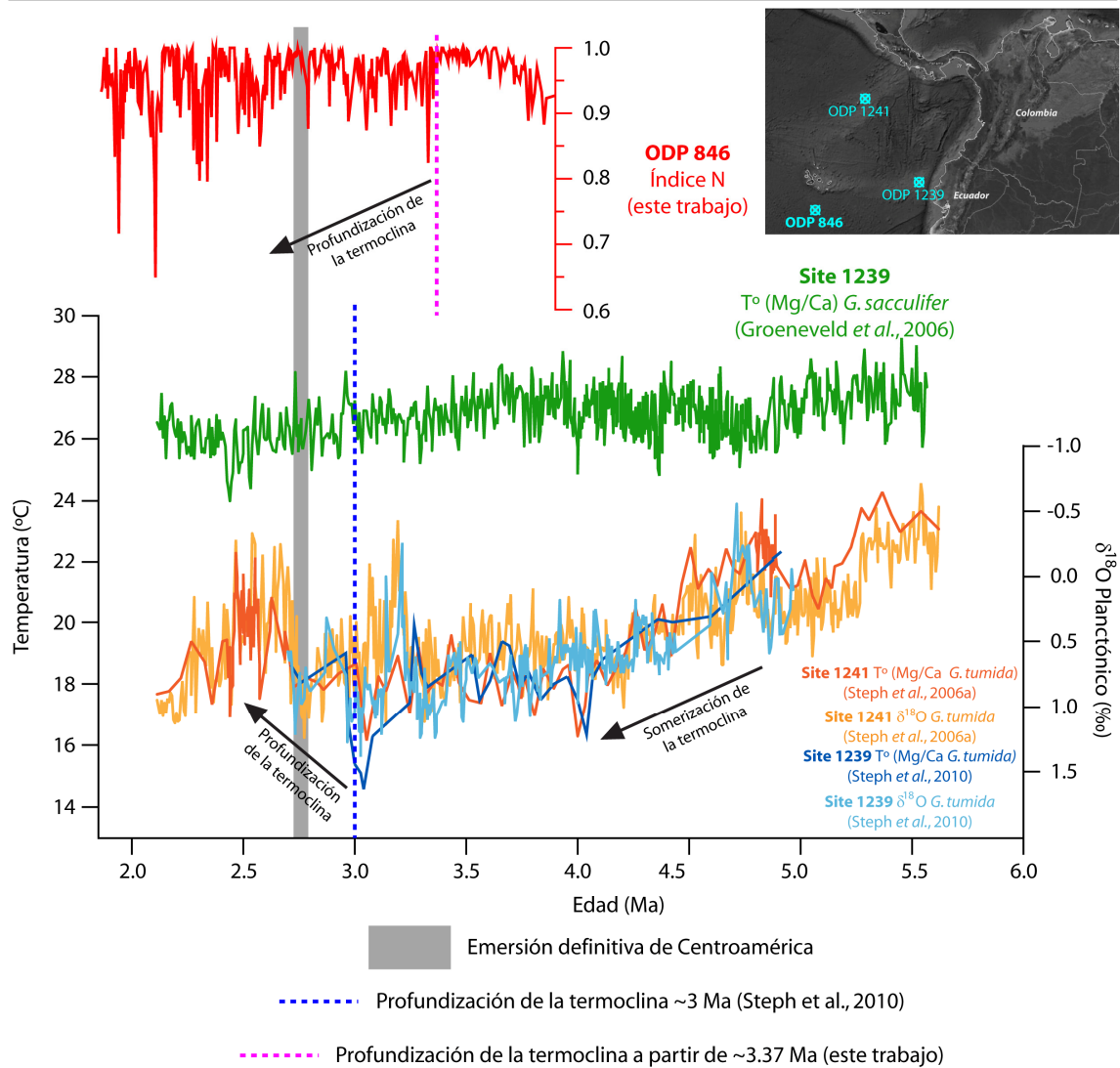


Figura 6.17 Fluctuaciones en el nivel de la termo/nutriclina en las perforaciones ODP 846 (este trabajo), 1239 (Steph *et al.*, 2010 y Groeneveld *et al.*, 2006) y 1241 (Steph *et al.*, 2006a) localizadas en el EEP tanto dentro como fuera de la *Pacific Cold Tongue* (PCT) (Modificada de Steph *et al.*, 2010)

de upwelling (Gibbs *et al.*, 2004; Liu & Herbert, 2004; Lee & Poulsen, 2005; de Garidel-Thoron *et al.*, 2005; Lawrence *et al.*, 2006; Cleaveland & Herbert, 2007; Marino *et al.*, 2009; Bolton, 2010; Bolton *et al.*, 2010a; Rosell-Melé *et al.*, 2014).

La respuesta a la oblicuidad en registros tropicales se interpreta como un forzamiento directo de la oblicuidad sobre la insolación en altas latitudes (Liu & Herbert, 2004), que influye en bajas latitudes mediante la circulación atmosférica o de la termoclina (Lee & Poulsen, 2005).

Bolton *et al.*, (2010) evalúan mecanismos potenciales que expliquen la respuesta a la oblicuidad en el Pacífico oriental y occidental durante el Plioceno tardío, tales como la ventilación de la termoclina, la variabilidad de los vientos alisios, la concentración de gases de efecto invernadero y cambios en la estratificación debido a la llegada de nutrientes desde masas de agua profundas a la zona fótica. Estos investigadores concluyen que los gases de efecto invernadero generan fluctuaciones casi sincrónicas en periodos de 41 ka, y de la misma amplitud en la productividad superficial durante el Plioceno tardío en el WEP y el EEP es una causa probable; y la conexión entre las masas de agua superficiales y las aguas modales procedentes de altas latitudes mediante el upwelling de la EUC. Así mismo los cambios en el volumen de hielo generados por las modificaciones del ángulo de inclinación de La Tierra, generan cambios en las SSTs, en la formación de la NADW y un incremento del polvo atmosférico puede generar una fuerte retroalimentación del CO₂ (Ruddiman, 2003; Lee & Poulsen, 2005).

Los resultados de Lawrence *et al.* (2006) obtienen la respuesta de las alquenonas (U^{k}_{37} : T°; C₃₇: Productividad) de la perforación ODP 846 también en la banda de oblicuidad. Estos investigadores emplean el registro de $\delta^{18}O$ bentónico como un indicador de altas latitudes que refleja una combinación de volumen de hielo y cambios en las temperaturas del océano profundo, y afirman que la persistencia de esas relaciones sugiere que la conexión del sistema de upwelling en el EEP no se ha modificado considerablemente durante los últimos 5 Ma e indica que un fuerte vínculo con la banda de oblicuidad ha existido entre los climas de altas y bajas latitudes desde antes de 3 Ma.

La correlación entre el patrón de variabilidad glacial-interglacial que responde a la dinámica de altas latitudes y por tanto está controlado por la oblicuidad, nos ha permitido establecer que las mayores productividades obtenidas en el presente trabajo están principalmente vinculadas con los estadios glaciares, durante los cuales se fortalecen los vientos alisios y de este modo también la surgencia de Perú y la surgencia ecuatorial. Esto sugiere la influencia directa de las corrientes profundas en el EEP, y condiciona la productividad primaria. Teniendo en cuenta que en el Pacífico ecuatorial oriental la principal corriente subsuperficial es la EUC, que es alimentada por la SAMW y a su vez es la fuente principal de la SEC, el patrón de respuesta de las

Paleoproductividad en el Océano Pacífico Ecuatorial Oriental

asociaciones cocolitoforales estaría directamente relacionada con la dinámica del sur y por consiguiente la disponibilidad de nutrientes (posición de la termo/nutriclina) estaría estrechamente relacionada con la llegada a superficie de las aguas de origen antártico de la SAMW.

***7. Respuesta de la
Asociación de Nanofósiles
Calcáreos en el Caribe***



7.1 MAR CARIBE (OCÉANO ATLÁNTICO ECUATORIAL OCCIDENTAL)

El Caribe es una cuenca de concentración semicerrada localizada en el sector occidental del Atlántico ecuatorial, adyacente a los continentes Centro y Suramérica, conformada por una cadena de islas conocida como el arco de islas de las Antillas que consta de una sucesión de islas que se elevan desde el fondo marino, separadas entre sí por varios pasajes y umbrales con profundidades entre 740 y 2200 m de profundidad. Este arco separa la Cuenca Caribe del Océano Atlántico y actúa como un tamiz para la entrada de agua (Murphy *et al.* 1999; Andrade & Barton 2000). La topografía del mar Caribe presenta cuatro cuencas mayores, de este a oeste: Venezuela, Colombia, Caimán y Yucatán. El mar Caribe está altamente estratificado en los primeros 1.200 m de la columna de agua, débilmente entre 1.200 y 2.000 m y casi homogéneo bajo los 2.000 m. Esta estructura del agua está directamente relacionada con la profundidad de los sills del Arco de Islas de las Antillas, que impide la entrada de aguas profundas al Caribe (Gordon, 1967). El flujo más fuerte se concentra en el sector sur del Caribe con velocidades que alcanzan 70 cm/sg en Venezuela y Antillas Holandesas; a lo largo de las costas de Panamá y Colombia (Giro de Panamá-Colombia-PCG) las velocidades alcanzan 60 m/sg, pero solamente una parte llega a Centroamérica, porque la mayor parte de la corriente que fluye hacia el noroeste se canaliza hacia el sur de Jamaica, cambiando abruptamente de dirección a medida que pasa la Cuenca Caimán y entra al Golfo de México (Fratantoni, 2001).

En el Atlántico ecuatorial, las aguas alcanzan temperaturas entre ~23°C y 27.5°C para los últimos 300 ka (Schneider *et al.*, 1999), son oligotróficas y están caracterizadas por una termoclina bien desarrollada (Vink, 2004; Alvarez Perez *et al.*, 2011). Las corrientes son impulsadas por los vientos alisios y por tal motivo su fuerza y la posición de la ITCZ son altamente estacionales, favoreciendo la surgencia en el sector oriental del Atlántico (*Upwellings* de Canarias y de Bengala) y el engrosamiento y profundización de la termoclina en el sector occidental, generando que en éste sector la capa superficial permanezca pobre en nutrientes porque el *upwelling* no es lo suficientemente fuerte para traer los nutrientes a la ZFS, lo que representa una reducción de la productividad primaria (Oudot & Morin, 1985).

7.1.1 CORRIENTES SUPERFICIALES

La perforación ODP 999 se encuentra bajo la interacción de la principal corriente superficial de la Cuenca Caribe que se denomina Corriente Caribe (*Caribbean Current–CC*), que recibe sus aguas tanto desde el giro subtropical del sur provenientes de la Corriente Surecuatorial (*South Equatorial Current–SEC*), Corriente del Norte de Brasil (*North Brazil Current–NBC*) y Corriente de Guyana (CGU), como de aquella proveniente del giro subtropical del norte denominada Corriente Norecuatorial (*North Equatorial Current–NEC*). Todas ellas se desplazan en sentido este-oeste (Figura 7.1).

7.1.1.1 Corriente Norecuatorial (*North Equatorial Current–NEC*)

Es una corriente extremadamente oligotrófica y fría (Vink *et al.*, 2001) fluye hacia el trópico en dirección W transportando las aguas provenientes de la Corriente de Canarias (Vink, 2004), forma el brazo sur del giro subtropical del Atlántico Norte (Bourlès *et al.* 1999b) y debido a la elevada tasa de evaporación en dicho sector su salinidad se incrementa, particularmente durante el verano (36.4 PSU) y disminuye durante el invierno (35.2 PSU) (Bischof *et al.*, 2004). Se localiza entre los 7° y los 20°N, y los 20°N, y fluye hacia el trópico en dirección W, transportando aguas frías provenientes de la Corriente de Canarias.

7.1.1.2 Corriente Surecuatorial (SEC)

En el Atlántico, la SEC tiene su origen en la Corriente de Bengala, se desplaza en sentido noroeste hacia la plataforma de Brasil y se bifurca en Cabo de San Roque, generando una corriente más fuerte que fluye por el norte denominada Corriente del Norte de Brasil (NBC), y el brazo más débil discurre hacia el sur bordeando la región oriental de Brasil y se denomina Corriente de Brasil (BC) (Bonhoure *et al.*, 2004). Álvarez *et al.* (2011) han determinado que la zona de fractura localizada en la zona ecuatorial de la dorsal mesoatlántica, que incluye denominado Archipiélago de San Pedro y San Pablo, es una zona de alta productividad que aporta nutrientes desde el fondo oceánico hacia la SEC, sin embargo, en el Atlántico ecuatorial occidental en la región de Ceara Rise (norte de Brasil) se ha determinado que esta misma corriente es característicamente pobre en nutrientes (Cullen & Curry, 1997).

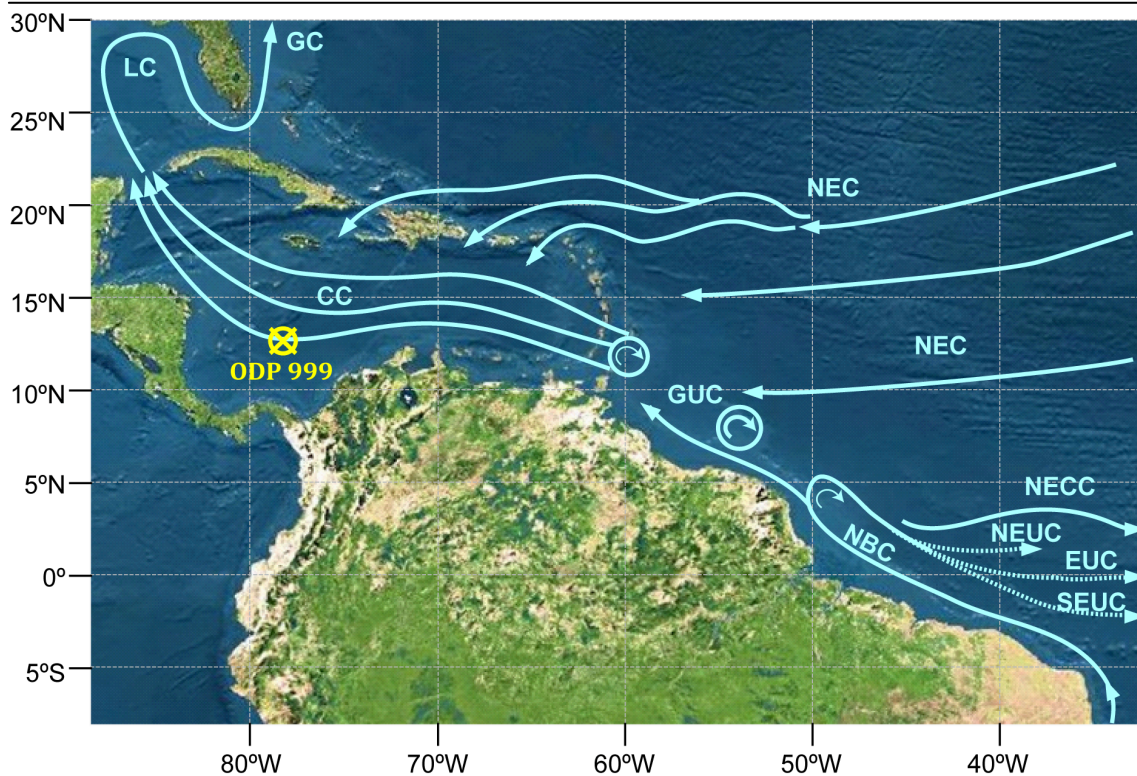


Figura 7.1 Principales Corrientes Superficiales y Subsuperficiales del Océano Atlántico ecuatorial occidental y Mar Caribe (Modificada de Schouten *et al.*, 2005):
Corriente Norecuatorial (NEC-North Equatorial Current),
Contracorriente Norecuatorial (NECC-North Equatorial Countercurrent),
Corriente Norecuatorial Subsuperficial (NEUC-North Equatorial Undercurrent)
Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC-Equatorial Undercurrent),
Corriente Surecuatorial Subsuperficial (SEUC-North Equatorial Undercurrent),
Corriente del Norte de Brasil (NBC-North Brazil Current),
Corriente de Guyana (GUC-Guyana Current),
Corriente Loop (LC-Loop Current)
Corriente del Golfo (GC-Gulf Current)

7.1.1.3 Corriente del Norte de Brasil (*North Brazil Current*–NBC)

La NBC fluye hacia el noroeste a lo largo del margen continental de Suramérica como una corriente costera que desarrolla retroflexiones a manera de anillos (Candela *et al.*, 1992; Dessier & Donguy, 1994; Johns *et al.*, 1990; Fratantoni *et al.*, 1995; Goñi & Johns, 2001). Esta corriente alcanza velocidades entre 60 – 100 cm/s (Arnault *et al.*, 1999; Bourlès *et al.*, 1999), salinidades que alcanzan hasta 37.1 PSU (Memery *et al.*, 2000) pero que en general varían entre 35 – 36.5 PSU (Bourlès *et al.*, 1999). Posee un rango de temperaturas entre 22° y 29°C (Flagg *et al.*, 1986; Bischof *et al.*, 2003).

A su paso por el norte de las Guyanas (República de Guyana, Surinam y Guyana Francesa), pasa a denominarse Corriente de Guyana (*Guyana/Guiana Current*–GUC). La GUC transporta las aguas del Orinoco y el Amazonas hacia el Caribe.

La posición de la ITCZ controla la cantidad de agua dulce que llega a la Cuenca Caribe, siendo un proceso altamente estacional. Entre julio y diciembre la ITCZ alcanza su posición más norte, lo que genera un patrón de circulación ciclónica al sureste de las Antillas Menores (Johns *et al.*, 2002) que bloquea la GUC (NBC) ocasionando una retroflexión que devuelve el flujo hacia el este y da lugar a la Contracorriente Norecuatorial (*North Equatorial Countercurrent*–NECC) (Muller-Karger *et al.*, 1989; Outdot *et al.*, 1998; Johns *et al.*, 2002; Hu *et al.*, 2004; Vink, 2004). Esta retroflexión de la NBC ha sido confirmada mediante trayectorias medidas con boyas de deriva (Richardson & Reverdin, 1987; Richardson *et al.*, 1994), imágenes instrumentales de CZCS (*Coastal Zone Color Scanner*) (Muller-Karger *et al.*, 1988), y a través de perfiles de corrientes generados con Doppler acústico–ADCP (*Acoustic Doppler current profiler*) (Gouriou *et al.*, 1994).

7.1.1.4 Corriente Caribe (CC)

La Corriente Caribe (*Caribbean Current*–CC) transporta aguas procedentes tanto del Atlántico Norte (NEC) como del Atlántico sur (SEC) y las aguas dulces provenientes de los ríos Amazonas y Orinoco, constituyéndose en la principal corriente de circulación superficial a través de la Cuenca Caribe que fluye hacia la corriente de Florida (*Florida Current*–FC) y posteriormente hacia la corriente del Golfo (*Gulf Current*–GC); y es un importante componente del cinturón de circulación meridional (*Meridional Overturning Circulation*–MOC) que se desplaza hacia el norte (Schmitz & Richardson, 1991; Schmitz & McCartney, 1993). De esta manera la CC juega un importante papel como motor del cinturón de circulación oceánica puesto que se constituye en la principal fuente de calor y salinidad que alimenta la CG.

En profundidad la CC se divide en dos masas de agua, en la parte superior la columna está compuesta por un flujo superficial de relativa baja salinidad o Agua del Caribe (*Caribbean Water*–CW) que corresponde a la mezcla de las aguas de los ríos Amazonas y Orinoco y las aguas superficiales del Atlántico ecuatorial, se localiza entre 0–80 m de

profundidad, con temperaturas de $\sim 28^{\circ}\text{C}$, y salinidades de ~ 35.5 PSU; y un flujo más profundo o Agua Subtropical Subsuperficial (*Subtropical Under Water-SUW*) entre 80–180 m, que se caracteriza por un máximo de salinidad (~ 36.85 PSU) (Muller-Karger *et al.*, 2001; Corredor & Morell, 2001; Schmuker & Schiebel, 2002) y temperaturas de 18° – 23°C (Morrison & Nowlin, 1982).

La elevada salinidad de la SUW debido al exceso de evaporación en los giros tropical y subtropical del norte, y entra al Caribe a través de la NEC cruzando los canales existentes entre las Antillas Mayores (Anegada-Jungfern, Mona y Windward). Recientes investigaciones han determinado que en el sector occidental de la cuenca Caribe las SSTs son mayores que en el sector oriental, porque la SUW se encuentra a mayor profundidad (Rueda-Roa & Muller-Karger, 2013). Estas dos masas de agua constituyen la termoclina permanente del Caribe, cuyas temperaturas son superiores a los 20°C (Wüst, 1964; Metcalf, 1976).

Investigaciones realizadas por Wüst (1964) y Gordon (1967), así como observaciones y modelos numéricos (Johns *et al.*, 2002), indican que la entrada de las corrientes superficiales al mar Caribe se da principalmente a través de los canales de Granada, San Vicente y Santa Lucía localizados al sureste, en las Antillas Menores. Esta corriente posee temperaturas entre 25° y 28°C , salinidades entre 34.0 y ~ 36.5 PSU, y una limitada disponibilidad de nutrientes (Einsele, 2000).

Vinculado con la intensidad de los vientos alisios, en el sector sur de cuenca Caribe se presenta upwelling que ventila las aguas de la SUW, aproximadamente entre enero y mayo, a lo largo de la costa norte de Trinidad, Venezuela y Colombia, (Richards, 1960; Fukuoka, 1966; Herrera & Febres-Ortega, 1975; Herrera & Febres, 1976; Muller-Karger & Aparicio, 1994; Andrade, 2000; Castellanos *et al.*, 2002; Muller-Karger *et al.*, 2004; Ruiz-Ochoa *et al.*, 2012).

7.1.2 CORRIENTES INTERMEDIAS Y PROFUNDAS

7.1.2.1 Masa de Agua de los 18° (*Eighteen Degree Water*–EDW)

Una masa de agua con elevado contenido de oxígeno, alta salinidad (~36.5 PSU) y temperaturas promedio de 18°C (*Eighteen Degree Water*–EDW) (Worthington, 1959, 1976; Davis *et al.*, 2011) entra al Caribe a través del Canal Windward (Schmitz & Richardson, 1991) y se localiza entre 200–400 m de profundidad (Osborne *et al.*, 2014). Durante el invierno, la EDW puede alcanzar la superficie cerca a su punto de formación localizado el sector occidental del giro subtropical del Atlántico Norte (Forget *et al.*, 2011) (Figura 7.2).

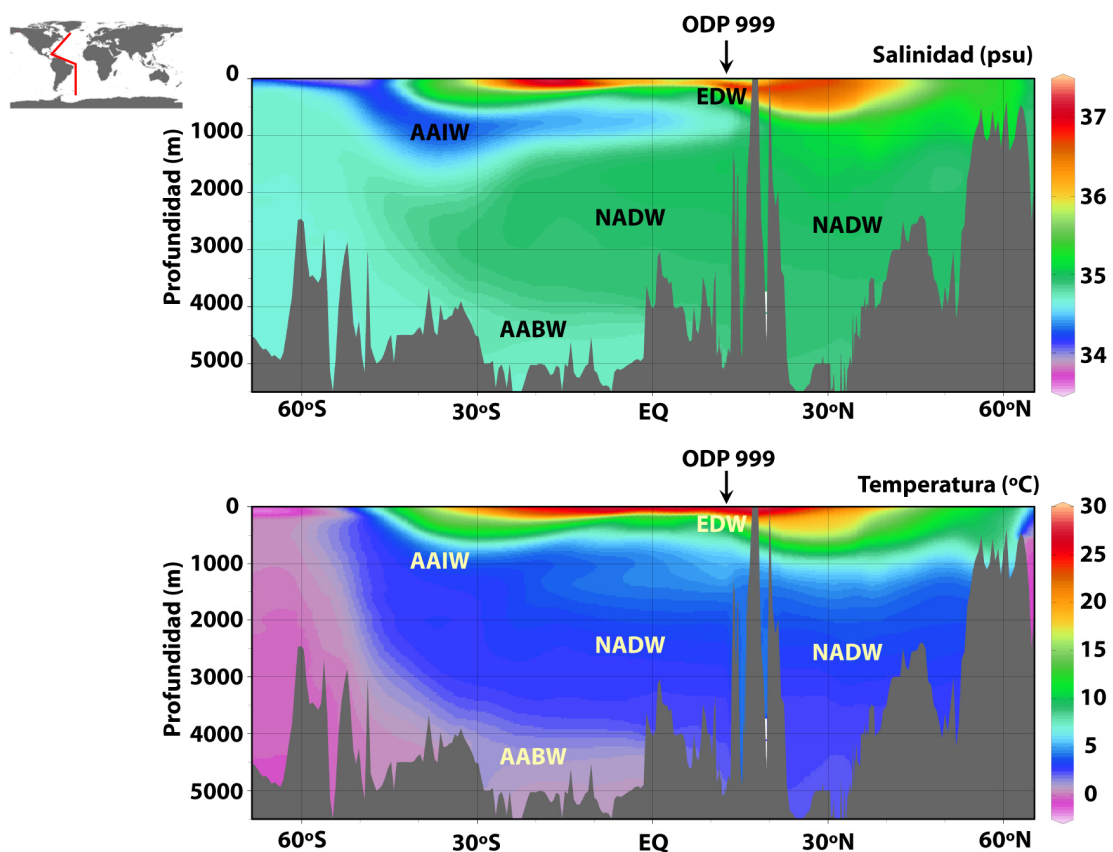


Figura 7.2 Perfiles N-S de Temperatura y Salinidad del océano Atlántico y su relación con las principales corrientes en profundidad.
Perfiles generados mediante el Ocean Data View (ODV) con datos del World Ocean Atlas (WOA) 2009 y masas de agua con base en Roth *et al.*, 2000 y Forget *et al.* 2011
Agua Antártica Profunda (*Antarctic Bottom Water*-AABW),
Agua Antártica Intermedia (*Antarctic Intermediate Water*-AAIW),
Agua Noratlántica Profunda (*North Atlantic Deep Water*-NADW),
Masa de Agua de los 18° (*Eighteen Degree Water*-EDW)

7.1.2.2 Agua Antártica Intermedia (*Antarctic Intermediate Water*-AAIW)

Haddad & Droxler (1996) afirman que las aguas intermedias en la Cuenca Caribe proceden del Atlántico sur y corresponden a la advección de la AAIW que se caracteriza por poseer baja salinidad (Wüst, 1964), se va empobreciendo en oxígeno a medida que entra al Caribe (Bainbridge, 1981), y cuya presencia se ha evidenciado en bajas salinidades (Wüst, 1964) y elevados valores del ρCO_2 en su núcleo, a una profundidad entre 700–1100 m sobre el promontorio submarino de Nicaragua (Droxler *et al.*, 1991) y alcanza profundidades hasta de 1400 m dentro de esta cuenca (Roth *et al.*, 2000). Su temperatura promedio varía entre 2°–6°C y su rango de salinidad aproximado fluctúa entre 33.8 a 34.8‰ (Emery, 2003).

Stalculp & Metcalf (1972) calculan que el 75% del flujo total de agua que ocupa las capas superficial, intermedia y profunda del Caribe entra a la cuenca a través de los canales de Granada y San Vicente, pero a excepción de la AAIW el resto del flujo corresponde a masas de agua que tienen su origen en el Atlántico Norte. Se ha calculado que la masa de agua presente entre ~200 y 550 m de profundidad corresponde a una mezcla de AAIW con SUW (Kameo, 2002; Kameo *et al.*, 2004).

7.1.2.3 Agua Noratlántica Profunda (*North Atlantic Deep Water*-NADW)

En el océano Atlántico, la isoterma de 2°C marca la base de una masa de agua relativamente salada asociada con elevado contenido de oxígeno disuelto y bajas concentraciones de silicatos, denominada Agua Noratlántica Profunda (NADW). La parte superior de la NADW (*Upper North Atlantic Deep Water*-UNADW) se caracteriza por ser una masa de agua bien oxigenada y empobrecida en nutrientes (Haddad, 1994; Haddad & Droxler, 1996). Su rango de temperaturas fluctúa entre 1.5°–4.0°C, y su salinidad promedio es de 34.8–35.0‰ (Emery, 2003).

El componente más denso de la NADW se origina como una masa de agua fría y superficial durante el invierno en los mares de Groenlandia y Noruega, que posteriormente se hunde llenando la cuenca al norte de la cordillera que cubre la distancia de Groenlandia a Escocia, el exceso del flujo sobrepasa la cresta de la cordillera y se mezcla en su descenso con agua más cálida y salina dando lugar a una

Respuesta de las Asociaciones de Nanofósiles Calcáreos en el Caribe

masa de agua caracterizada por temperaturas de $\sim 1.0^{\circ}\text{C}$ que permanece en contacto con el piso oceánico hasta llegar a los 40°N donde se extiende suprayaciendo a la más densa AABW. Componentes menos densos de la NADW no entran en contacto con el piso oceánico y se forman en los mares de Labrador y Mediterráneo. Se ha estimado la tasa de producción de la NADW en $15 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Gordon, 2001).

En el Atlántico ecuatorial, la UNADW es suprayacida por la AAIW, y se mezcla con ella justo antes de entrar al Caribe a través de los *sills* más profundos, el Windward ($\sim 1540 \text{ m}$) y Anegada-Jungfern ($\sim 1800 \text{ m}$) (Bickert *et al.*, 2004). Esta mezcla ocupa las zonas más profundas de la cuenca (Roth *et al.*, 2000). El tiempo de residencia de las masas de agua profundas en el Caribe es de aproximadamente 150 años (Joyce *et al.*, 1999). La estructura de la columna de agua en el Caribe puede observarse en la Figura 7.3.

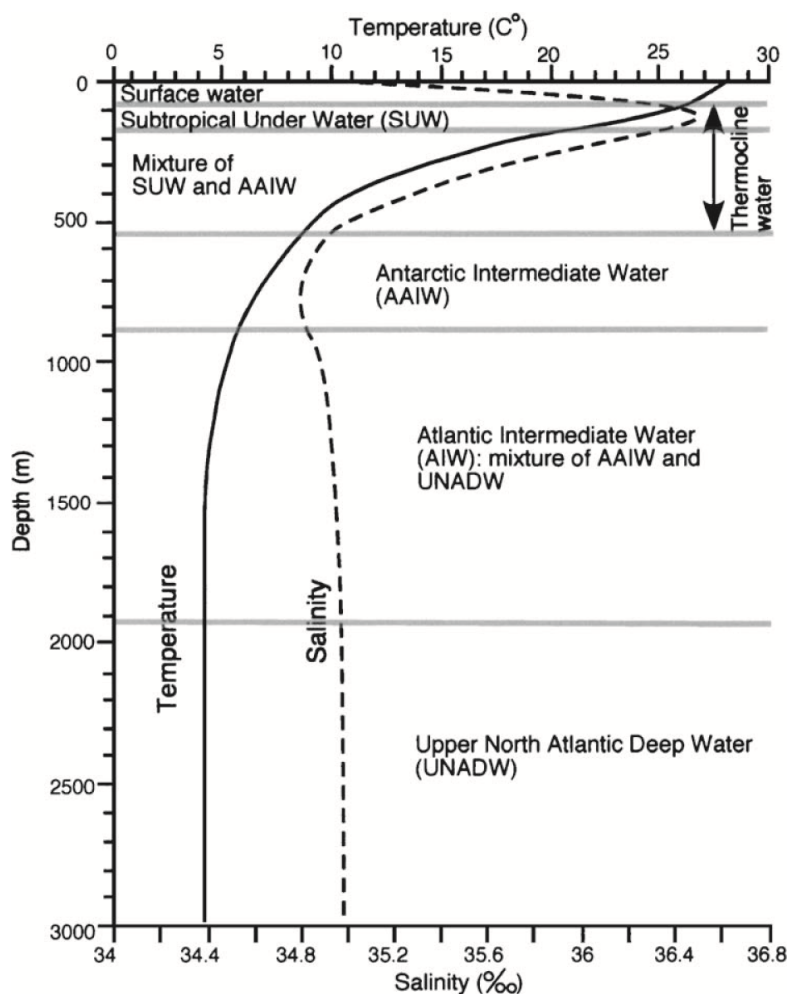


Figura 7.3 Perfil vertical de temperatura y salinidad en el Caribe y distribución de las masas de agua (Con base en Wüst, 1964). Tomada de Kameo *et al.*, 2004.

7.2 PALEOCEANOGRAFÍA DEL NEÓGENO

El fortalecimiento del sistema de circulación meridional anticiclónico del Atlántico es considerada la causa más posible de la somerización de la termoclina entre 4.8 y 4.0 Ma, y por el contrario, su debilitamiento ha sido considerado el factor responsable su profundización alrededor de 3.0 Ma (Steph *et al.*, 2010). A partir de 4.2 Ma, la divergencia de los registros del $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos del Caribe (ODP 999) indican un incremento de 0.5‰ en relación con el Pacífico ecuatorial oriental (ODP 851), que representaría una diferencia de SSS de aproximadamente 1‰ y/o un cambio de SST de 2.5°C (Zahn & Mix, 1987; Haug *et al.*, 2001).

Así mismo, mediante Mg/Ca y $\delta^{44/40}\text{Ca}$ en foraminíferos planctónicos de la perforación ODP 999 se ha detectado la disminución de las SST y SSS alrededor de 4.4 Ma y un incremento de los valores a partir de 4.3 Ma (Gussone *et al.*, 2004), que se han explicado mediante el desplazamiento de la ITCZ hacia el sur después de 4.4 Ma (Billups *et al.*, 1999). La migración de la ITCZ hacia el sur se asocia con el fortalecimiento de los vientos alisios del norte, y se ha correlacionado con mayores precipitaciones en las cuencas del Orinoco y el Amazonas (Gussone *et al.*, 2004) e intensificación de la NBC (Billups *et al.*, 1999).

Después de 4.3 Ma el incremento de las SST y SSS indican un debilitamiento de los alisios del norte como resultado del calentamiento general del Atlántico norte debido al fortalecimiento de la corriente del Golfo (Gussone *et al.*, 2004). Se ha interpretado que los cambios en los registros de $\delta^{18}\text{O}$, Mg/Ca y $\delta^{44/40}\text{Ca}$ obtenidos en foraminíferos planctónicos, ocurrieron como consecuencia de la somerización del istmo a profundidades cercanas a 100 m (Haug & Tiedemann, 1998; Haug *et al.*, 2001; Gussone *et al.*, 2004).

En este trabajo hemos realizado la reconstrucción del sentido de flujo de las masas de agua superficiales de la Cuenca Caribe para el intervalo previo a la emersión definitiva de Centroamérica, con base en la dirección de flujo principal de las corrientes que se ha determinado transcurría de W hacia E (Maier-Reimer *et al.*, 1990; Mikolajewicz *et al.*, 1993; Mikolajewicz & Crowley, 1997; Murdock *et al.*, 1997; Molina-Cruz, 1997;

Nisancioglu *et al.*, 2003; Prange & Schulz, 2004; Haug *et al.*, 2004; Groeneveld, 2005; Schneider & Schmittner, 2006) (Figura 7.4).

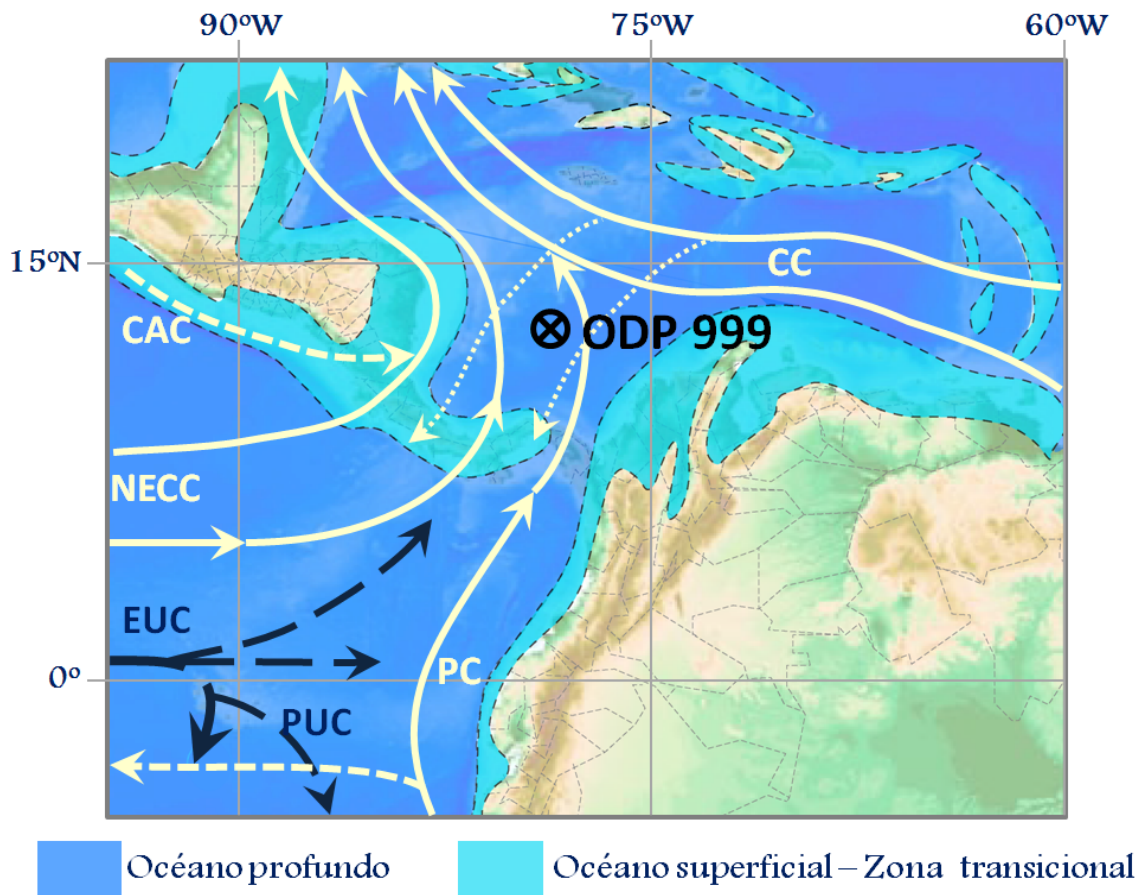


Figura 7.4 Esquema de circulación de las corrientes oceánicas superficiales en el Atlántico ecuatorial occidental durante el intervalo previo a la emersión definitiva de Centroamérica (Con base en Maier-Reimer *et al.*, 1990; Mikolajewicz *et al.*, 1993; Mikolajewicz & Crowley, 1997; Molina-Cruz, 1997; Nisancioglu *et al.*, 2003; Haug *et al.*, 2004)

7.3 RESPUESTA DE LAS ASOCIACIONES DE NANOFÓSILES CALCÁREOS EN EL CARIBE

En general, las asociaciones estuvieron dominadas por los reticulofenéstridos <5µm, *F. profunda* y *P. lacunosa*. Especies relacionadas con condiciones cálidas dentro de las cuales se incluyen *Umbilicosphaera* spp. (*U. sibogae*, *U. jafari*), *R. clavigera*, *C. murrayi*, *P. multipora* y *S. pulchra* fueron agrupadas bajo el término asociación cálida o “warm taxa”, que incluye especies tolerantes a condiciones de hipersalinidad como *Umbilicosphaera* sp. y *R. clavigera* (Flores *et al.*, 1997; Wade & Bown, 2006; Di Stephano *et al.*, 2010) (Capítulo 2). Componentes minoritarios como *Calcidiscus* spp. (*C. leptoporus* y *C. macintyreii*), *Discoaster* spp. (*D. asymmetricus*, *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. tamalis*, *D. triradiatus*, *D. variabilis*), y *Helicosphaera* spp. (*H. carteri* y *H. sellii*) también hacen parte importante de la asociación. *C. pelagicus* está presente en las asociaciones, pero siempre con abundancias relativas inferiores a 0.83%, motivo por el cual este taxón no fue tenido en cuenta como indicador paleoceanográfico para esta perforación, y se constituye en un indicio adicional de elevadas SST en esta cuenca. *C. cristatus*, *G. rotula* y *Scyphosphaera* spp. son componentes accesorios siempre en proporciones inferiores a 2% y por tal motivo no se han representado en las figuras pero sus abundancias sí se han considerado en los cálculos.

Como ha sido mencionado previamente, el índice N (Flores *et al.*, 2000) ha sido una herramienta práctica para calcular la posición relativa de la termo/nutriclina, aunque su aplicación esté restringida sólo a la asociación cocolitoforal/nanofósiles calcáreos, y no incluya otros componentes principales del fitoplancton. Este indicador ha sido empleado en el Pacífico ecuatorial oriental, el Atlántico ecuatorial oriental y occidental, el Océano Antártico y el mar Mediterráneo (Flores *et al.*, 2000; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004; López-Otálvaro *et al.*, 2008, 2009; Marino *et al.*, 2009; Bolton *et al.*, 2010a, b, 2011; Maiorano *et al.*, 2013; Cabarcos *et al.*, 2014), y en algunos casos limitado sólo a latitudes subtropicales (Bolton *et al.*, 2011); donde ha demostrado su utilidad. En este trabajo hemos agrupado como un solo factor a los reticulofenéstridos <5µm + *P. lacunosa* cuyo incremento/descenso de las abundancias señalan

Respuesta de las Asociaciones de Nanofósiles Calcáreos en el Caribe

elevadas/bajas productividades en la ZFS, en relación con *F. profunda* indicador de estratificación de la columna de agua y baja productividad en la ZFS.

Las curvas de abundancias relativas y absolutas de los nanofósiles calcáreos en la perforación ODP 999 presentan nueve (9) intervalos con diferentes respuestas de las especies a los cambios de las condiciones oceánicas en la Cuenca Caribe, dos (2) durante el intervalo anterior, y siete (7) durante el intervalo posterior a la emersión definitiva de Centroamérica. Esto representa que después del cierre del canal interoceánico se acentúan las oscilaciones en las curvas de abundancias relativas y absolutas, así como los cambios en la posición de la termo/nutriclina.

El primer intervalo está comprendido entre la base de la secuencia en ~ 4.01 Ma y ~ 3.32 Ma y está marcado principalmente por elevadas abundancias relativas y absolutas de los reticulofenéstidos $<5\mu\text{m}$ y *P. lacunosa* (Figuras 7.5 y 7.6). Para este periodo los reticulofenéstidos $<5\mu\text{m}$ presentaron abundancias relativas entre 34.15% y 85.60% y absolutas (NAR) que fluctúan entre 9.64×10^{10} – 8.58×10^{11} n/cm²*ka; *F. profunda* varía en porcentajes entre 5.50%–53.25%, y NAR de 4.07×10^{10} – 3.40×10^{11} n/cm²*ka; *P. lacunosa* alcanza porcentajes entre 0.94% y 15%, y NAR de 2.46×10^9 – 9.98×10^{10} n/cm²*ka; las especies que hemos agrupado bajo la denominación “asociación cálida” presentan mínimas abundancias durante este intervalo, con porcentajes inferiores a 1.89% y NAR entre 2.05×10^8 – 1.52×10^{10} n/cm²*ka; *Calcidiscus* spp. fluctúa en abundancias relativas de 0.26% hasta 3.94% y NAR de 1.20×10^8 – 2.93×10^{10} n/cm²*ka; *Discoaster* spp. presenta abundancias de 0.21% a 5.73% y NAR de 7.75×10^8 – 2.49×10^{10} n/cm²*ka; y *Helicosphaera* spp. alcanza porcentajes entre 0.43% y 6.1% y NAR de 2.59×10^9 – 1.56×10^{10} n/cm²*ka.

En el periodo comprendido entre 3.32 hasta 2.78 Ma destaca el brusco descenso de las abundancias tanto relativas como absolutas de *P. lacunosa*, la disminución más gradual de los reticulofenéstidos $<5\mu\text{m}$, *F. profunda* muestra una tendencia general a aumentar y las abundancias de los componentes minoritarios de la asociación (“asociación cálida”, *Discoaster* spp., y *Helicosphaera* spp.) se incrementaron notablemente, y *Calcidiscus* spp. no presenta cambios significativos. Durante este

Especies Mayoritarias

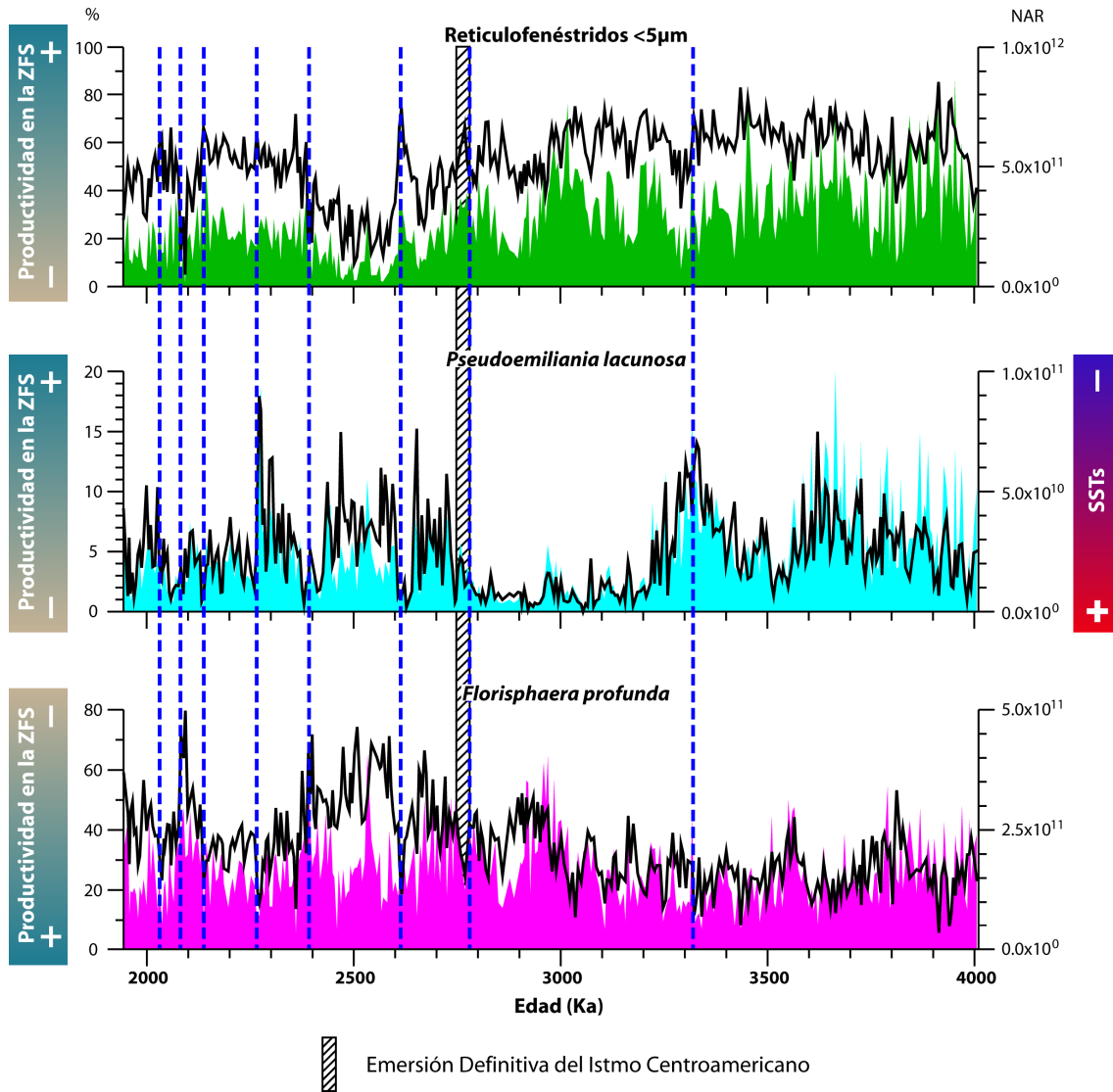


Figura 7.5 Fluctuaciones en las abundancias relativas (línea sólida color negro) y absolutas (NAR= áreas con relleno sólido) de las especies mayoritarias de nanofósiles calcáreos en la perforación ODP 999 durante el intervalo de tiempo estudiado, y su relación con la productividad y las SSTs con base en los conceptos descritos en el capítulo 2 del presente trabajo (la productividad es inversa en *F. profunda* respecto a los pequeños reticulofenestridos y *P. lacunosa*). Las líneas azules discontinuas señalan los nueve (9) intervalos descritos.

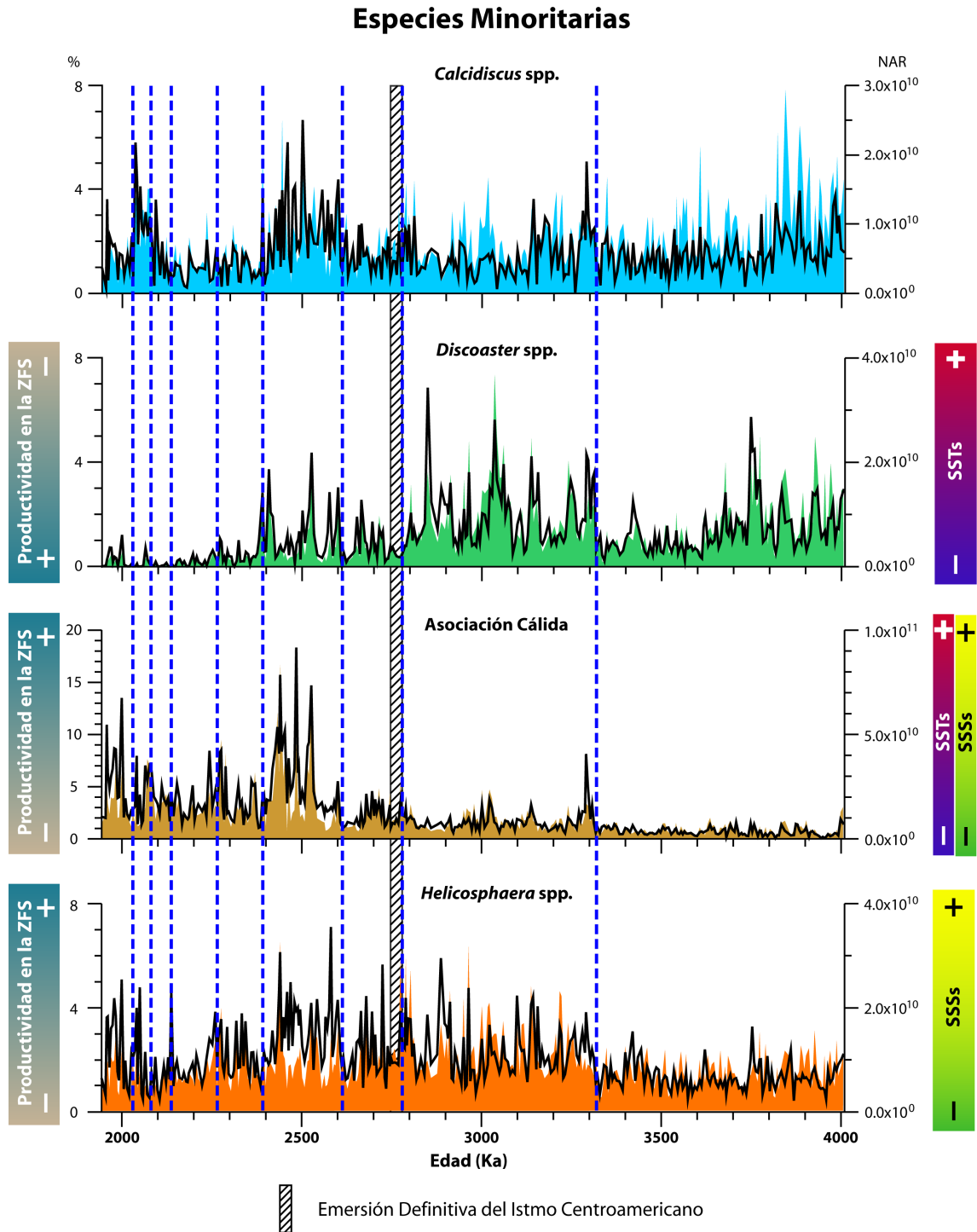


Figura 7.6 Fluctuaciones en las abundancias relativas (línea sólida color negro) y absolutas (NAR= áreas con relleno sólido) de las especies minoritarias de nanofósiles calcáreos en la perforación ODP 999 durante el intervalo de tiempo estudiado, y su relación con la productividad, las SSTs y las SSSs, con base en los conceptos descritos en el Capítulo 2 del presente trabajo. Las líneas azules discontinuas señalan los nueve (9) intervalos descritos.

intervalo los reticulofenéstidos <5 μ m tienen abundancias relativas entre 32.55% hasta 71.02% y NAR de 6.74×10^{10} – 7.59×10^{11} n/cm²*ka; *F. profunda* fluctúa entre 10.95%–52.22% y NAR de 4.02×10^{10} – 4.03×10^{11} n/cm²*ka; *P. lacunosa* muestra un brusco descenso desde 3.32 hasta 3.22 Ma, cuando los porcentajes disminuyen desde ~14% a valores que oscilan entre 0 y ~4.0% hasta el final de este intervalo (~2.78 Ma), y NAR que desciende desde ~ 7.94×10^{10} hasta valores entre 0 y 2.77×10^{10} n/cm²*ka; las abundancias relativas de la asociación cálida varían entre 0.53% y 8.44% y NAR de 2.47×10^9 – 2.71×10^{10} n/cm²*ka; *Calcidiscus* spp. presenta porcentajes de 0–5.05% y NAR de 0– 1.66×10^{10} n/cm²*ka; *Discoaster* spp. varía entre 0.35%–6.85% y NAR de 1.76×10^9 – 3.68×10^{10} n/cm²*ka; y *Helicosphaera* spp. alcanza porcentajes entre 0.71%–5.91% y NAR de 4.38×10^9 – 3.17×10^{10} n/cm²*ka.

En la fase posterior a la emersión definitiva de Centroamérica, entre 2.78 y 1.94 Ma las abundancias relativas y absolutas la asociación presentan fluctuaciones más pronunciadas con descensos e incrementos muy marcados y por tal motivo en este periodo se diferenciaron siete (7) intervalos con tendencias diferentes, en los que las especies minoritarias incrementan sus abundancias y según se observa pasan a disputar los nichos ecológicos con las especies mayoritarias durante algunos intervalos. Los mayores incrementos de las especies oligotróficas se presentan en 2.78–2.66, 2.61–2.39, 2.14–2.08 y 1.98–1.94 Ma, destacándose el intervalo entre 2.14–2.08 Ma cuando *F. profunda* alcanza abundancias relativas de ~80%. Debido a la mayor variabilidad de las abundancias de la asociación y para facilitar el análisis de los resultados, en la Tabla 7.1 se compilaron los datos de NAR y % de los taxones empleados en este trabajo para evaluar la productividad en la ZFS, las SSTs y las SSSs, para el periodo posterior al cierre del canal interoceánico.

De manera general, entre 2.78 y 1.94 Ma, los porcentajes de reticulofenéstidos <5 μ m varían entre 4.98% y 74.36% y la NAR entre 1.21×10^{10} – 4.79×10^{11} n/cm²*ka; *F. profunda* fluctúa entre 13.73%–79.70% y NAR de 3.0×10^{10} – 4.06×10^{11} n/cm²*ka. Las abundancias relativas de *P. lacunosa*, *Calcidiscus* spp. y de la asociación cálida se incrementan en relación con el intervalo anterior, con porcentajes de *P. lacunosa* fluctuando entre 0.33%–17.96% y NAR de 1.12×10^9 – 9.33×10^{10} n/cm²*ka; *Calcidiscus* spp. varía entre

Tabla 7.1 Abundancias relativas y absolutas de los taxones de nanofósiles calcáreos

Intervalo	Abund.	Ret. <5µm	<i>F. profunda</i>	<i>P. lacunosa</i>	"Asoc. Cálida"	<i>Discoaster</i> spp.	<i>Helicosph.</i> spp.	<i>Calcidiscus</i> spp.
2.78 - 2.66	NAR	1.01x10 ¹¹ - 3.92x10 ¹¹	1.08x10 ¹¹ - 3.35x10 ¹¹	5.25x10 ⁹ - 4.27x10 ¹⁰	4.52x10 ⁹ - 2.71x10 ¹⁰	9.19x10 ⁸ - 9.74x10 ⁹	4.25x10 ⁹ - 2.93x10 ¹⁰	2.72x10 ⁹ - 1.19x10 ¹⁰
	%	24.9-66.6	24.7-66.5	0.8-11.5	1.0-4.6	0.2-2.5	0.9-5.7	0.5-2.7
2.66 - 2.61	NAR	6.83x10 ¹⁰ - 3.48x10 ¹¹	6.83x10 ¹⁰ - 2.17x10 ¹¹	1.12x10 ⁹ - 4.36x10 ¹⁰	3.53x10 ⁹ - 7.46x10 ⁹	1.99x10 ⁸ - 4.05x10 ⁹	4.29x10 ⁹ - 9.77x10 ⁹	2.02x10 ⁹ - 1.14x10 ¹⁰
	%	25.4-74.4	18.7-60.0	0.3-15.2	1.1-2.0	0.0-1.9	1.2-2.8	0.7-2.6
2.61 - 2.39	NAR	2.06x10 ¹⁰ - 2.62x10 ¹¹	3.71x10 ¹⁰ - 4.06x10 ¹¹	3.48x10 ⁹ - 5.49x10 ¹⁰	3.09x10 ⁹ - 8.33x10 ¹⁰	2.34x10 ⁸ - 1.87x10 ¹⁰	4.18x10 ⁹ - 3.26x10 ¹⁰	1.44x10 ⁹ - 2.49x10 ¹⁰
	%	9.5-51.4	39.7-74.3	1.3-15.0	1.6-18.3	0.1-4.4	1.6-7.1	0.3-6.7
2.39 - 2.14	NAR	1.07x10 ¹¹ - 4.79x10 ¹¹	3.00x10 ¹⁰ - 2.36x10 ¹¹	3.48x10 ⁹ - 9.33x10 ¹⁰	5.60x10 ⁹ - 4.74x10 ¹⁰	0.0- 1.19x10 ¹⁰	3.88x10 ⁹ - 1.99x10 ¹⁰	1.14x10 ⁹ - 1.15x10 ¹⁰
	%	32.5-71.8	13.7-59.7	0.7-18.0	1.1-8.5	0.0-1.9	1.0-3.8	0.2-2.1
2.14 - 2.08	NAR	1.21x10 ¹⁰ - 3.66x10 ¹¹	4.95x10 ¹⁰ - 2.95x10 ¹¹	2.68x10 ⁹ - 3.71x10 ¹⁰	9.15x10 ⁹ - 2.24x10 ¹⁰	0.0-9.0x10 ⁸	2.65x10 ⁹ - 1.0x10 ¹⁰	1.34x10 ⁹ - 8.70x10 ⁹
	%	5.0-66.2	22.7-79.7	0.9-6.7	1.7-6.5	0.0-0.2	0.5-4.6	0.3-3.6
2.08 - 1.98	NAR	6.33x10 ¹⁰ - 3.71x10 ¹¹	5.23x10 ¹⁰ - 2.72x10 ¹¹	3.99x10 ⁹ - 3.06x10 ¹⁰	5.72x10 ⁹ - 3.81x10 ¹⁰	0.0- 2.76x10 ⁹	2.44x10 ⁹ - 1.54x10 ¹⁰	1.32x10 ⁹ - 1.51x10 ¹⁰
	%	28.3-66.2	23.3-56.6	1.0-10.5	1.4-13.5	0.0-1.2	0.5-5.1	0.5-5.8
1.98 - 1.94	NAR	9.21x10 ¹⁰ - 3.02x10 ¹¹	6.42x10 ¹⁰ - 2.72x10 ¹¹	3.93x10 ⁹ - 2.94x10 ¹⁰	7.31x10 ⁹ - 2.66x10 ¹⁰	0.0- 2.40x10 ⁹	3.71x10 ⁹ - 1.07x10 ¹⁰	1.31x10 ⁹ - 8.78x10 ⁹
	%	28.3-51.6	28.2-58.7	1.2-8.5	2.0-10.9	0.0-0.7	0.6-4.4	0.2-3.6

0.22%–6.67% y NAR de 1.14×10^9 – 2.49×10^{10} n/cm²*ka; y la asociación cálida presenta porcentajes entre 1.05% hasta 18.34% y NAR de 3.09×10^9 – 8.33×10^{10} n/cm²*ka. *Helicosphaera* spp. alcanza abundancias relativas más elevadas que oscilan entre 0.47% y 7.10%, pero su abundancia absoluta se mantiene en valores bajos con NAR de 2.44×10^9 – 3.26×10^{10} n/cm²*ka. Las abundancias de *Discoaster* spp. disminuyen hasta la extinción del género, fluctuando entre 0–4.36% y NAR de 0– 1.87×10^{10} n/cm²*ka.

El índice N presenta cambios drásticos a lo largo de la secuencia, durante el intervalo previo a la emersión alcanza valores máximos y en el periodo posterior a la emersión definitiva del istmo centroamericano presenta valores mínimos en la cuenca Caribe. Durante el intervalo comprendido entre ~4.01 Ma y ~3.32 Ma la posición de la termo/nutriclina presenta amplias fluctuaciones con valores de índice N entre 0.44–0.94 lo que sugiere condiciones principalmente eutróficas a mesotróficas en la cuenca para este periodo (Figura 7.7). El siguiente periodo en el que se observan cambios pronunciados en el índice N está comprendido entre 3.32 hasta 2.78 Ma, observándose una tendencia general al descenso de la termo/nutriclina, y comprende un rango de valores entre 0.43 hasta 0.87, lo que señala una leve disminución de la productividad en la ZFS en relación con el intervalo previamente descrito. Después de la emersión definitiva de Centroamérica, el índice N presenta dos periodos con una fuerte profundización de la termoclina comprendidos entre 2.61–2.39 Ma con valor de N= 0.18, y 2.14–2.08 Ma cuando el valor de N= 0.11, que corresponde al mínimo de todo el intervalo estudiado.

Es preciso destacar que en esta perforación tampoco se observaron efectos de disolución en los nanofósiles calcáreos para todo el intervalo estudiado, ni fragmentación o características que puedan señalar la entrada de aguas corrosivas en la ZFS. Por el contrario, la preservación observada en la asociación a lo largo de toda la secuencia es muy buena y la morfología de todas las especies está claramente definida.

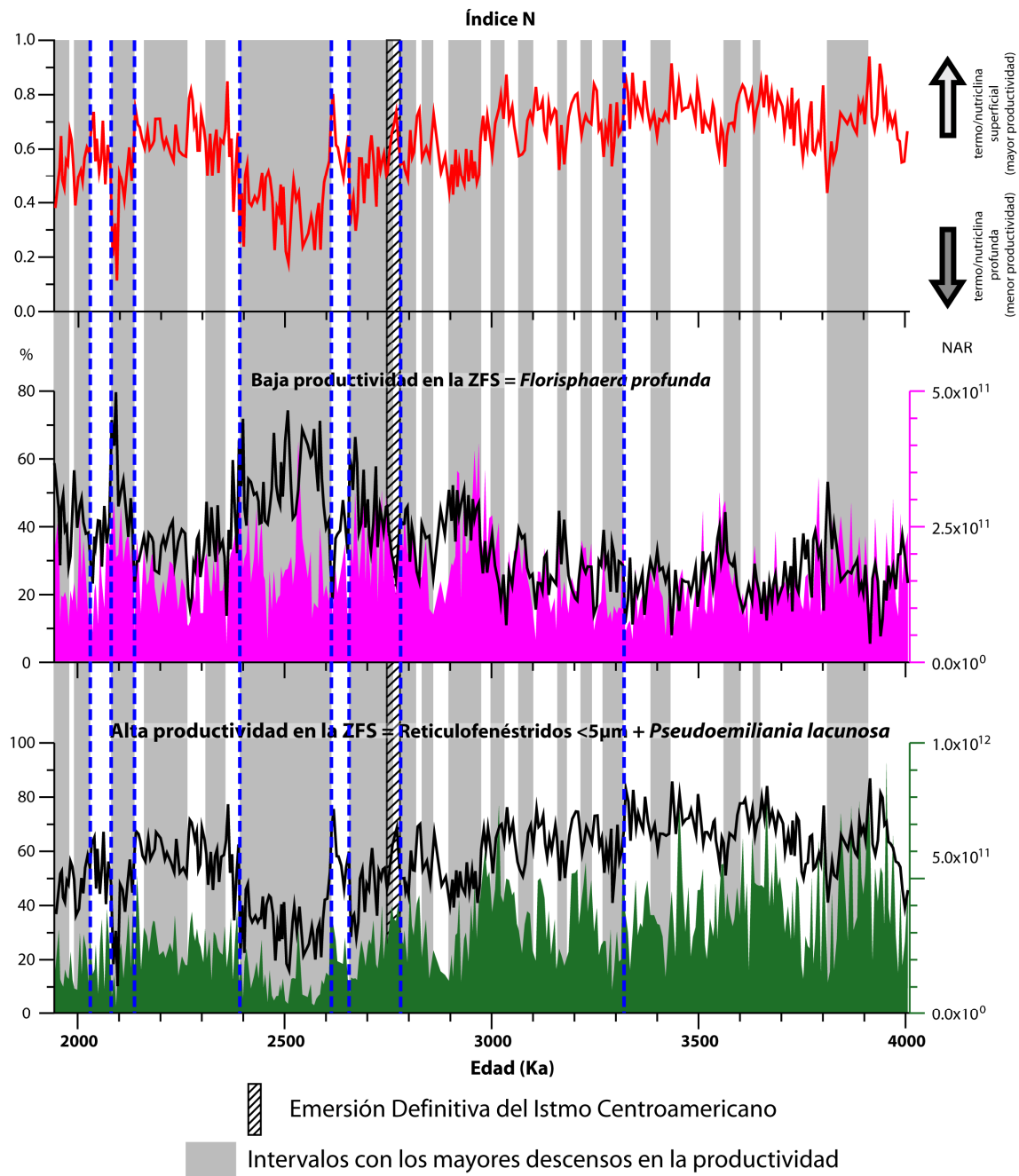


Figura 7.7 Índice N o de paleoproductividad en la ZFS (línea sólida de color rojo), y abundancias relativas (línea sólida color negro) y absolutas (NAR= áreas con relleno sólido) de las especies de nanofósiles calcáreos que señalan cambios en la productividad en la ZFS y empleadas en este trabajo para el cálculo del índice N. Las líneas azules discontinuas señalan los nueve (9) intervalos descritos

7.3.1 CONTROL ORBITAL DE LA SEÑAL DE NANOFÓSILES CALCÁREOS

Análisis espectrales de registros climáticos han aportado evidencias de que una parte considerable de la varianza climática está controlada por cambios en la insolación que acompañan las perturbaciones de la órbita de La Tierra, al menos cerca a las frecuencias de la oblicuidad y la precesión (Imbrie & Imbrie, 1980; Berger, 1989).

Con el objeto de determinar las frecuencias dominantes de la productividad en la perforación ODP 999 se realizaron análisis espectrales a la NAR de los taxones asociados con la productividad primaria en la ZFS. Como se mencionó antes, para que un ciclo sea considerado relevante en una serie de tiempo debe estar presente como mínimo 3 veces, y en este trabajo se realizó una menor densidad de muestreo en altas periodicidades (100–400 ka) lo que representa baja confianza para el análisis espectral en la banda de frecuencia de la excentricidad.

Los reticulofenéstidos <5µm no presentaron respuesta a los ciclos orbitales principales, y en cambio presentan picos de frecuencia en las bandas de 57, 34 y 26 ka; *P. lacunosa* y *F. profunda* mostraron respuesta moderada en la banda de oblicuidad (41, 54 ka) y en menor grado a la precesión (19–23 ka), así como picos de frecuencia coincidentes en las bandas de 80 y 26 ka (Figura 7.8). Adicionalmente, se obtuvieron picos de frecuencia para *P. lacunosa* en las bandas de 36 y 33 ka, mientras para *F. profunda* en las bandas de 36 y 31 ka, que corresponden a respuestas no lineales a los ciclos orbitales principales.

En atención a que algunas de las especies que en este trabajo hemos agrupado bajo la denominación “asociación cálida”, presentan también afinidad con SSSs más elevadas (e.g. *U. jafari*, *R. clavigera*) y a que sus abundancias en esta cuenca son mayores que en el EEP (ODP 846) o en algunos casos sólo se observaron en el Caribe (*C. murrayi*), realizamos también un análisis adicional sobre la NAR de esta agrupación, mostrando respuesta en la banda de oblicuidad (41 ka), un pico en 51 ka y respuesta menos notoria en la banda de precesión (19 ka) (Figura 7.8).

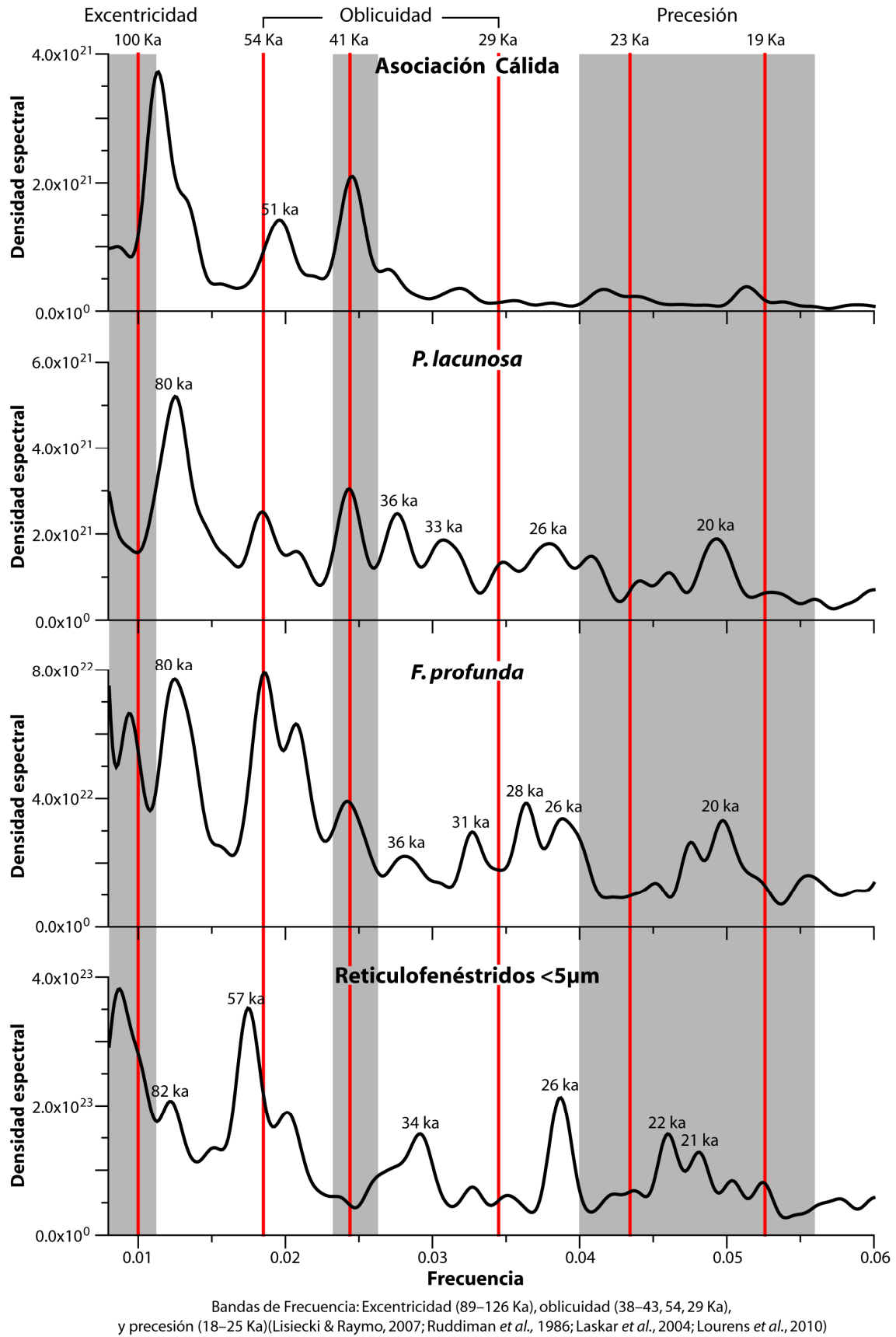


Figura 7.8 Espectros de frecuencia de las NAR de las especies mayoritarias y asociación cálida en la perforación ODP 999

7.3.1.1 Análisis de Coherencia

Tanto *F. profunda* como *P. lacunosa*, así como la “asociación cálida” que está conformada por especies oligotróficas (Capítulo 2), presentan respuesta en la banda de oblicuidad principal (41 ka), lo que plantea que la productividad de la cuenca Caribe tiene relación con la dinámica oceánica de altas latitudes, ya sea a través de masas de agua profundas y/o superficiales. No obstante, los reticulofenéstidos <5µm presentan respuesta en un periodo 57 ka que corresponde a la banda secundaria de la oblicuidad (54-58 ka; Berger, 1992), así como en la banda de 34 ka que también se ha vinculado con la oblicuidad (Berger *et al.*, 1992; Yang & Baumfalk, 1997; Laskar, 2004) o con una combinación de la precesión y la oblicuidad (Pisias & Rea, 1988; Hall *et al.*, 1989), pero no se observó respuesta de este grupo en la banda principal de oblicuidad (41 ka).

Diferentes autores mencionan la presencia del upwelling costero en el Caribe (e.g. Richards, 1960; Fukuoka *et al.*, 1964, 1966; Gordon, 1967; Herrera & Febres-Ortega, 1975), que tiene su origen en la SUW (Gordon, 1967; Corredor, 1979; Muller-Karger *et al.*, 2001; Astor *et al.*, 2003), que es la masa de agua subsuperficial de elevada salinidad que está por encima de la termoclina. Sin embargo, no contamos con registros isotópicos u otros indicadores que nos permitan vincular el aporte de la SUW a la productividad primaria en la región de influencia de la perforación ODP 999.

Con el objeto de tener mayor claridad sobre la procedencia de los nutrientes en superficie, y descartar o verificar su relación con masas de agua profundas procedentes de altas latitudes, decidimos realizar un análisis de coherencia entre la señal de los reticulofenéstidos <5µm + *P. lacunosa*, respecto al $\delta^{13}\text{C}$ bentónico (*C. wuellerstorfi*) obtenido por Steph *et al.* (2010) para la cuenca Caribe, que brinda información acerca del contenido de nutrientes de las aguas intermedias del Atlántico y su ventilación (AAIW+UNADW) (Figura 7.9).

Estos análisis arrojaron como resultado que los dos registros no muestran coherencia en la banda de oblicuidad principal (41 ka), sino en la banda secundaria de 34 ka, y dentro de la banda de precesión en ~22 ka con una coherencia superior al 95%, y en diferentes frecuencias que corresponden a respuestas no lineales a los ciclos de Milankovitch. Estos resultados demuestran que en el Caribe la productividad está

relacionada sólo en parte con las masas de agua profundas puesto que las dos señales analizadas en general varían en diferentes frecuencias y sólo coinciden en las dos bandas antes mencionadas.

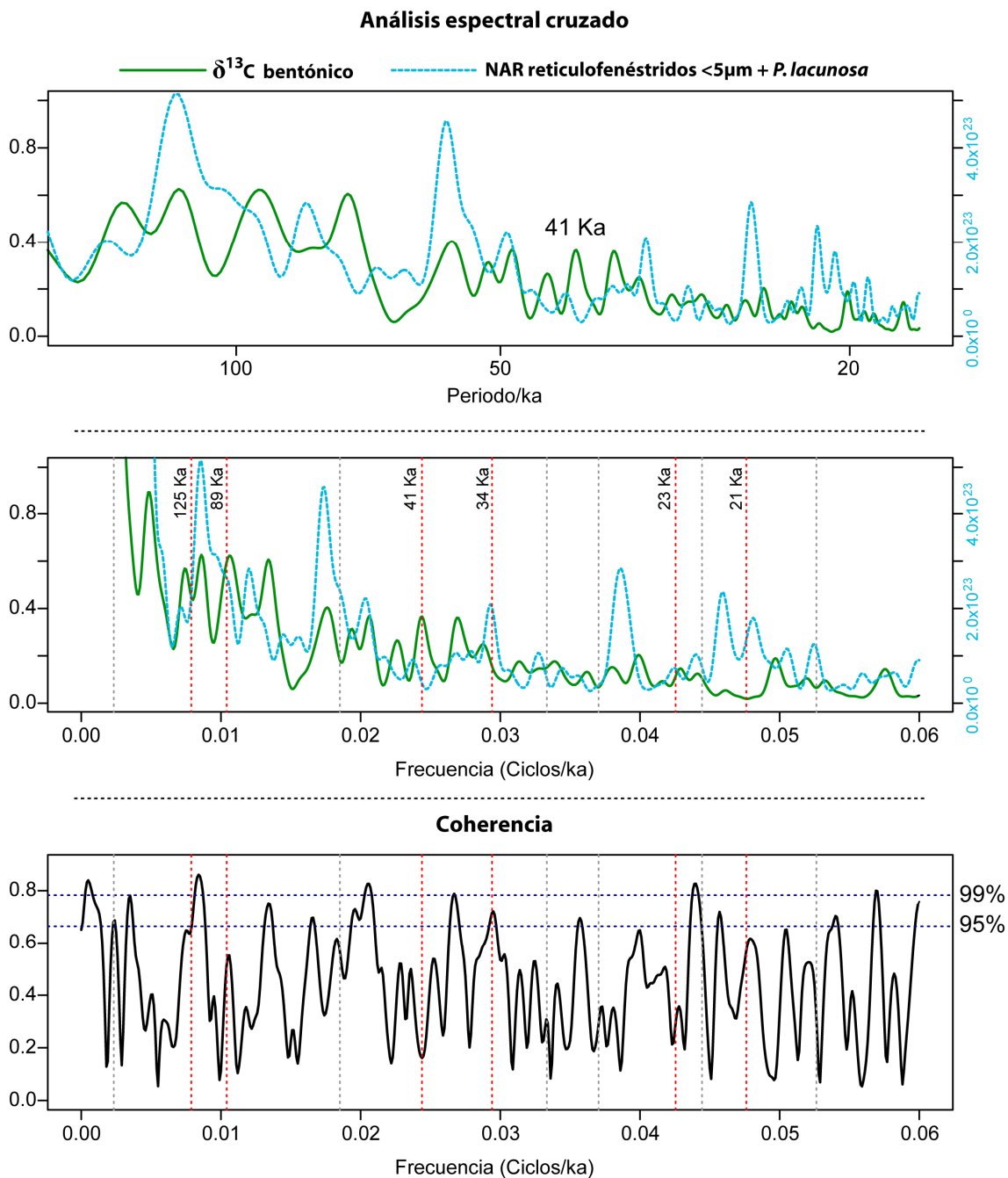


Figura 7.9 Análisis espectral cruzado de los registros de NAR de pequeños reticulofenéstroides (<5µm) y $\delta^{13}\text{C}$. En la parte superior los análisis espectrales que muestran elevada correspondencia con la banda de oblicuidad (LA2004) (línea discontinua azul) y en la parte inferior análisis de coherencia de cada una de las dos señales.

7.4 DISCUSIÓN

7.4.1 RESPUESTA DE LAS ASOCIACIONES A LOS CAMBIOS EN LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y OCEÁNICA.

Las mayores fluctuaciones en las abundancias de la asociación de nanofósiles calcáreos a lo largo de la secuencia permitieron definir nueve (9) grandes intervalos que reflejan los cambios en la evolución de las especies a través del tiempo.

En la fase previa a la emersión definitiva de Centroamérica, cuando el intercambio de las masas de agua superficiales entre el Pacífico y el Atlántico estaba habilitado, se observó una menor variabilidad de la productividad en la perforación ODP 999 y se reconocieron dos (2) intervalos, que fueron diferenciados esencialmente por el drástico cambio de las abundancias de *P. lacunosa*, así como también por los cambios observados en los demás integrantes de la asociación. Durante el periodo posterior al cierre, comprendido entre ~2.78 hasta ~1.94 Ma, se reconocieron siete (7) intervalos diferentes, lo que representa una mayor variabilidad de la productividad en la ZFS, así como también de las SSTs y SSSs.

El primer intervalo que se reconoció durante el periodo anterior a la emersión completa del istmo centroamericano, comprendido entre 4.0 y ~3.32 Ma, se caracteriza por el dominio de los reticulofenéstidos <5µm y *F. profunda*, seguidos por *P. lacunosa* y los taxones minoritarios. Los valores de índice N señalan en este periodo la termo/nutriclina presentaba fuertes oscilaciones con ascensos y descensos progresivos, con valores comprendidos entre N=0.94 hasta ~0.44, lo que representa condiciones mesotróficas a eutróficas en la ZFS.

Durante el segundo intervalo, comprendido a partir de 3.32 Ma y hasta 2.78 Ma, tanto las abundancias relativas como absolutas de los reticulofenéstidos <5µm presentan tendencia a disminuir, *P. lacunosa* desciende drásticamente hasta valores cercanos a cero, *F. profunda* incrementa sus abundancias. Se observa también un aumento de la “asociación cálida” y de *Helicosphaera* spp., lo que de acuerdo con la ecología de estas especies, representa un posible incremento de las SSSs, que sumado al aumento de las

abundancias de *Discoaster* spp. y a la disminución drástica de *P. lacunosa* señala el ascenso de las SSTs en la cuenca Caribe. Este periodo se caracteriza por un importante papel de las especies minoritarias, así como el incremento de *F. profunda*, que señalan condiciones cada vez más oligotróficas, una mayor estratificación de la columna de agua y disminución del flujo de nutrientes. Esto se refleja en un Índice N con tendencia general decreciente, que oscila entre $N=0.87$ hasta 0.43. Los mayores descensos de la termo/nutriclina se presentaron durante el intervalo posterior al cierre del canal interoceánico, en los periodos comprendidos entre 1.94–1.98, 2.08–2.14, 2.39–2.61, y 2.66–2.78 Ma. El mayor descenso de la productividad se presenta en ~ 2.1 Ma cuando el índice N desciende hasta un valor de 0.11 que es el más bajo de toda la secuencia y representa condiciones de extrema oligotrofia en la ZFS, fuerte estratificación de la columna de agua y/o un crítico descenso de la termoclina.

Se realizó la comparación entre el índice N obtenido en este trabajo y las temperaturas de la capa de mezcla obtenidas por Steph *et al.* (2010) con base en Mg/Ca a partir de *G. sacculifer* para la perforación ODP 999 (Figura 7.10), y se observó una elevada correspondencia entre las dos curvas, permitiendo asociar los descensos de la termo/nutriclina en el Caribe con incrementos en las SST, y de este modo brinda soporte al empleo del índice N como marcador relativo de posición de la termo/nutriclina en este trabajo. Las dos curvas presentan comportamientos opuestos entre 2.39–2.73, 2.89–2.95, 3.01–3.13, y 4.0–3.9 Ma.

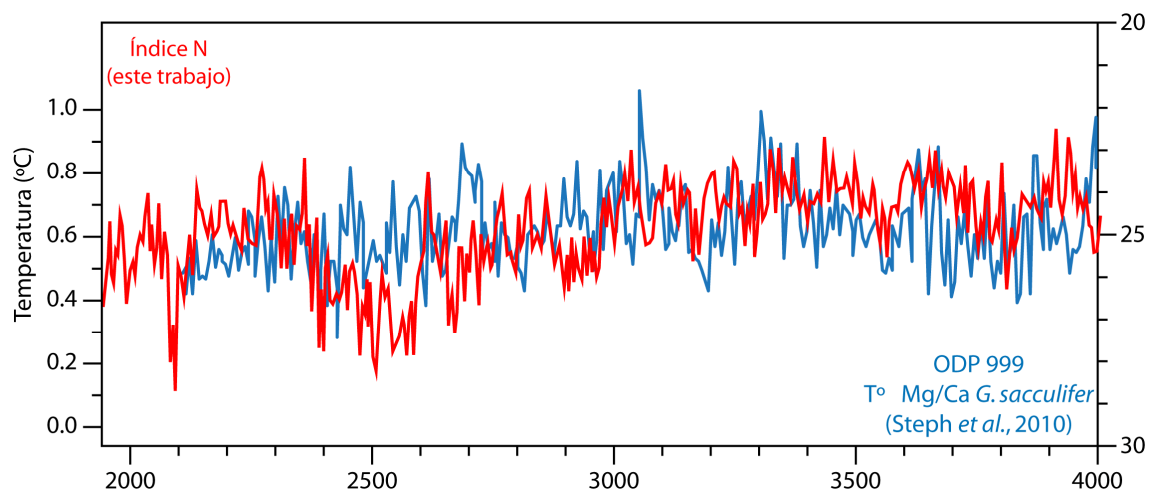


Figura 7.10 Correlación del Índice N (este trabajo) y las SST obtenidas mediante Mg/Ca para la perforación ODP 999 (Steph *et al.*, 2010)

El lapso entre 2.39-273 Ma se corresponde con uno de los intervalos de menor valor de índice N, así como también con un periodo de incremento de las abundancias relativas y absolutas de *Helicosphaera* spp. y de la “asociación cálida” que también se correlacionan con elevadas SSSs. Esto representa que para este periodo el descenso de la productividad puede no estar correlacionado con un incremento de las temperaturas en la capa de mezcla, sino con un mayor influjo de aguas procedentes de los giros subtropicales del Atlántico y caracterizadas por ser oligotróficas e hipersalinas debido a la alta tasa de evaporación en los giros. Esta es una propiedad descrita previamente para la NEC (Vink *et al.*, 2001, Vink, 2004), lo que permite sugerir un fortalecimiento de los vientos alisios del norte durante este periodo, y el posible “bloqueo” de la SEC (NBC-GUC) que acarrea los nutrientes procedentes del upwelling costero.

En los intervalos comprendidos entre 2.89–2.95 y 3.01–3.13 Ma las temperaturas son menos cálidas y la productividad es menor, pero no se observaron cambios importantes en las abundancias de la asociación excepto por el aumento de *F. profunda*, como es de esperar, por ser uno de los factores empleados para el cálculo del índice N. Durante el periodo comprendido entre 3.9–4.0 Ma, por el contrario, se observa un descenso de las temperaturas mientras el índice N se incrementa, lo que puede representar la llegada de nutrientes a la ZFS, posiblemente relacionadas con el upwelling costero del Caribe (Rueda-Roa & Muller-Karger, 2013) y el fortalecimiento de la SEC (NBC-GUC), que representa una mayor influencia de los vientos alisios del sur.

El intervalo comprendido entre 2.14–2.08 Ma se encuentra por fuera del intervalo analizado por Steph *et al.* (2010) y no se encontraron datos de SSTs que permitan definir su coincidencia o no con los datos del índice N. Un mecanismo a través del cual podría explicarse este drástico descenso de la productividad en el Caribe, es el evento de intensificación de la denitrificación oceánica registrado por Liu *et al.* (2008) en ~2.1 Ma, quienes sugieren que dicho fenómeno redujo el contenido de nitrógeno marino así como el bombeo de carbono oceánico (Broecker & Henderson, 1988) que originó menor secuestro de CO₂ del océano (Altabet *et al.*, 2002; Ganeshram *et al.*, 2000) durante la fase interglacial del clima. Nuestros datos podrían confirmar la extensión

global de la denitrificación oceánica en este lapso. Otra explicación estaría vinculada con la ocurrencia de un fenómeno “ENSO-like” en el EEP, que a través de mecanismos de teleconexión atmosférica incrementara el descenso de la termo/nutriclina en el sector occidental de la cuenca Caribe (Giannini et al., 2000; Alexander et al., 2002), donde se localiza la perforación ODP 999.

La elevadísima variabilidad de la asociación de nanofósiles calcáreos, particularmente después de la emersión definitiva de Centroamérica, se ha asociado con el influjo de las diferentes masas de agua en la cuenca. Las masas de agua superficiales son la NEC caracterizada por ser oligotrófica e hipersalina, y la SEC (NBC-GUC) también definida como oligotrófica en Ceara Rise (Cullen & Curry, 1997) pero que transporta los nutrientes producto del upwelling costero del norte de Suramérica (Rueda-Roa & Muller-Karger, 2013). Por otra parte las masas de agua intermedias en el Caribe, que son la EDW que procede del Atlántico norte, posee elevadas salinidades y es una masa de agua bien oxigenada debido a que aflora en superficie antes de entrar a esta cuenca, y la AAIW que se localiza aproximadamente a 750 m de profundidad se caracteriza por poseer baja salinidad, está pobremente ventilada y es rica en nutrientes, mientras la masa de agua profunda que ocupa el fondo de la cuenca Caribe corresponde a la mezcla de la UNADW, bien ventilada y baja en nutrientes, y la AAIW.

El fortalecimiento o debilitamiento de los vientos alisios del norte o del sur, es un fuerte factor de control del tipo de masa de agua superficial que alimenta la cuenca Caribe. Puesto que durante los estadios glaciares este patrón atmosférico se intensifica y durante los interglaciares disminuye su fuerza (Parkin & Shackleton, 1973), hemos realizado una comparación de los resultados del índice N en relación con los isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ bentónico para identificar si los cambios en la productividad en la cuenca Caribe pueden asociarse con cambios en la dinámica glacial-interglacial (Figura 7.11). La mayor parte de los eventos de menor productividad coinciden con los estadios interglaciares y viceversa, particularmente durante el intervalo posterior a ~ 2.78 Ma, lo que representa una elevada correlación entre los vientos alisios y la llegada de aguas ricas en nutrientes a la cuenca. También se observaron elevadas productividades en estadios interglaciares, como en el caso del MIS MG5 que presenta una elevada variabilidad climática.

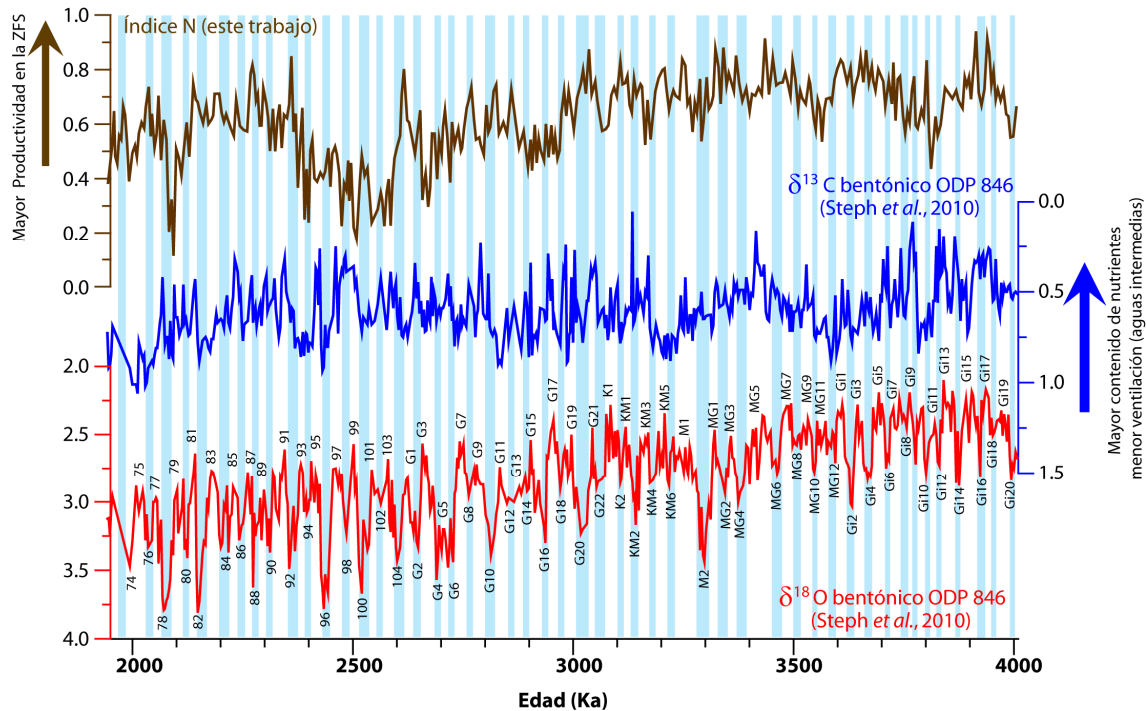


Figura 7.11 Evaluación de la correspondencia entre los estadios glaciales-interglaciales y la productividad en la perforación ODP 999. Comparación de las curvas del índice N, empleado en este trabajo como índice de productividad en la ZFS, la NAR de las especies indicadoras de altas productividades en relación con las curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ bentónico (Steph *et al.*, 2010). Las líneas sombreadas en azul claro representan los estadios isotópicos marinos (*Marine Isotope Stages-MIS*) glaciares.

Puesto que es la SEC (NBC-GUC) la corriente que transporta los nutrientes provenientes del upwelling costero, se asocian las mayores productividades con el fortalecimiento de los vientos alisios del sur, mientras que los periodos de mayor oligotrofia se han relacionado con el fortalecimiento de los vientos alisios del norte que promueven la llegada de las aguas cálidas, oligotróficas e hipersalinas provenientes de la NEC.

7.4.2 EL CONTROL DE LOS PARÁMETROS ORBITALES SOBRE LA PRODUCTIVIDAD EN EL CARIBE

A través de los análisis espectrales de potencia o simples los resultados muestran que tanto la oblicuidad como la precesión son factores dominantes y sin embargo en los análisis espectrales cruzados ninguna de las dos señales orbitales presenta un grado de confianza superior a 0.95, lo que sugiere que la elevadísima variabilidad de la señal de los nanofósiles calcáreos a través de la secuencia y los bruscos descensos en la

productividad, especialmente durante el periodo posterior a la emersión definitiva de Centroamérica diluyen la señal orbital, o que forzamientos de la insolación debidos a una combinación de las señales de oblicuidad y precesión generan respuestas no lineales. Posibles mecanismos de forzamiento han sido propuestos para variaciones climáticas de alta frecuencia que incluyen respuestas no lineales a una combinación de señales principales o a señales armónicas de los ciclos orbitales principales (Pestiaux *et al.*, 1988; Hagelberg *et al.*, 1994; Ortiz *et al.*, 1999). Este resultado puede explicarse porque los análisis espectrales no detectan el acoplamiento de las fases que caracteriza una interacción no lineal (Hagelberg *et al.*, 1991).

Las periodicidades detectadas en este trabajo en ~ 80 ka, también han sido registradas para el Pleistoceno por Clark *et al.* (2006) durante la Transición del Pleistoceno Medio (*Middle Pleistocene Transition*-MPT), y por Marino *et al.* (2009) en la perforación ODP 1090 localizada entre el Frente Subtropical y el Frente Subantártico. Marino *et al.* (2008) relacionan estas periodicidades de 80 ka con aquellas de ~ 77 ka obtenidas por Mudelsee & Schulz (1997), y confirman los datos de Huybers & Wunsch (2005) y Huybers (2007) quienes encontraron que durante el Pleistoceno temprano, las deglaciaciones ocurren coincidiendo con cada ciclo de oblicuidad (40 ka), mientras que frecuentemente durante el Pleistoceno tardío las deglaciaciones no se presentan durante uno o dos ciclos de oblicuidad dando lugar a ciclos glaciares de 80 a 120 ka. La señal de los nanofósiles calcáreos obtenida en este trabajo presenta también un periodo de ~ 26 ka. Hay evidencias que indican que el eje de rotación del planeta presenta periodos de precesión de ~ 26 ka debidos a torques o momentos gravitacionales ejercidos por la luna y el sol sobre la región ecuatorial de La Tierra (Liu *et al.*, 2003) y que tal periodicidad se ha presentado durante por lo menos los últimos 800 ka. Esto sería indicativo de una mayor influencia de la precesión en la productividad primaria de la cuenca Caribe.

Las diferentes periodicidades obtenidas mediante los análisis espectrales, plantearon la opción de realizar una comparación mediante observación directa, de la relación entre la señal del índice N con respecto a la insolación de verano (21 de junio a 21 de septiembre) a 12° N que corresponde aproximadamente a la latitud de la perforación ODP 999 (Figura 7.12).

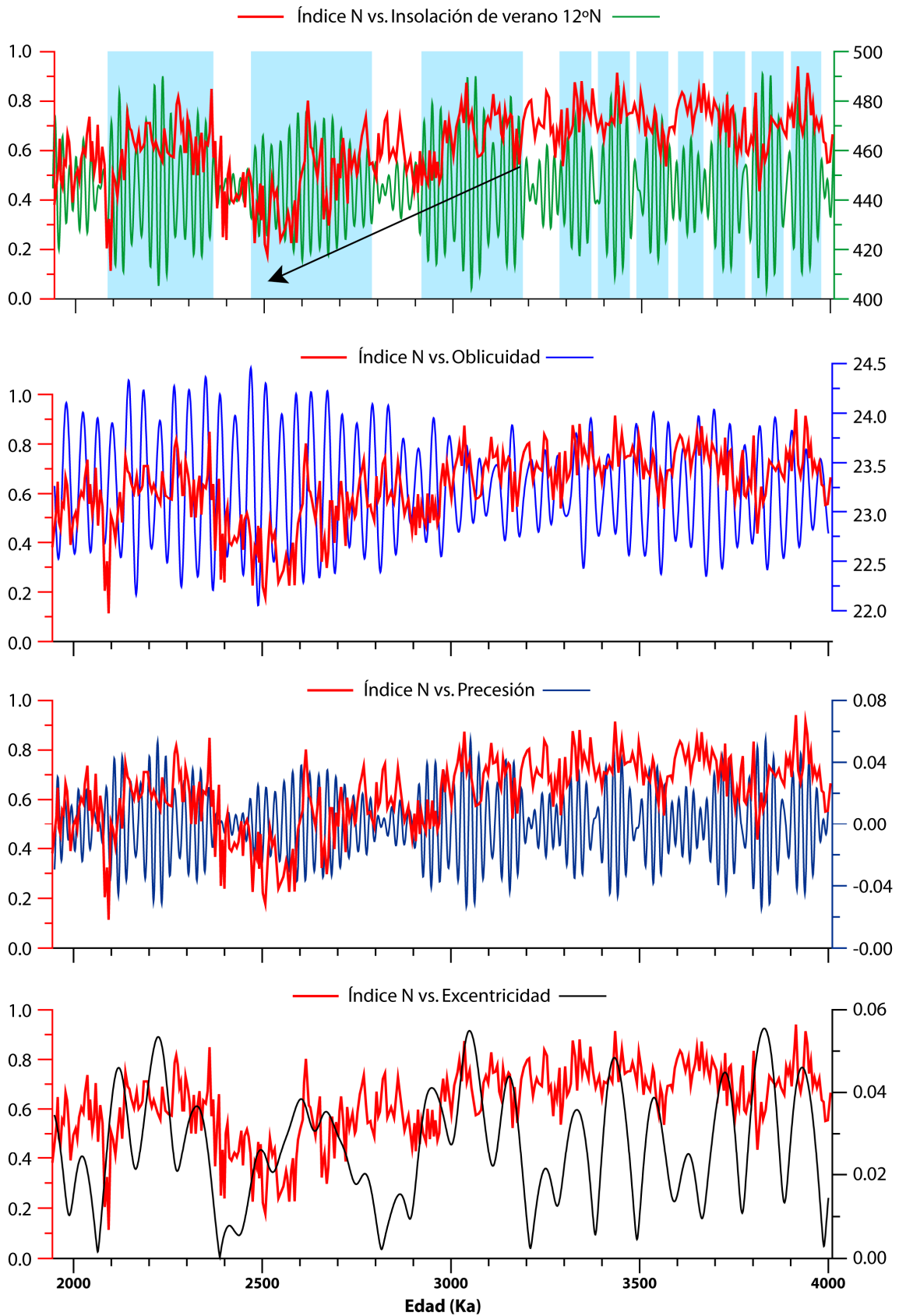


Figura 7.12 Relación de la posición de la termo/nutriclina de la perforación ODP 999 en relación con los parámetros orbitales.

El índice N presenta diferentes respuestas a lo largo del intervalo estudiado respecto de las señales orbitales. En relación con la insolación de verano, durante el periodo previo a ~3.2 Ma la insolación presenta mayor variabilidad, con elevadas fluctuaciones en lapsos cortos de tiempo, y el índice N sigue un patrón más cíclico aunque también con alta variabilidad que se traduce en profundización y somerización de la termo/nutriclina a intervalos más o menos regulares y también se observa que sigue un patrón coincidente con la oblicuidad. A partir de ~3.2 Ma la insolación presenta ciclos de mayor duración y la termo/nutriclina alcanza niveles cada vez más profundos, y su respuesta pasa a estar acoplada con la precesión y la excentricidad. Este comportamiento de la termo/nutriclina sugiere que la respuesta de la asociación de nanofósiles en esta perforación responde a una combinación de las señales orbitales principalmente de oblicuidad hacia la base de la secuencia y de precesión hacia el techo, y el forzamiento generado por la insolación sugiere que son las corrientes superficiales las que controlan la llegada o el bloqueo de los nutrientes en la ZFS de la cuenca Caribe.

Adicionalmente, en los análisis espectrales cruzados, la falta de correspondencia entre el $\delta^{13}\text{C}$ bentónico y los taxones de nanofósiles calcáreos relacionados con la productividad en la banda de oblicuidad, indican la falta de conexión entre la masa de agua profunda en el Caribe que corresponde a la UNADW, pobre en nutrientes y bien ventilada, sin embargo el upwelling costero en la región puede estar alimentado principalmente por la AAIW que corresponde a una masa de agua intermedia, pobremente ventilada, más corrosiva y rica en nutrientes. Al llegar a superficie a través del upwelling costero gracias a la acción de los alisios, esta masa de agua se ventila y nutrientes que juegan un importante papel en la productividad oceánica como el Nitrógeno (NO_3^-) pueden ser utilizados por los organismos planctónicos.

Durante los interglaciares la formación de la UNADW es más débil, lo que conlleva que la AAIW se extienda más al norte y ocupe las zonas intermedias y profundas del Caribe (Bickert *et al.*, 2004). La intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte, que ocurre en ~2.75 Ma favoreció el aumento de la producción de la UNADW y el fortalecimiento de los vientos alisios del norte a partir de ese momento, lo que constituye una explicación para el incremento en la frecuencia e intensidad de los

descensos de la productividad primaria en la cuenca Caribe durante el periodo posterior a la emersión definitiva del istmo centroamericano.

Los dos eventos de mayor profundización de la termo/nutriclina que ocurren en ~2.1 Ma y entre ~2.4–2.6 Ma, también podrían corresponder a respuestas ante fenómenos de condiciones similares a ENSO (“ENSO-like”) que ocasionen el descenso de la termoclina en el sector W del Caribe, debido cambios en las presiones atmosféricas generados mediante mecanismos de teleconexión atmosférica. Este argumento será evaluado en el capítulo 8 del presente trabajo.

8. Análisis Comparativo de las Señales de Nanofósiles Calcáreos



Se han comparado las señales de abundancias relativas y absolutas de los diferentes taxones de nanofósiles calcáreos, así como en el Índice N obtenido para el intervalo comprendido entre ~ 4.0 y ~ 1.9 Ma en las perforaciones ODP 846, localizada en el EEP, y ODP 999, ubicada en el Caribe, con el objeto de establecer las diferencias en la evolución de las asociaciones durante los periodos previo y posterior a la emersión definitiva de Centroamérica, y determinar la ocurrencia de fenómenos de características “ENSO-like” de larga duración en el Pacífico que sean detectables a la resolución que se ha manejado en este trabajo (~ 5.5 ka entre muestras), y establecer si las oscilaciones en la posición de la termo/nutriclina en el Caribe están controlados por patrones de teleconexión atmosférica asociados a dichos eventos “ENSO-like”. Adicionalmente reconocer patrones de evolución de las asociaciones de acuerdo con su entorno geográfico y los posibles efectos de la emersión de Centroamérica en la presencia/ausencia de diferentes especies en cada región.

En estas dos regiones oceánicas la dinámica superficial está controlada por los patrones atmosféricos que determinan la presencia de los denominados giros subtropicales, los cuales responden al efecto de Coriolis/Ekman en ambos hemisferios (Figura 6.1). Por este motivo el EEP y específicamente el Site 846 está directamente relacionado con la PC, la EUC y la SEC; mientras el Caribe se ve fuertemente influenciado tanto por las aguas procedentes del giro subtropical del norte (NEC) como de las que llegan desde el giro subtropical del sur (SEC-NBC-GUC) que dan origen a la CC.

Actualmente en el EEP la productividad oceánica y las temperaturas están controlados por los fenómenos ENSO debido a la pérdida de fuerza de los alisios y al desplazamiento de masas de agua muy cálidas ($\sim 29^{\circ}\text{C}$) desde el Pacífico W hacia el E, que impiden el afloramiento de las aguas frías y ricas en nutrientes procedentes del upwelling de Perú (EUC-SAMW). El carácter semi-cerrado de la cuenca Caribe la define como una cuenca de tipo mediterráneo con una elevada evapotranspiración y bajo aporte de agua dulce, cuyo influjo de aguas depende de la profundidad de los umbrales presentes entre los arcos de las Antillas Mayores y Menores que actúan a manera de tamiz, controlando la entrada de las masas de agua profundas (NADW y AABW) y superficiales (NEC, SEC-NBC-GUC).

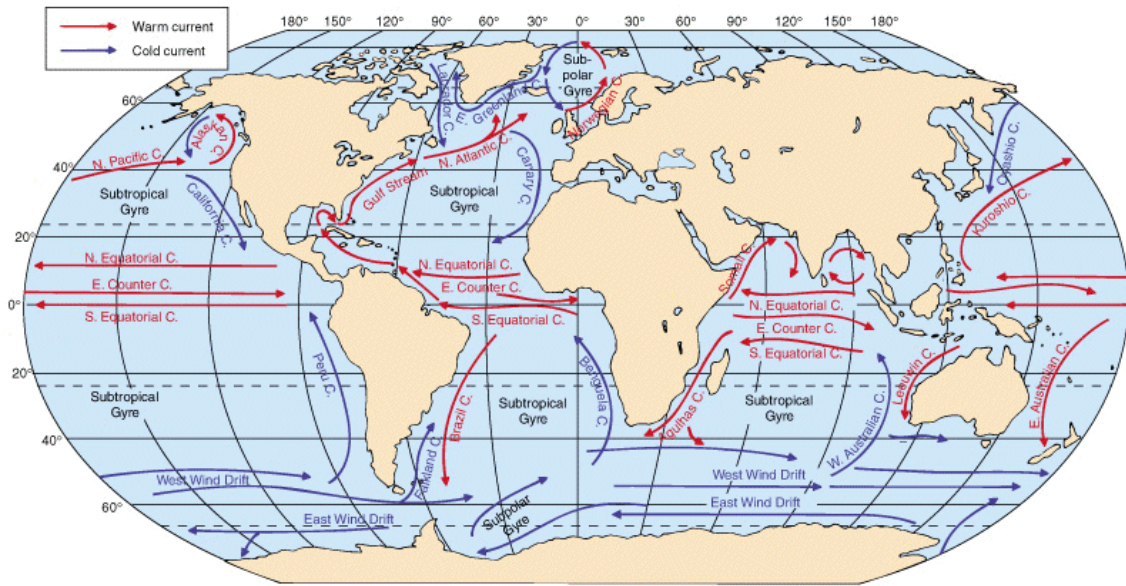


Figura 8.1 Localización general de las principales corrientes superficiales y giros subtropicales a nivel global

8.1 BIOCROLOGÍA

Los eventos bioestratigráficos obtenidos en las dos perforaciones son sincrónicas o presentan un muy leve diacronismo, como el HO *R. pseudumbilicus*, HO *D. tamalis*, HO *Sphenolithus* spp. y el HO *D. brouweri*, y mayor en el caso del HO *D. surculus*, sin embargo todos ellos se encuentran dentro del rango de edades estimadas en diferentes calibraciones a nivel global. La extinción del género *Discoaster* ha sido vinculada con el enfriamiento progresivo de las SSTs debido a la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte y/o al forzamiento orbital, así como también a un incremento de la “presión de la productividad”, que es una expresión empleada por Chepstow–Lusty *et al.* (1989, 1991) para definir la tendencia que presenta este género a disminuir su abundancia bajo condiciones de elevada productividad y viceversa, como principal factor de control de su población.

El HO de *D. brouweri* se presenta con una leve diferencia en las dos cuencas, lo que indica un alto grado de sincronismo de este evento, que también coincide con los diferentes datos cronológicos a nivel global (e.g. Backman & Shackleton, 1983; Raffi & Flores, 1995; Raffi *et al.*, 2006), mediante los cuales se ha obtenido un rango de edad comprendido entre 1.88–1.96±0.11 Ma (Tabla 6.1).

Tabla 8.1 Comparación de la biocronología obtenida para las dos perforaciones estudiadas en el presente trabajo

Eventos de Nanofósiles Calcáreos	ODP 846 Edad (Ma)	ODP 999 Edad (Ma)	Edades estimadas * (Ma)	* Referencias
HO <i>D. brouweri</i>	1.933–1.937	1.944–1.955	1.88 (Atl., Pac., Ind.) 1.926 (WEA) 1.95 (EM) 2.06 (EEP) 1.96±0.11 (EEP)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995
HO <i>D. asymmetricus</i>	2.194–2.198	1.974–1.978	2.2 (Atl., Pac., Ind.) 1.93	Backman & Shackleton, 1983 Young, 1998
HO <i>D. pentaradiatus</i>	2.552–2.556	2.380–2.390	2.35 (Atl., Pac., Ind.) 2.393 (WEA) 2.44±0.06 (EEP) 2.512 (EM)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Raffi <i>et al.</i> , 2006
HO <i>D. surculus</i>	2.614–2.618	2.516–2.527	2.41 (Atl., Pac., Ind.) 2.485 (WEA) 2.52 (EEP) 2.539 (EM) 2.61±0.09 (EEP) 2.61 (WEA)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Curry <i>et al.</i> , 1995
HO <i>D. tamalis</i>	2.769–2.787	2.779–2.793	2.65 (Atl., Pac., Ind.) 2.76±0.01 (EEP) 2.8 (EM) 2.801 (WEA) 2.87 (EEP)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi & Flores, 1995 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi <i>et al.</i> , 2006
HO <i>D. variabilis</i>	3.025–3.089	2.860–2.913	2.49 2.90 (Atl., Pac., Ind.)	Young, 1998 Backman & Shackleton, 1983
HO <i>Sphenolithus</i> spp.	3.596–3.605	3.550–3.582	3.45 (Atl., Pac., Ind.) 3.52–3.56 (WEA) 3.65 (EEP) 3.65±0.05 (EEP) 3.7 (EM)	Backman & Shackleton, 1983 Gibbs <i>et al.</i> , 2005 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Raffi <i>et al.</i> , 2006
LO <i>D. tamalis</i>	3.596–3.605	3.807–3.879	3.80 (Ind) 4.13	SSP, 1989 Young, 1998
HO <i>R. pseudoumbilicus</i>	3.786–3.797	3.774–3.802	3.56 (Atl., Pac., Ind.) 3.79 (EEP) 3.804±0.003 (EEP) 3.81–3.82 (WEA) 3.839 (EM)	Backman & Shackleton, 1983 Raffi <i>et al.</i> , 2006 Raffi & Flores, 1995 Gibbs <i>et al.</i> , 2005 Raffi <i>et al.</i> , 2006

El HO de *D. asymmetricus* es diacrónico y se presenta primero en el EEP, con una diferencia temporal de ~220 ka respecto al Caribe. A pesar de esta diferencia, las dos edades obtenidas en este trabajo se encuentran dentro del rango obtenido en otras cuencas (Tabla 6.1), pero este evento es en general diacrónico a nivel global y no se emplea como marcador bioestratigráfico.

El HO de *D. pentaradiatus*, es diacrónico, y presenta una diferencia de ~170 ka en el EEP respecto al Caribe, aunque este evento sí se emplea como marcador bioestratigráfico a pesar que también en las calibraciones temporales en diferentes regiones ocurre entre ~2.35 Ma (Backman & Shackleton, 1983) y 2.512 Ma (Raffi *et al.*, 2006).

El HO de *D. surculus* presenta una diferencia promedio de ~95 ka entre las dos cuencas, motivo por el cual también se considera moderadamente diacrónico, y en las calibraciones realizadas por diferentes autores a nivel global hay diferencias de ~200 ka para distintas regiones (Tabla 6.1).

El HO de *D. tamalis* se considera un evento sincrónico, tanto entre estas dos cuencas donde la diferencia de edad entre los eventos es muy baja, aunque en los datos de diferentes calibraciones a nivel global presenta diferencias de hasta 220 ka lo que se considera un diacronismo moderado.

El HO de *D. variabilis* es un evento diacrónico a nivel global y en el caso de las dos perforaciones estudiadas, también presenta una marcada diferencia en las edades obtenidas, y por tal motivo tampoco se emplea como marcador bioestratigráfico.

El HO de *Sphenolithus* spp. presenta un leve diacronismo (<55 ka) entre el EEP donde se presenta primero y posteriormente ocurre en el Caribe, mientras en las calibraciones a nivel global se registra como diacrónico debido a su diferencia entre cuencas oceánicas. Gibbs *et al.* (2005) encuentran que existe un amplio margen entre el descenso de su población (3.71–3.67 Ma) y su extinción (3.56–3.52 Ma).

El LO de *D. tamalis* es un evento que tampoco se emplea como marcador bioestratigráfico debido a su amplio rango de ocurrencia, y en este trabajo se ha determinado que se presenta primero en el Caribe y posteriormente en el Pacífico, con una diferencia entre las dos cuencas de ~240 ka.

Finalmente, el HO de *R. pseudoumbilicus* que ocurre de manera sincrónica en las dos perforaciones, y también en relación con las calibraciones globales y ha sido descrito como un ejemplo de sincronismo (Gibbs *et al.*, 2005).

8.2 DIFERENCIAS EN LA EVOLUCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE NANOFÓSILES CALCÁREOS ENTRE EL PACÍFICO ECUATORIAL ORIENTAL Y EL CARIBE

Es evidente una mayor variabilidad en la señal de los nanofósiles en el Caribe (Atlántico W) que en el EEP, tanto en la posición de la termo/nutriclina como en las abundancias las especies, que presentan amplias fluctuaciones durante todo el intervalo que se ha estudiado en el presente trabajo.

El incremento de las abundancias de los reticulofenéstridos $<5\mu\text{m}$ (*R. minuta* + *R. minutula* + “pequeñas” *Gephyrocapsa*) es indicativo del aumento de la productividad oceánica. Su comportamiento ecológico las define como cosmopolitas y estrategias de la *r* (reproducción) también denominadas oportunistas, habitantes de la ZFS, con tasas poblacionales muy altas en condiciones eutróficas. *P. lacunosa*, al igual que los reticulofenéstridos pertenece a la familia Noëlaerhabdaceae, y por asociación con los placolitos se le ha definido como una especie que incrementa su abundancia en condiciones eutróficas en la ZFS (Young, 1994), que también se comporta como estrategia de la *r* (Marino *et al.*, 2008) y que tiene preferencia por masas de agua frías (Flores *et al.*, 1995).

F. profunda, por el contrario, es habitante de la ZFI, e incrementa sus abundancias en la asociación cuando la productividad en la ZFS desciende, y por tal motivo se emplea su relación con los reticulofenéstridos para monitorizar la posición de la termo/nutriclina. Sus mayores abundancias también se asocian con una columna de agua transparente (Tanaka, 1991; Ahagon *et al.*, 1993) y bien estratificada (e.g. Okada & McIntyre, 1979; Broerse *et al.*, 2000; Haidar *et al.*, 2000; Sprengel *et al.*, 2000; Ziveri *et al.*, 2000; Cortés *et al.*, 2001; Haidar & Thierstein, 2001).

Especies como *Calcidiscus* spp. presenta un grado de dificultad un poco mayor en su interpretación debido a su carácter cosmopolita y porque según su rango de tamaños responden de manera diferente a los cambios en las masas de agua superficiales y a la interacción con otros integrantes de la asociación cocolitoforal (Capítulo 2 del presente trabajo). Por tal motivo el incremento de sus abundancias puede corresponder a

diferentes factores, como condiciones eutróficas a oligotróficas, la presencia o ausencia de nutrientes específicos, cambios en las SSTs, estrés asociado con la productividad o las temperaturas, a comportamientos estacionales (Capítulo 2 del presente trabajo), que sólo podrían clarificarse con estudios morfológicos y biométricos específicos que no fueron objeto de este trabajo, y que se plantean como una futura línea de investigación.

Helicosphaera spp. que en las dos áreas estudiadas está representada esencialmente por *Helicosphaera carteri* (>90%) que ha sido definida como una especie cosmopolita, pero en asociaciones modernas se considera una especie costera, termófila (que tolera elevadas temperaturas) (Okada & McIntyre, 1979; Ziveri *et al.*, 2004), que indica upwelling (Pujos, 1992) o disponibilidad de nutrientes moderada (Giraudeau, 1992; Findlay & Giraudeau, 2002; Ziveri *et al.*, 2004), y con niveles de turbidez también moderados (Giraudeau, 1992; Ziveri *et al.*, 1995). Algunos autores la asocian a condiciones de baja salinidad (e.g. Pujos, 1992; Giraudeau, 1992; Colmenero–Hidalgo *et al.*, 2004), otros afirman que la salinidad no es un factor que controle las abundancias relativas de esta especie (Incarbona *et al.*, 2008); pero, en otras regiones se ha determinado que las mayores abundancias están relacionadas con salinidades elevadas (Flores *et al.*, 2005; Wade & Bown, 2006), como por ejemplo en el Pacífico oriental (Saavedra–Pellitero *et al.*, 2007).

La distribución latitudinal y zonal del extinto género *Discoaster* ha permitido definir su preferencia por bajas latitudes y elevadas SSTs (e.g. Bukry, 1972, 1975, 1978, 1981; Backman, 1980; Driever, 1984; Backman & Pestiaux, 1987; Río *et al.*, 1990), y asociar el incremento de sus abundancias a condiciones oligotróficas y los descensos a condiciones eutróficas (Chepstow–Lusty *et al.*, 1989, 1991; Raffi & Flores, 1995).

Por definición, en nuestras regiones de estudio, *C. pelagicus* corresponde a la subsp. *braarudii*, ha sido descrita como la subespecie característica de zonas de upwelling, con tamaños superiores a 10µm, que habita regiones oceánicas con temperaturas entre ~10° a 20°C. Las demás subespecies están asociadas a regiones subpolares del Ártico (subsp. *pelagicus*), del Antártico (subsp. *floralis*) y a la corriente de las Azores (subsp. *azorinus*).

S. pulchra ha sido vinculada con regiones oligotróficas subtropicales (Ziveri *et al.*, 2004), con elevada turbidez y descensos en la salinidad (Colmenero–Hidalgo *et al.*, 2004) o contrariamente se le ha asociado a regiones con salinidad muy elevada como el Golfo de Suez (Kleijne, 1993) o el Mar Rojo (Okada & Honjo, 1975; Müller, 1976).

U. sibogae y *U. jafari* han sido relacionadas con elevadas salinidades (Geitzenauer *et al.*, 1977; Roth & Berger, 1975; Roth & Colbourn, 1982; Dmitrenko, 1985; Lancis, 1998; Flores *et al.*, 2005) y ambientes principalmente oligotróficos y aguas cálidas.

R. clavigera también ha sido definida como característica de aguas superficiales cálidas y oligotróficas (Roth, 1994; Flores *et al.*, 2005; Palumbo *et al.*, 2013), con elevadas salinidades y más estratificadas (Amore *et al.*, 2012).

8.2.1 PERIODO PREVIO A LA EMERSIÓN DEFINITIVA DE CENTROAMÉRICA

Los reticulofenéstidos <5µm, *F. profunda* y *P. lacunosa* señalan que en el Pacífico las condiciones son principalmente eutróficas durante este lapso, mientras en el Caribe se presentan mayores fluctuaciones en la productividad que indican un ambiente inestable de características eutróficas a mesotróficas. Los componentes minoritarios y accesorios de la asociación también brindan información sobre las fluctuaciones en las productividades y particularmente sobre las temperaturas y las salinidades.

Los reticulofenéstidos <5µm presentan elevadas abundancias absolutas y relativas durante el periodo previo a la emersión definitiva de Centroamérica en las dos perforaciones (Figura 8.2), con valores notoriamente más altos de la NAR en el Pacífico entre ~3.6 hasta 3.4 Ma y entre 2.98 hasta 2.83 Ma, y muy similares en las dos cuencas para el resto del intervalo (hasta ~2.78 Ma). Las abundancias relativas presentan amplias fluctuaciones en el Caribe (~33–86%), con una mayor tendencia a la disminución a partir de 3.03 Ma, mientras en el Pacífico se mantienen más estables (62–94%).

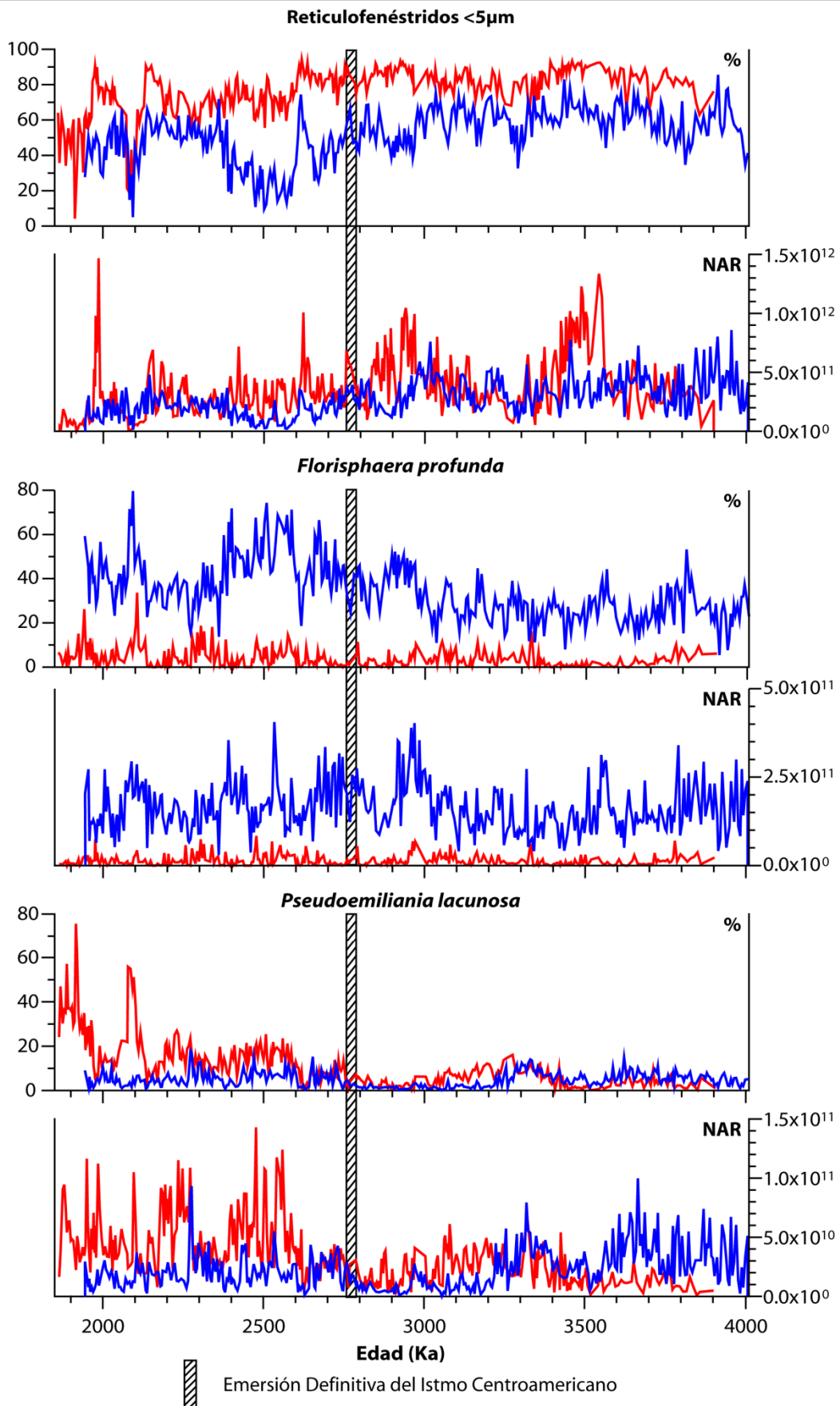


Figura 8.2 Comparación de las abundancias relativas (%) y absolutas (NAR) de los taxones de nanofósiles calcáreos dominantes en el EEP (línea sólida roja) y el Caribe (línea sólida azul).

P. lacunosa presenta bajas abundancias relativas en las dos cuencas, y muestra mayores valores en el Caribe que en el Pacífico hasta antes de ~ 3.3 Ma, cuando se incrementa en el Pacífico y pasa a tener valores más altos, porque en el Caribe descienden sus abundancias hasta ~ 2.78 Ma. Las abundancias absolutas muestran cambios similares aunque las fluctuaciones de las curvas son bastante más notorias y presentan mayores oscilaciones en el Caribe con los mayores incrementos en ~ 3.67 Ma y ~ 3.32 Ma, mientras en el Pacífico la NAR se incrementó a partir de 3.45 Ma.

F. profunda presenta NAR y % bastante más elevados en el Caribe durante este intervalo y se destacan las mínimas tasas de acumulación y porcentajes en el Pacífico. En el Caribe la NAR y los % presentan fluctuaciones con una tendencia general descendente hasta aproximadamente 3.03 Ma, cuando los dos valores se incrementan y descienden nuevamente a partir de 2.91 Ma. En el Pacífico por su parte las fluctuaciones son poco notorias tanto en la NAR como en los porcentajes y se mantiene relativamente estable durante todo el intervalo.

En este periodo *Calcidiscus* spp. presenta abundancias más altas en el EEP que en el Caribe, con valores notoriamente más elevados entre ~ 2.82 y ~ 3.1 Ma y desde ~ 3.38 hasta ~ 3.75 Ma en el Pacífico, mientras en el Caribe los máximos se alcanzan entre ~ 3.8 y 3.9 Ma (Figura 8.3). Como se mencionó previamente, la complejidad ecológica de esta especie no permite definir con claridad las causas de su mayor abundancia en el Pacífico, pero por asociación con mayores abundancias durante este periodo de las especies indicadoras de elevadas productividades y termo/nutriclina superficial, esta especie podría estar respondiendo a una estrategia de la *r* en un medio eutrófico, aunque no se descarta que también fluctúe por modificaciones bruscas en las SSTs.

Discoaster spp. presenta mayores abundancias en el Caribe, con excepción de un intervalo comprendido entre ~ 3.45 – 3.65 cuando sus abundancias se incrementan en el Pacífico, y en la NAR se observa también un pico de mayor abundancia en el Pacífico entre ~ 2.84 – 2.88 Ma.

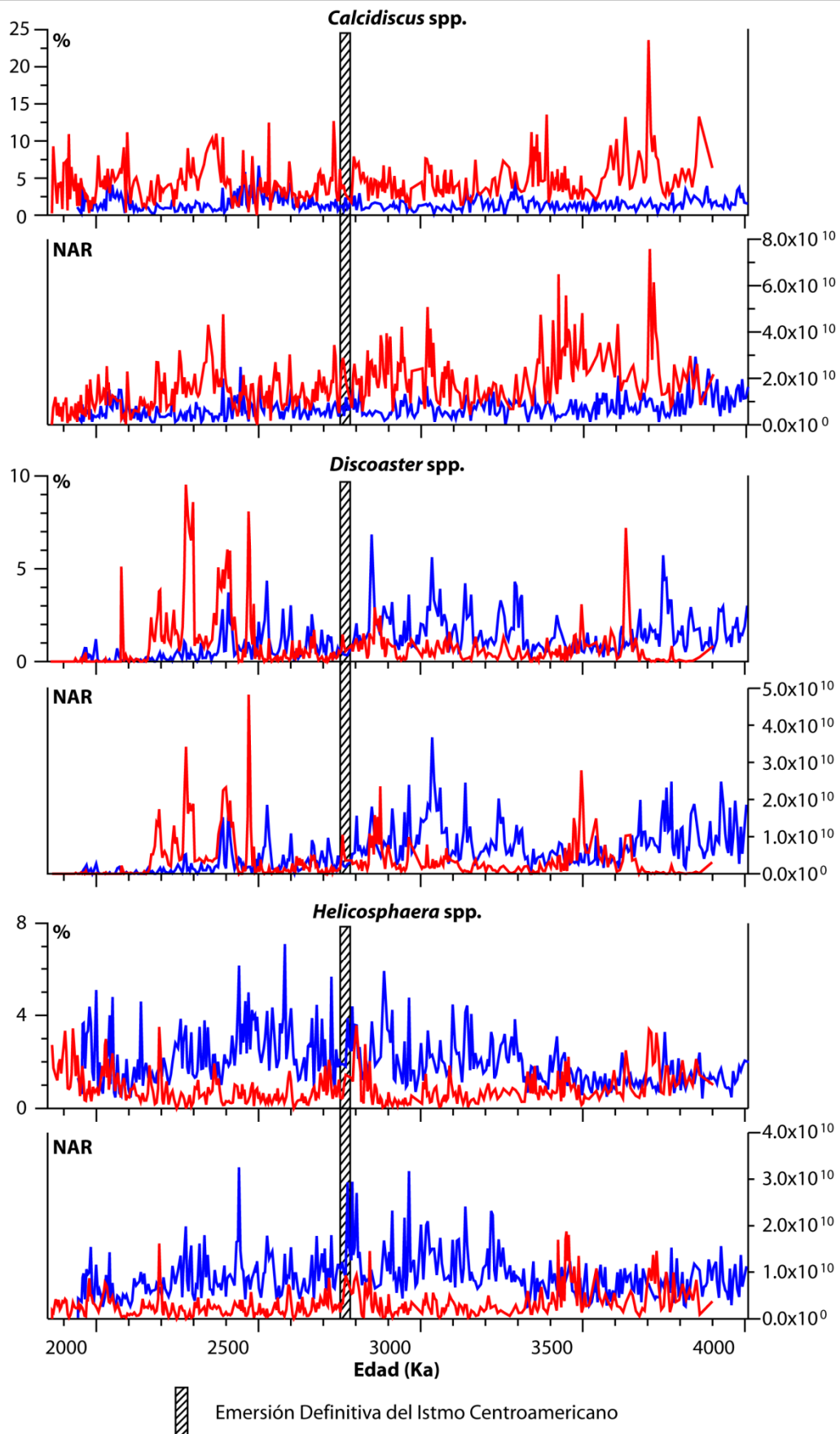


Figura 8.3 Comparación de las abundancias relativas y absolutas de los componentes secundarios de la asociación de nanofósiles calcáreos en el EEP (línea sólida roja) y el Caribe (línea sólida azul).

Las abundancias de *Helicosphaera* spp. presentan valores que son alternadamente mayores en Pacífico o en el Caribe hasta ~3.32 Ma, con una tendencia general decreciente en el Pacífico y mientras en el Caribe es ascendente hasta ~2.9 Ma, cuando comienza un intervalo en que la tendencia las abundancias en el Pacífico se incrementan y en el Caribe disminuyen, pero presentan un descenso común en ~2.82 Ma y luego se incrementan hasta ~2.79 Ma.

En el periodo previo a la emersión, *R. clavigera* es un componente minoritario de la asociación en el Caribe (<4.6%), pero en el Pacífico es un componente accesorio (<0.2%), al igual que *S. pulchra* (Caribe: <1.58%, Pacífico: <0.31%), *Umbilicosphaera* spp. (Caribe: <2.14%, Pacífico: <1.22%) y *C. murrayi* que sólo está presente como componente accesorio de la asociación en el Caribe (<0.47%) y no fue detectada en el Pacífico. *P. multipora*, que también hace parte de la agrupación que en este trabajo hemos denominado “asociación cálida” se presenta sólo como componente accesorio en las dos perforaciones con abundancias relativas inferiores a ~0.7%.

Con base en las diferencias isotópicas en el $\delta^{18}\text{O}$ entre el Pacífico y el Caribe, Keigwin (1982) presentó evidencias el incremento de la salinidad en el Caribe a partir de ~4.0 Ma, evento que ha sido posteriormente calibrado en 4.6 Ma (Haug & Tiedemann, 1998; Haug *et al.*, 2001). Pero a pesar que esta especie ha sido asociada con descensos en la salinidad (e.g. Giraudeau, 1992; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004), la divergencia entre sus abundancias que se incrementan en el Caribe a partir de 3.32 Ma sugiere que el incremento de las salinidades en esta cuenca podría estar relacionado positivamente con las mayores abundancias de esta especie. Adicionalmente otras especies como *R. clavigera*, *S. pulchra*, *U. sibogae* y *U. jafari* que también han sido relacionadas con incrementos en la salinidad, presentan mayores abundancias a partir de ~3.32 Ma (Figura 8.4). También llama la atención la presencia de *C. murrayi* únicamente en el Caribe, aunque con muy bajas abundancias lo que puede estar relacionado con mayor oligotrofia y elevadas SSTs, o también con incrementos en la salinidad. Para establecer la relación entre estas especies con los cambios en las SSSs en el Caribe se requiere una elevada resolución de datos del $\delta^{18}\text{O}$ planctónico y también un mayor refinamiento en intervalos específicos que brinden un mayor grado de certeza.

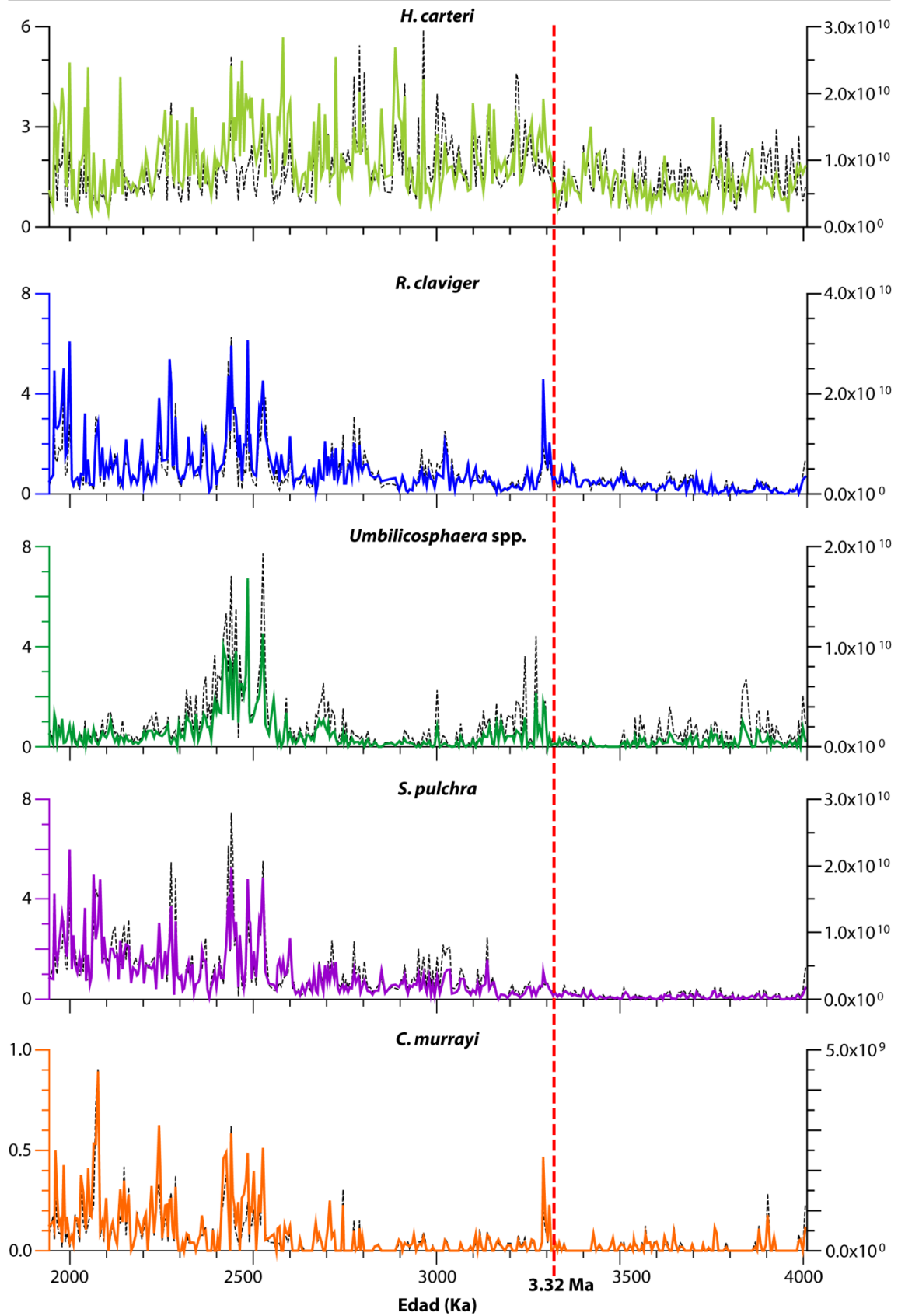


Figura 8.4 Abundancias relativas (líneas continuas en color) y absolutas (líneas negras punteadas) de las especies de nanofósiles calcáreos relacionadas con cambios en las SSSs en el Caribe.

En el EEP, el índice N señala que la posición relativa de la termo/nutriclina para este periodo estaba en o cercana a la superficie, con apenas cambios que indican condiciones eutróficas para todo este intervalo ($N=0.8-1$), y por consiguiente una elevada productividad primaria en esta región, y el bajo contenido de *F. profunda* sugiere una intensa actividad en la capa de mezcla por la entrada continua de nutrientes que evita la estratificación y por consiguiente la transparencia de la columna de agua que requiere esta especie para incrementar su abundancia (Figura 8.5). En el Caribe, las fluctuaciones de la termo/nutriclina indican una mayor variabilidad que señala condiciones eutróficas a mesotróficas ($N= 0.43-0.94$) con fuertes fluctuaciones para este intervalo y mayor tendencia al descenso de la termo/nutriclina a partir de ~ 3.32 Ma.

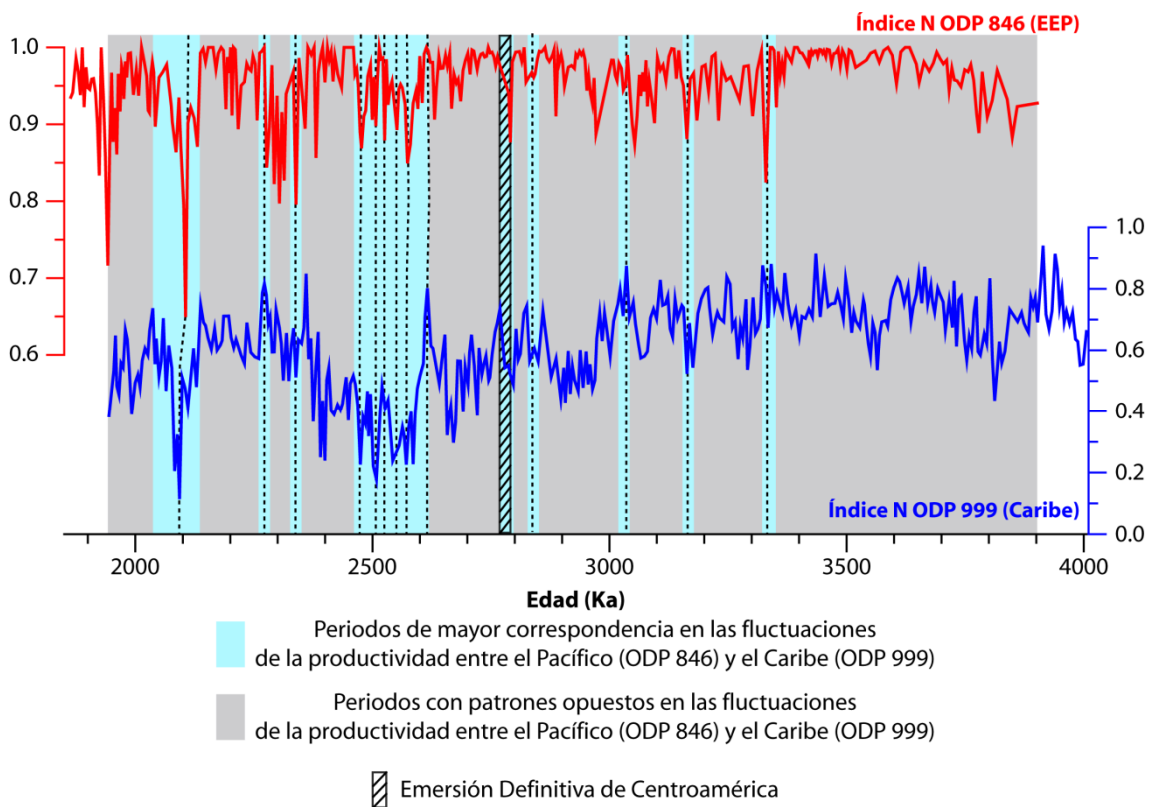


Figura 8.5 Comparación de las fluctuaciones de la termo/nutriclina en las perforaciones ODP 846 (línea roja continua) y ODP 999 (línea azul continua). Las líneas punteadas en color negro señalan la coincidencia en los picos de los índices N.

8.2.2 PERIODO POSTERIOR A LA EMERSIÓN DEFINITIVA DE CENTROAMÉRICA

En este intervalo se observaron las más fuertes oscilaciones de los reticulofenéstridos <5µm, *F. profunda* y *P. lacunosa* en las dos perforaciones, así como también cambios importantes en los integrantes minoritarios de la asociación.

Los reticulofenéstridos <5µm presentan diferencias marcadas entre las abundancias relativas y las absolutas. Sus porcentajes son siempre más elevados en el Pacífico, con mayores valores entre ~2.78 Ma–~2.6 Ma, intervalo para el que se observan mínimas fluctuaciones, seguido por un descenso que se mantiene hasta ~2.27 Ma y un paulatino incremento que alcanza su máximo en 2.14 Ma, cuando ocurre la primera drástica disminución de estas especies hasta 2.08 Ma, que alcanza su punto mínimo (~5%) en ~2.1 Ma. A partir de este intervalo asciende nuevamente a valores similares a los observados antes de 2.14 Ma, tendencia que se mantiene hasta ~1.97 Ma cuando se presenta un nuevo descenso muy pronunciado de los porcentajes que alcanza su mínimo en 1.91 Ma, punto a partir del cual alcanza valores promedio entre ~35 a 65% hasta 1.86 Ma. En el Caribe por su parte, los cambios de este grupo fueron bastante más pronunciados que en el Pacífico, con las mayores oscilaciones desde 2.78–~2.36 Ma y se mantienen relativamente estables hasta ~2.14 Ma cuando se presenta un brusco descenso de sus abundancias que coincide en el intervalo y en el valor de mínima abundancia relativa (~5%) que en el Caribe ocurre levemente después (~2.095 Ma) que en el Pacífico. Este periodo de brusco descenso de las abundancias relativas llega hasta ~2.08 Ma cuando de nuevo los porcentajes se incrementan y comienzan a fluctuar entre ~28%–65% hasta 1.94 Ma. Por otra parte la NAR presenta valores en general más elevados también en el Pacífico, pero desde ~2.5 Ma y hasta 2.14 Ma la tasa de acumulación en el Caribe se incrementó y muestra valores similares a los del Pacífico en algunos tramos. En el Caribe la NAR presenta menores oscilaciones durante el intervalo posterior al cierre del canal interoceánico que a lo largo del intervalo previo. En el Pacífico también se obtuvieron valores inferiores a los observados en el intervalo anterior a la emersión, con dos picos de máxima tasa de acumulación en ~1.98 y ~2.62 Ma y valores mínimos en ~2.1 y 1.9 Ma.

P. lacunosa presenta abundancias relativas muy bajas en las dos perforaciones entre 2.78 hasta ~2.6 Ma y los valores son muy similares entre ellas, y las tasas de acumulación fluctúan de manera similar a los porcentajes pero con mayores diferencias. Desde ~2.6 Ma hasta el tope de las secuencias las abundancias tanto absolutas como relativas de esta especie son mayores en el Pacífico, donde se incrementan notoriamente, y se observan las mayores tasas de acumulación entre ~2.4–2.6 Ma, mientras los mayores porcentajes se observaron entre 2.08 y 2.14 Ma, lo que representa una posible competencia por el nicho ecológico con los reticulofenéstrosidos <5µm debido a que estas especies son estrategias de la *r*. La relación de *P. lacunosa* con condiciones frías (Flores *et al.*, 1995; Lancis, 1998; Gibbs *et al.*, 2005; Marino *et al.*, 2008) y el incremento de sus valores tanto en el EEP como en el Caribe después de la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte, principalmente durante episodios glaciares, sugieren una mayor afinidad con SSTs más bajas.

En las dos perforaciones, para *F. profunda* se obtuvieron tasas de acumulación que fluctúan ampliamente en rangos similares al intervalo previo a la emersión, con cantidades mucho mayores en el Caribe y mínimas en el Pacífico. Sin embargo es en las abundancias relativas donde se presentan los mayores cambios, con valores bastante más elevados también en el Caribe, y como era de esperarse los picos de máximos valores se presentan alrededor de 2.1 Ma, que corresponde a los mínimos porcentajes de los reticulofenéstrosidos <5µm.

Calcidiscus spp. muestra fluctuaciones en sus abundancias relativas y absolutas bastante más pronunciadas y en general mayores valores en el Pacífico que en el Caribe, aunque en el intervalo comprendido entre 2.4 y 2.7 Ma las curvas presentan valores similares.

En el Caribe, *Discoaster* spp. presenta tendencia a incrementar sus abundancias absolutas y relativas desde ~2.78 Ma hasta ~2.52 Ma, cuando se presenta un abrupto descenso y posteriormente, alrededor de 2.4 Ma presentan los últimos picos de mayores porcentajes antes de descender a los valores críticos que caracterizan el periodo anterior a la extinción de este género. En el Pacífico se observan mínimas

abundancias del género hasta ~2.5 Ma, cuando se observan varios picos de incremento abrupto de sus abundancias hasta antes de 2.08 Ma, cuando desciende también a valores mínimos como en el Caribe.

Helicosphaera spp. también presenta mayores valores de sus abundancias en el Caribe donde se observa una leve tendencia de la NAR a disminuir a partir de ~2.23 Ma hasta el final del intervalo, y las abundancias relativas muestran valores más elevados que durante el periodo previo al cierre con máximos entre 2.42 y 2.78 Ma y valores inferiores hacia el tope de la secuencia. En el Pacífico las abundancias absolutas presentan valores bajos, con excepción de un solo pico de mayor abundancia en ~2.2 Ma, y las abundancias relativas son muy bajas hasta ~2.2 Ma cuando comienzan a incrementarse hacia el tope.

A partir de 2.78 Ma los descensos en la posición de la termo/nutriclina observados mediante el índice N se hacen más pronunciados en las dos cuencas. En este trabajo hemos interpretado la posición relativa de la termoclina mediante el valor del índice N, señalando que las condiciones son eutróficas cuando N es >0.7; mesotróficas cuando N= 0.7–0.4 y oligotróficas cuando N es <0.4. En el Pacífico, el índice N (0.65–1) indica condiciones principalmente eutróficas, con cambios hacia condiciones mesotróficas hacia el tope de la secuencia. En el Caribe, las condiciones durante este intervalo pasan a ser principalmente mesotróficas a oligotróficas (N=0.85–0.11), con algunos periodos muy cortos de eutrofia en la ZFS. Las elevadas abundancias de *F. profunda* señalan una mayor estratificación y transparencia de la columna de agua en esta cuenca durante el periodo posterior al cierre del canal interoceánico.

El intercambio de las masas de agua superficiales entre el Pacífico y el Atlántico antes de ~2.78 Ma, hacía suponer una mayor correspondencia entre las señales tanto de cada una de las especies como del índice N en ese periodo. Sin embargo, es claro que antes de la emersión las señales del índice N no presentan correspondencia sino en algunos puntos de las curvas, y después de la emersión definitiva, se observaron picos de correspondencia más frecuentes. Por tal motivo se realizó un nuevo análisis de coherencia entre las dos señales de índice N, con el objeto de verificar si estas diferencias se deben a cambios generados por las diferencias en la insolación recibidas

en las dos perforaciones por localizarse a diferentes latitudes (ODP 846: 3°05.802'S; ODP 999: 12°44.639'N) (Figura 8.6).

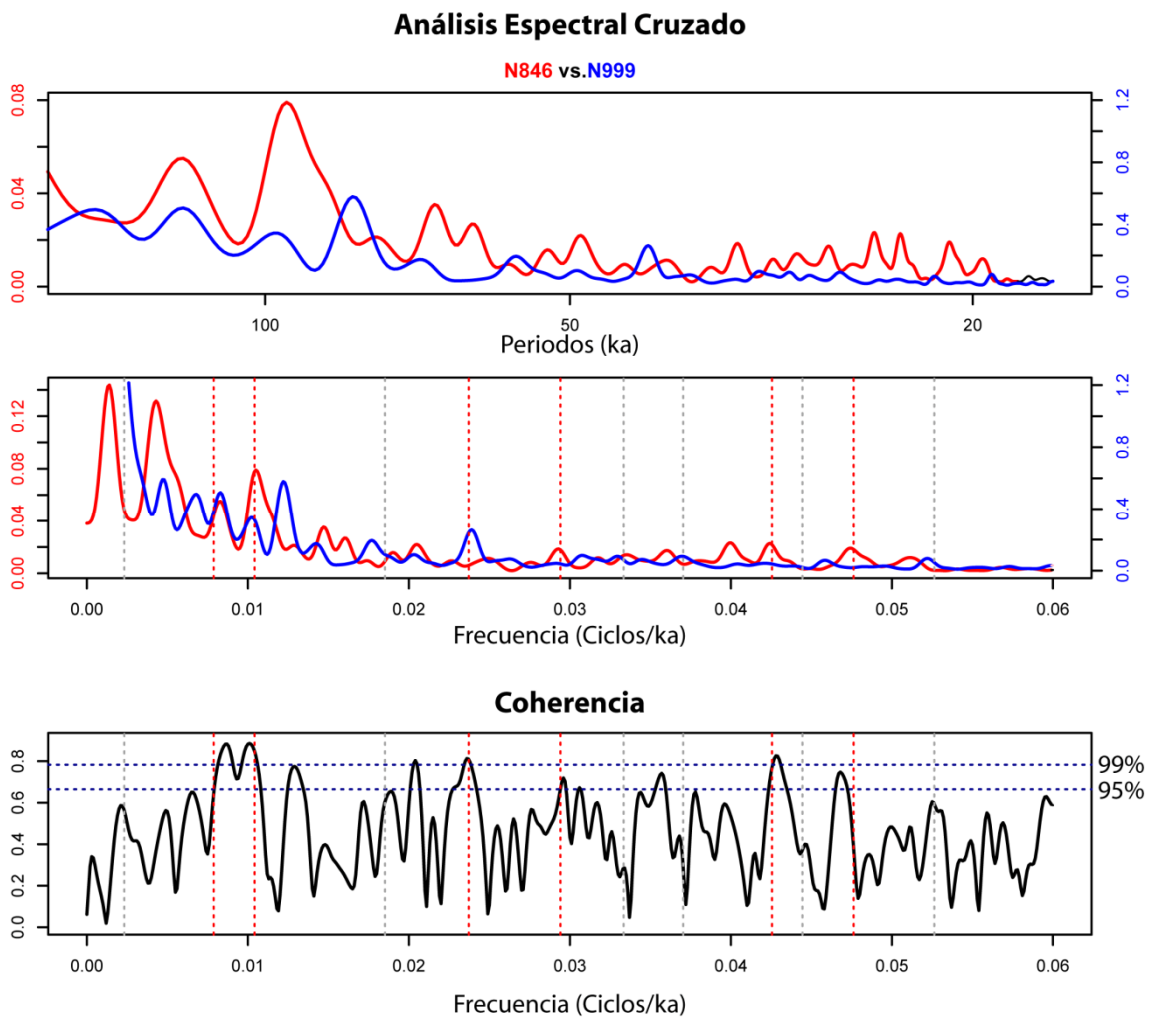


Figura 8.6 Análisis espectral cruzado de los índices N de las perforaciones ODP 846 (línea roja continua) y ODP 999 (línea azul continua), y coherencia de las dos señales en relación con los parámetros orbitales.

Sin embargo la coherencia obtenida arrojó una coherencia de >99% en la banda de oblicuidad (~41 ka) y en la banda de precesión (~23 y ~21 ka) y coherencias menores en las bandas secundarias (e.g. 34 ka, 19 ka), lo que representa una elevada influencia de la oblicuidad y la precesión en las dos perforaciones y sugiere que los efectos de la insolación las afectaron por igual para el intervalo estudiado pero no constituye la causa directa de las diferencias o similitudes entre ellas. Este resultado plantea entonces la posibilidad de que la perforación ODP 846, al estar bajo la influencia de masas de agua tanto superficiales como profundas provenientes principalmente del

hemisferio sur (SEC, PC, SAMW-AAIW) e influenciada por el upwelling de Perú, presente un comportamiento de la productividad más uniforme, dominado principalmente por la fuerza de los alisios que controlan la intensidad de dicho upwelling, pero en este trabajo también se observó una mayor productividad en el EEP durante los estadios glaciares, que sugiere una relación directa entre este patrón de vientos y el forzamiento de la insolación debido a la oblicuidad. A diferencia de la anterior, la perforación ODP 999 se encuentra bajo la influencia de masas de agua procedentes tanto del hemisferio norte (NEC, UNADW) que se han definido como fuertemente oligotróficas, y del hemisferio sur tanto superficiales (SEC-NBC-GUC) que traen nutrientes procedentes del upwelling costero del norte de Suramérica y de los ríos Amazonas y Orinoco, como profunda (AAIW) que provee los nutrientes al upwelling (SUW), y de esta manera las fluctuaciones de la productividad en el Caribe se deben a la interacción entre masas de agua de características diferentes, aunque también su influjo en el Caribe esté controlado por la acción de los alisios.

Diferentes investigaciones han concluido que los vientos alisios, las migraciones latitudinales de la ITCZ y la intensidad de los eventos ENSO están controlados principalmente por cambios en la insolación relacionados con la precesión (e.g. Philander, 1995; Beaufort, 1997, 2001; Clement *et al.*, 1999; Harris & Mix, 1999; Yuan *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2007; Leduc *et al.*, 2009). Sin embargo, se ha determinado que registros de SSTs del Plioceno hasta el Holoceno, obtenidos para el Atlántico ecuatorial oriental, el Mar de Arabia, el Mar de China (Cleveland & Herbert, 2007) y el EEP (Liu & Herbert, 2004; Lawrence *et al.*, 2006), están dominados por la variabilidad de 41 ka. La presencia de esta ciclicidad se ha explicado mediante la retroalimentación de los gases de efecto invernadero asociada a la variabilidad glacial-interglacial, por el control de altas latitudes en la ventilación de la termo/nutriclina que se refleja en bajas latitudes debido a la circulación subsuperficial, así como por la fuerza de los alisios que también responde a la periodicidad de 41 ka, por lo menos durante el Pleistoceno temprano (Cleveland & Herbert, 2007). Beaufort *et al.* (2001) también determinó que los registros de productividad primaria en el EEP muestran ciclicidades más fuertes en las bandas de 41 ka y 100 ka, mientras que en la banda de precesión la respuesta es débil.

Diferentes autores han postulado la ocurrencia de fenómenos de características “ENSO-like” de larga duración en el Plioceno, más exactamente entre 3.0 y 4.5 Ma (e.g. Molnar & Cane, 2002; Wara *et al.*, 2005; Ravelo *et al.*, 2006; Fedorov *et al.*, 2006, 2013). Este tipo de fenómenos se han explicado no solamente por la pérdida de intensidad de los alisios, sino también por efectos de retroalimentación debido a elevados niveles de CO₂ atmosférico, un mayor transporte de calor asociado con el fortalecimiento de la circulación termohalina antes del establecimiento de las capas de hielo en el hemisferio norte (Rind & Chandler, 1991; Dowsett *et al.*, 1992; Raymo *et al.*, 1996; Rind, 1998; Sloan *et al.*, 1996) y estrechamente vinculado con la emersión de Centroamérica (e.g. Maier-Reimer *et al.*, 1990; Ravelo & Andreasen, 2000; Steph *et al.*, 2006) y mediante el descenso en el albedo de las nubes que ocasiona que más radiación de onda corta alcance la superficie oceánica (Burls & Fedorov, 2014).

Las profundizaciones en la termo/nutriclina (índice N) observados en el EEP durante el intervalo analizado en el presente trabajo, han sido empleados para proponer la ocurrencia de fenómenos “ENSO-like” o “El-Niño-like” de larga duración (Capítulo 6 de esta memoria), pero destacamos en particular el abrupto descenso de la productividad o profundización de la termo/nutriclina (índice N) que ocurre en las dos perforaciones aproximadamente en 2.1 Ma. Llama la atención que también el $\delta^{13}\text{C}$ (bentónico) se incrementa en el Pacífico y el Caribe en dicho momento, lo que representa un descenso de los nutrientes en las masas de agua subsuperficiales que alimentan el upwelling de Perú, y este indicador. En este trabajo consideramos que este descenso de la productividad puede corresponder a un evento “ENSO-like” de larga duración que no sólo ocasiona el descenso de la termo/nutriclina en el EEP (N= 0.65), sino también por efecto de teleconexiones atmosféricas haya ocasionado un incremento de las SSTs y/o la fuerte profundización de la termo/nutriclina en el Caribe (N= 0.11).

La sinergia entre diferentes factores puede haber ocasionado el marcado descenso de la productividad en estas dos regiones oceánicas alrededor de 2.1 Ma. El océano cumple un papel fundamental en el ciclo de diferentes elementos como el carbono y el nitrógeno, entre otros. El mayor contenido de nitrato (NO_3^-) en el océano estimula la productividad primaria y por consiguiente fortalece el bombeo de carbono, facilitando el papel del océano como sumidero de CO₂. Diferentes investigaciones han

demostrado que durante los estadios glaciares, los procesos de denitrificación son más débiles y por consiguiente el inventario de nitrógeno en el océano se incrementa (Altabet *et al.*, 2002; Ganeshram *et al.*, 2000), mientras en los interglaciares ocurre el proceso contrario. Liu *et al.* (2008) registraron un proceso de denitrificación oceánica en ~2.1 Ma en el Pacífico norte tropical oriental, que por efecto de retroalimentación también podría estar relacionado con este descenso de la productividad que se ha registrado tanto en el EEP como en el Caribe. Adicionalmente, la profundización de la termo/nutriclina en las dos cuencas ocurre durante el estadio interglacial MIS 79, lo que supone una menor intensidad de los vientos alisios (Parkin & Shackleton, 1973; Cleveland & Herbert, 2007), por consiguiente, la ocurrencia de fenómenos de tipo “ENSO-like”, incrementos de la denitrificación oceánica vinculados a mayor concentración de gases de efecto invernadero como CO₂, pudieron haberse visto favorecidos.

Finalmente, el incremento de la variabilidad glacial-interglacial a partir de ~2.75 Ma y la intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte y el establecimiento permanente de las capas de hielo en dicha región, que afecta el cinturón de convección oceánica del planeta, son factores que explicarían la mayor correspondencia de las fluctuaciones de la termo/nutriclina a ambos lados del istmo centroamericano, una vez el puente continental emergió completamente.

9 *Conclusions/ Conclusiones*



CONCLUSIONS

- ✓ The calcareous nannofossils assemblages at both sites were characterized by high abundances of the reticulofenestrads <5µm, *F. profunda*, and *P. lacunosa*. In lower proportions were *C. leptoporus*, *Helicosphaera* spp., *Discoaster* spp. At the EEP, *C. pelagicus* is a minority taxon whereas it was a rare species in the Caribbean basin. In addition, at the Caribbean basin *Umbilicosphaera* spp. and *R. clavigera*, which have been linked to higher salinities, showed high abundances, contrasting with the EEP record where they are rare taxa.
- ✓ Nine (9) calcareous nannofossils events were identified within the studied interval. The synchronism or diachronism of the events was established by comparison with previously published data of astrobiochronological calibrated datums (by using magnetostratigraphy and isotope stratigraphy) at the western equatorial Atlantic, Mediterranean and eastern equatorial Pacific. Synchronic or slightly diachronic events include the HO of *D. brouweri*, the HO of *D. tamalis*, the HO of *R. pseudoumbilicus*, while diachronic events are the HO of *D. asymmetricus*, the HO of *D. pentaradiatus*, the HO of *D. surculus*, the LO of *D. tamalis*, the HO of *Sphenolithus* spp. and the HO of *D. variabilis*. The sequential occurrence of these events following the standard biozonations order indicates that the sedimentation was more or less continuous at both basins and no hiatuses were detected.
- ✓ Major shifts in the behavior of the assemblages and the reconstruction of the position of the thermo/nutricline by using the N ratio, allowed us to determine the stronger changes of the primary productivity. The N ratio was also used to interpret possible El Niño-like events at the EEP throughout the target interval. In addition, it enables establishing whether teleconnection processes that caused changes at the Sea Level Pressures (SLPs) affected the Caribbean basin. At the EEP and the Caribbean basin, three (3) intervals were differentiated:
 - * The first one, from ~4.0 to ~3.32 Ma was defined as the highest productivity period with the uppermost values of N ratio for the studied interval. At this time, the reticulofenestrads <5µm and *P. lacunosa* dominated the assemblage; at the EEP the *F. profunda* abundances were very low, but at the Caribbean were

approximately two times higher. Warm taxa were present in very low proportions at the Caribbean, and at the EEP only *R. clavigera* and *Umbilicosphaera* spp. were present as rare species. *Calcidiscus* spp. presented higher relative and absolute abundances at the EEP than in the Caribbean basin; *Discoaster* spp. was generally more abundant at the Caribbean but during the interval between 3.45 and 3.65 Ma showed highest values in the EEP. *Helicosphaera* spp. had low abundances at these two basins, but showed a decreasing trend in the EEP, while in the Caribbean slightly fluctuated. During this interval three (3) periods with lower productivities at the EEP (N ratio < 0.9) were interpreted as possible El Niño-like events, but only one (~3.33 Ma) probably have some effect at the Caribbean basin through atmospheric teleconnection by altering the SLPs, which could cause the deepening of the thermocline.

- * A second period was comprised between ~3.32 and 2.78 Ma. It could be defined as mainly eutrophic to mesotrophic at the EEP, and mostly mesotrophic for the Caribbean. It was characterized by a decrease in the abundances of the reticulofenestrads <5µm. *F. profunda* increased slightly at the EEP and notoriously at the Caribbean. *P. lacunosa* dropped to very low values at both sites. *Calcidiscus* spp. abundances remained low at the Caribbean but at the EEP were low until 3.05 Ma, but afterwards its abundance increase. At the Caribbean the *Discoaster* spp. abundances reached the highest values for the entire studied interval, and at the EEP they remain low until 3.1 Ma since when they increased until ~2.83 Ma, but dropped again to very low values showing high variability. *Helicosphaera* spp. showed low to very low values at the EEP but at the Caribbean basin were notoriously higher; however, from 2.89 Ma onwards, the abundances of *Helicosphaera* spp. dropped at the Caribbean and increased at the EEP reaching similar values up to ~2.78 Ma, then the tendencies changed and raised in the Caribbean and dropped at the EEP. Finally the “warm taxa”, only defined for the Caribbean, showed a marked increase. Four (4) possible El Niño-like events were identified at the EEP during this interval, and probably one could have (~3.18 Ma) affected the Caribbean basin.
- * The third period begins after the closure of the Central American Seaway (CAS) (~2.78 Ma) until the top of the sequences. This lapse was characterized by the

lower productivities. The EEP was mainly mesotrophic to eutrophic but the Caribbean was mesotrophic to oligotrophic. Also high productivities were reached at both sites, which represent a highly unstable period. At the EEP the reticulofenestrids <5µm present high abundances up to 2.61 Ma, since when they begin to decrease until 2.28 Ma, after they showed a slight increase until ~2.14 Ma; from this time onwards, their abundances drastically dropped until 2.08 Ma when they increased again. Subsequently, the abundances sharply increased until reaching a high abundances peak at ~1.98 Ma and then it dropped again. At the Caribbean basin, the reticulofenestrids <5µm present the lowest absolute abundances for the studied interval, and the highest fluctuations are observed in the relative abundances. This taxa showed a decreasing trend between ~2.78 and 2.65 Ma, afterwards its abundances increased until 2.61 Ma, then dropped to very low values which remained until 2.39 Ma, when sharply increased until 2.36 Ma, but decreased again until 2.31 Ma, when the abundances tended to increase until 2.14 Ma when a drastic decrease was observed until 2.08 Ma, and afterwards the abundances reached intermediate values. *F. profunda* showed its highest values throughout the entire interval with the major fluctuations marked for the same intervals than the reticulofenestrids <5µm. *P. lacunosa* increased at both basins but particularly at the EEP. *Calcidiscus* spp. increased at the Caribbean basin but at EEP showed wider fluctuations. *Discoaster* spp. showed higher abundances at the Caribbean and very low values at the Pacific until ~2.5 Ma, afterwards it became more abundant at the EEP and decreased at the Caribbean. *Helicosphaera* spp. showed an increase of its abundances, which were generally higher at the Caribbean than at the EEP. At the Caribbean, the warm taxa reached its highest values in the whole studied period. Through this period, seven (7) possible El Niño-like events were observed at the EEP, and three (3) of them could be linked through atmospheric teleconnections with the Caribbean, (~2.1 Ma, ~2.47 Ma, ~2.57 Ma)

- ✓ A striking result after this study was the finding of the drop of the productivity (deepening of the thermo/nutricline) at both basins between 2.08 and 2.14 Ma with the minimum value of the N ratio at ~2.1 Ma (MIS 79). This interval was interpreted as a long lasting El Niño-like event that occurred at the EEP and by effect of atmospheric teleconnections that affected the SLPs, caused the deepening of the

thermo/nutricline in the Caribbean. Anomalies of the benthic $\delta^{13}\text{C}$ (ODP Site 846-EEP) and the $\delta^{15}\text{N}$ (ODP Site 1012-Eastern Tropical North Pacific) have also been observed in this period.

- ✓ The higher values of the N ratio at both basins were reached during glacial stages; while lower values during the interglacials. The stronger fluctuations of the thermo/nutricline and the lowest values of the N ratio were observed after the closure of the Central American Seaway, once the North Hemisphere glaciations were strengthened and the glacial-interglacial variability was established. It allowed us to suggest that the periods with higher productivities at glacial stages are linked to stronger trade winds and therefore to enhanced coastal upwelling in the Caribbean and at the EEP, and conversely, lowest productivities could be related to weaker trade winds facilitate the occurrence of large scale ENSO-like events.
- ✓ Power spectra performed to the absolute abundances represented by the Nannofossils Accumulation Rates (NAR) of the species used as productivity proxies. At the EEP the response was primarily in the obliquity band (41 ka), which implies the control of high latitudes on the productivity of this region. Productivity patterns have been linked to the SAMW that supplies nutrients to the EUC, which in turn feeds the SEC and the Peru upwelling. At the Caribbean, a stronger variability was evident. Responses at the main and secondary obliquity bands (41 and 54 ka) were observed, and at the precession band (23-19 ka). In addition, signals at different bands that correspond to non-linear responses of the main orbital cycles. This result in the Caribbean was correlated with the influx of different water masses, from the Northern Hemisphere (NEC) and from the Southern Hemisphere (SEC) which mix into the Caribbean basin.
- ✓ Cross power spectra showed that the N ratios of both drillings present coherence >95% at the main obliquity band (41 ka) and at the precession band (23 ka, 21 ka). The influence of the obliquity indicates the control exerted by high latitudes on the productivity at the intertropical region of the Atlantic and the Pacific oceans during the target interval. The response of the taxa to the precession band was expected, given that this orbital parameter controls the strength of the trade winds, and thus the intensity of the upwellings of Peru and of the northern coast of South America.

CONCLUSIONES

- ✓ Las asociaciones de nanofósiles calcáreos de las dos perforaciones, estuvieron caracterizadas por elevadas abundancias de reticulofenéstidos <5µm, *F. profunda*, y *P. lacunosa*. *C. leptoporus*, *Helicosphaera* spp., *Discoaster* spp son componentes minoritarios. *C. pelagicus* es también es una especie minoritaria en el EEP, mientras en el Caribe es un componente accesorio de la asociación. En la cuenca Caribe, *Umbilicosphaera* spp. y *R. clavigera*, que han sido vinculadas con altas salinidades presentan mayores abundancias durante algunos intervalos, mientras en el Caribe son componentes accesorios de la asociación.
- ✓ Nueve eventos de nanofósiles calcáreos fueron identificados para el intervalo estudiado. El grado de sincronismo o diacronismo de los eventos se estableció con base en datos previamente publicados de datums calibrados astronómicamente (mediante magnetoestratigrafía e isótopos), en el Atlántico ecuatorial occidental, el Mediterráneo y el Pacífico ecuatorial oriental. El HO de *D. brouweri*, el HO de *D. tamalis*, y el HO de *R. pseudoumbilicus* se determinaron como eventos sincrónicos a levemente diacrónicos en las dos perforaciones analizadas, mientras se determinó que los eventos diacrónicos son el HO de *D. asymmetricus*, el HO de *D. pentaradiatus*, el HO de *D. surculus*, el LO de *D. tamalis*, el HO de *Sphenolithus* spp. y el HO of *D. variabilis*. La ocurrencia de estos eventos según el orden establecido en las biozonaciones estándar, permite inferir una tasa de sedimentación continua y no se detectaron hiatos.
- ✓ Los principales cambios en el comportamiento de las asociaciones, así como la reconstrucción de la posición de la termo/nutriclina empleando el índice N, nos permitió determinar los cambios más drásticos en la productividad primaria. El Índice N también se empleó para interpretar la posible ocurrencia de eventos “El Niño-like” en el EEP a través del periodo estudiado. Adicionalmente, estos datos nos permitieron establecer si la cuenca Caribe se vio afectada por dichos fenómenos a través procesos de teleconexión atmosférica que ocasionan cambios en la presión atmosférica a nivel del mar (SLPs). En el EEP y el Caribe, se diferenciaron tres (3) intervalos:

- * El primero, comprende desde ~4.0 hasta ~3.32 Ma, y se definió como el periodo con mayor productividad, con los más altos valores del índice N de todo el lapso estudiado. En este intervalo, los reticulofenéstidos <5µm y *P. lacunosa* dominaron la asociación; en el EEP las abundancias de *F. profunda* fueron muy bajas, pero en el Caribe fueron aproximadamente el doble que en el Pacífico. La asociación cálida estuvo presente en muy bajas proporciones en el Caribe, pero en el EEP se observaron sólo *R. clavigera* y *Umbilicosphaera* spp. como especies accesorias; *Calcidiscus* spp. presentó abundancias relativas y absolutas más altas en el EEP que en el Caribe, *Discoaster* spp. fue en general más abundante en el Caribe pero durante el intervalo comprendido entre 3.45–3.65 Ma mostró mayores valores en el EEP. *Helicosphaera* spp. presentó bajas abundancias en las dos cuencas pero presentó tendencia a disminuir en el EEP, mientras en el Caribe osciló levemente. A través de este intervalo, tres periodos con las menores productividades en el EEP (índice N <0.9) fueron interpretados como posibles eventos “El Niño-like”, pero sólo uno (~3.33 Ma) probablemente tuvo efecto en cuenca Caribe a través de teleconexiones atmosféricas, alterando las SLPs, lo que pudo ocasionar la profundización de la termoclina.
- * Un segundo periodo estuvo comprendido entre ~3.32 y 2.78 Ma, que puede ser definido como de condiciones principalmente eutróficas a mesotróficas en el EEP y mesotróficas en el Caribe. Este periodo estuvo caracterizado por una disminución en las abundancias de los reticulofenéstidos <5µm; *F. profunda* se incrementó levemente en el EEP y aumentó notoriamente en el Caribe; *P. lacunosa* disminuyó drásticamente su abundancia alcanzando muy bajos valores en las dos cuencas. Las abundancias de *Calcidiscus* spp. permanecieron bajas en el Caribe, pero en el EEP se incrementaron después de 3.05 Ma. En el Caribe, las abundancias de *Discoaster* spp. alcanzaron los mayores valores de todo el intervalo estudiado y en el EEP permanecieron bajos hasta 3.1 Ma, luego aumentaron hasta ~2.83 Ma, pero luego disminuyeron drásticamente a mínimos valores, lo que representa muy alta variabilidad de estas especies. *Helicosphaera* spp. mostró muy bajos valores en el EEP, pero en la cuenca Caribe fueron notoriamente más elevados, sin embargo a partir de 2.89 Ma, las abundancias de *Helicosphaera* spp. disminuyeron en el Caribe y se incrementaron en el Pacífico alcanzando valores similares en ~2.83 Ma, pero luego las tendencias cambiaron

nuevamente y sus abundancias se incrementaron en el Caribe y disminuyeron en el EEP. Finalmente la asociación cálida, que sólo fue definida para el Caribe, mostró un marcado incremento. Cuatro (4) posibles eventos “El Niño-like” fueron identificados en el EEP para este intervalo y uno de ellos pudo tener efectos en la cuenca Caribe (~3.18 Ma).

- * El tercer periodo está comprendido entre el cierre del canal interoceánico (~2.78 Ma) y el tope de las secuencias. Este lapso estuvo caracterizado por las menores productividades. El EEP fue principalmente mesotrófico a eutrófico, pero el Caribe fue mesotrófico a oligotrófico. También se alcanzaron altas productividades en ambas perforaciones, lo que representa un periodo altamente inestable. En el EEP los reticulofenéstidos <5µm presentan elevadas abundancias hasta 2.61 Ma, cuando presentan una disminución hasta 2.28 Ma, después muestran un leve incremento hasta ~2.14 Ma y desde este punto hasta 2.08 Ma un drástico descenso de su abundancia, y posteriormente las abundancias se incrementan rápidamente hasta alcanzar un pico de muy alta abundancia en ~1.98 Ma después del cual su abundancia tiende a disminuir de nuevo. En la cuenca Caribe, los reticulofenéstidos <5µm presentan las abundancias absolutas más bajas para todo el intervalo analizado, y las mayores fluctuaciones se observan en las abundancias relativas, presentando una tendencia decreciente entre ~2.78 y 2.65 Ma, posteriormente se incrementan hasta 2.61 Ma, luego disminuyen a valores muy bajos hasta ~2.39 Ma, cuando se incrementan drásticamente hasta 2.36 Ma, disminuyen de nuevo hasta 2.31 Ma, luego se incrementan levemente hasta 2.14 Ma, y en este punto comienza una pronunciada disminución de su abundancia hasta 2.08 Ma, y posteriormente sus abundancias alcanzan valores intermedios. *F. profunda* presenta sus mayores valores en este intervalo, con sus mayores fluctuaciones en los mismos intervalos que los reticulofenéstidos <5µm. *P. lacunosa* se incrementó en las dos cuencas, pero particularmente en el EEP. *Calcidiscus* spp. se incrementó en el Caribe, en cambio en el EEP mostró mayores fluctuaciones. *Discoaster* spp. presentó mayores abundancias en el Caribe y valores muy bajos en el Pacífico hasta 2.5 Ma, punto a partir del cual se hizo más abundante en el EEP y disminuyó en el Caribe. *Helicosphaera* spp. presentó un incremento de sus abundancias, que fueron generalmente más altas en el Caribe que en el EEP. En el Caribe la

asociación cálida alcanzó sus mayores abundancias de todo el periodo estudiado. A través de este intervalo, siete posibles eventos “El Niño-like” se observaron en el EEP, de los cuales tres (3) pueden estar vinculados a través de teleconexiones atmosféricas con el Caribe (~2.1 Ma, ~2.47 Ma, ~2.57 Ma).

- ✓ Un importante resultado de este trabajo fue el hallazgo del periodo de mínima productividad (profundización de la termo/nutriclina) coincidente en las dos cuencas entre 2.08 y 2.14 Ma, con el valor mínimo de índice N en ~2.1 Ma (MIS 79). Este intervalo fue interpretado como un evento “El Niño-like” de larga duración que se presentó en el EEP, y por efecto de teleconexión atmosférica y alteración de las SLPs, ocasionó la profundización de la termo/nutriclina en el Caribe. Anomalías en el $\delta^{13}\text{C}$ (ODP Site 846-EEP) y el $\delta^{15}\text{N}$ (ODP Site 1012-Eastern Tropical North Pacific) también fueron observadas en este mismo periodo.
- ✓ Los mayores valores del índice N en las dos cuencas fueron alcanzados principalmente durante los estadios glaciares, mientras los menores valores se alcanzaron durante interglaciares. Las fluctuaciones más fuertes de la termo/nutriclina y los menores valores del índice N se observaron después del cierre del canal interoceánico, una vez las glaciaciones en el hemisferio norte se intensificaron y se estableció la variabilidad glacial-interglacial. Esto nos permite sugerir que los periodos con mayores productividades durante los estadios interglaciares están vinculados con alisios más fuertes y por consiguiente con upwelling más intenso en el Caribe y el EEP, y por el contrario, las menores productividades estarían relacionadas a alisios más débiles, que facilitan el desarrollo de eventos “ENSO-like” a gran escala.
- ✓ Los análisis espectrales realizados sobre las abundancias absolutas representadas por las tasas de acumulación (NAR) de las especies empleadas como indicadoras de productividad. En el EEP la respuesta fue principalmente en la banda de oblicuidad (41 ka), lo que señala el control de altas latitudes sobre la productividad en esta región. Los patrones de productividad en el EEP han sido vinculados a la SAMW que aporta los nutrientes a la EUC, que a su vez alimenta la SEC y el upwelling de Perú. En el Caribe, es evidente una mayor variabilidad. Se observaron respuestas en otras bandas que corresponden a respuestas no lineales a los ciclos orbitales principales.

Este resultado en el Caribe se correlacionó con el influjo y mezcla de diferentes masas de agua provenientes del hemisferio norte (NEC) y del hemisferio sur (SEC).

- ✓ Los análisis espectrales cruzados dieron como resultado que los índices N de las dos perforaciones presentan una coherencia >95% en la banda de oblicuidad principal (41 ka) y en la banda de precesión (23 ka, 21 ka). La influencia de la oblicuidad indica el control de altas latitudes sobre la productividad en la región intertropical de los océanos Atlántico y Pacífico durante el periodo de tiempo estudiado. La respuesta de las especies en la banda de precesión era previsible, dado que este parámetro orbital controla la fuerza de los alisios y por consiguiente la intensidad de los upwellings de Perú y de la costa norte de Suramérica.

10. Bibliografía



- Acton, G.D., Galbrun, B., King, J.W., 2000.** Paleolatitude of the Caribbean Plate since the Late Cretaceous. En: Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.D., and Draper, G. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 165: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 149–173. doi:10.2973/odp.proc.sr.165.001.2000
- Agassiz, L., 1840.** Etudes sur les glaciers (Agassiz, Jent & Glassmann, Neuchatel). Studies on glaciers preceded by the Discourse of Neuchatel by Louis Agassiz (Hafner Publishing Company, New York and London), 347 pp.
- Ahagon, N., Tanaka, Y., Ujiie, H., 1993.** *Florisphaera profunda*, a possible nannoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific. *Mar. Micropaleontol.*, 22 (3): 255–273.
- Alexander, M.A., Bladé, I., Newman, M., Lanzante, J.R., Lau, N.-C., Scott, J.D., 2002.** The Atmospheric Bridge: The Influence of ENSO Teleconnections on Air-Sea Interaction over the Global Oceans: *Journal of Climate*, 15: 2205–2231. doi: 10.1175/1520-0442.
- Alcober, J., Jordan, R.W., 1997.** An interesting association between *Neosphaera coccolithomorpha* and *Ceratolithus cristatus* (Haptophyta). *Eur. J. Phycol.*, 32: 91–93.
- Altabet, M.A., Francois, R., 1994.** Sedimentary nitrogen isotopic ratios as a recorder for surface ocean nitrate utilization: *Global Biogeochemical Cycles*, 8: 103–116, doi: 10.1029/93GB03396.
- Altabet, M.A., Higginson, M.J., Murray, D.W., 2002.** The effect of millennial-scale changes in Arabian Sea denitrification on atmospheric CO₂. *Nature*, 415: 159–162. doi:10.1038/415159a.
- Álvarez, L.W., Álvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V., 1980.** Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary boundary extinction. *Science*, 208: 1095–1108.
- Álvarez-García, C., 2005.** Reconstrucción paleoceanográfica del margen oriental del Pacífico durante los últimos 800 Ka mediante el análisis de asociaciones de cocolitofóridos. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca. 151 pp.
- Amore, F.O., Flores, J.A., Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Palumbo, E., Sierro, F.J., 2012.** A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: paleoclimatology and paleoproductivity aspects. *Mar. Micropaleontol.*, 90–91: 44–59. doi:10.1016/j.marmicro.2012.03.006.
- Anand, P., Elderfield, H., Conte, M., 2003.** Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography*, 18 (2), 1050, doi:10.1029/2002PA000846.
- Andersen, R.A., 2004.** Biology and Systematics of Heterokont and Haptophyte Algae. *American Journal of Botany* 91 (10): 1508–1522.
- Andrade, C.A., 2000.** The Circulation and Variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea. University of Wales, Wales, UK, Ph.D. dissertation, 223 pp.
- Andrade, C.A., Barton, E.D., 2000.** Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 105: 26 191–26 201.
- Andrade, C.A., Barton, E.D., Mooers, C.N.K., 2003.** Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean Coast, *J. Geophys. Res.*, 108 (C6): 3185, doi:10.1029/2002JC001549.
- Andruleit, H., 1997.** Coccolithophore fluxes in the Norwegian–Greenland Sea, seasonality and assemblage alterations. *Mar. Micropaleontol.*, 31: 45–64.
- Andruleit, H., Lückgea, A., Wiedicke, M., Stäger, S., 2008.** Late Quaternary development of the Java upwelling system (eastern Indian Ocean) as revealed by coccolithophores. *Mar. Micropaleontol.*, 69: 3–15.
- Arbuszewski, J., deMenocal, P., Kaplan, A., Farmer, E.C., 2010.** On the fidelity of shell-derived $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ estimates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 300: 185–196
- Arkhangelsky, A.D., 1912.** The Upper Cretaceous deposits in the eastern part of the European Russia, *Materialy dlya Geologii Rossii* 25, 631 pp. (in Russian).

- Arnau-Gras, J., 2001.** Diseño de series temporales: técnicas de análisis. 2ª Ed. Barcelona, España. Edicions de la Universitat de Barcelona, 435 pp.
- Ashkenazy, Y., Eisenman, I., Gildor, H., Tziperman, E., 2010.** The effect of Milankovitch variations in insolation on equatorial seasonality. *Journal of Climate* 23, 6133–6142.
- Aubouin, J., Baltuck, M., Arnott, R.J., Bourgois, J., Filewicz, M., Helm, R., Kvenvolden, K.A., Lienert, B., Mc Donald, T., Mc Dougall, K., Ogawa, Y., Taylor, E., Winsborough, B., 1982.** Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project, subduction without accretion, Middle America Trench off Guatemala. *Nature*, 297: 458–460.
- Aubry, M.P., 1984.** Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton. Book1: ortholithae (Discoasters). Micropaleontology Press, American Museum of Natural History, 263 pp.
- Aubry, M.P., 1988.** Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton. Book 2: Ortholithae (Holococcoliths, Ceratoliths and others). Micropaleontology Press, American Museum of Natural History, 279 pp.
- Aubry, M.P., 1989.** Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton. Book 3: Ortholithae (Pentaliths, and others), Heliolithae (Fasciculiths, Sphenoliths and others). Micropaleontology Press, American Museum of Natural History, 279 pp.
- Aubry, M.P., 1990.** Handbook of Cenozoic calcareous nannoplankton, Book 4: Heliolithae (Helicoliths, Cribliths, Lopadoliths and others). Micropaleontology Press, American Museum of Natural History, 381 pp.
- Aubry, M.P., 1992.** Late paleogene calcareous nannoplankton evolution: a tale of climatic deterioration. En: Prothero, D.R., Berggren, W.A. (Eds.), Eocene–Oligocene Climatic and Biotic Evolution. Princeton University Press, 272– 309.
- Auer, G., Piller, W.E., Harzhauser, M., 2014.** High-resolution calcareous nannoplankton palaeoecology as a proxy for small-scale environmental changes in the Early Miocene. *Mar. Micropaleontol.*, 111: 53–65.
- Backman, J., 1978.** Late Miocene–Early Pliocene nannofossil biochronology and biogeography in the Vera Basin, SE Spain. *Stockholm Contributions in Geology*. 32: 93–114.
- Backman, J., 1980.** Miocene–Pliocene nannofossils and sedimentation rates in the Hatton–Rockall Basin, NE Atlantic Ocean. *Acta Univ. Stockholm. Contrib. Geol.*, 36 (1): 1–91.
- Backman, J., Shackleton, N.J., 1983.** Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannoplankton from the Atlantic, Indian and Pacific Oceans. *Mar. Micropaleontol.*, 8: 141–170.
- Backman, J., Pestiaux, P., Zimmerman, H., Hermelin, O., 1986.** Paleoclimatic and palaeoceanographic development in the Pliocene North Atlantic: *Discoaster* accumulation and coarse fraction data. In Summerhayes, C. P., and Shackleton, N. J., *North Atlantic Palaeoceanography*. Geol. Soc. Spec. Pap. (London), 21: 231–242.
- Backman, J., Pestiaux, P., 1987.** Pliocene *Discoaster* abundance variations, Deep Sea Drilling Project Site 606: biochronology and paleoenvironmental implications. In Ruddiman, W. F., Kidd, R. B., Thomas, E., et al., *Init. Repts DSDP*, 94, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 903–910.
- Backman, J., Schneider, D.A., Rio, D., Okada, H., 1990.** Neogene lowlatitude magnetostratigraphy from Site 710 and revised age estimates of Neogene nannofossil datum events. In: Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C., et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 115. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 271–276.
- Backman, J., Raffi, I., 1997.** Calibration of Miocene nannofossil events to orbitally tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise. En Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., and Bralower, T.J. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 83–99. doi:10.2973/odp.proc.sr.154.101.1997.
- Bailey, I., Bolton, C.T., DeConto, R.M., Pollard, D., Schiebel, R., Wilson, P.A., 2010.** A low threshold for North Atlantic ice-rafting from “low-slung slippery” late Pliocene ice sheets. *Paleoceanography*, 25, PA1212. doi:10.1029/2009PA001736.

- Bailey, I., Liu, Q., Swann, G.E.A., Jiang, Z., Sun, Y., Zhao, X., Roberts, A.P., 2011. Iron fertilisation and biogeochemical cycles in the sub-Arctic northwest Pacific during the late Pliocene intensification of Northern Hemisphere Glaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 307 (3–4): 253–265. doi:10.1016/j.epsl.2011.05.029.
- Bailey, I., Foster, G.L., Wilson, P.A., Jovane, L., Storey, C.D., Trueman, C.N., Becker, J., 2012. The flux and provenance of ice-rafted debris in the earliest Pleistocene subpolar North Atlantic Ocean comparable to that of the Last Glacial maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 341–344: 222–233. doi:10.1016/j.epsl.2012.05.034.
- Bailey, I., Hole, G.M., Foster, G.L., Wilson, P.A., Storey, C.D., Trueman, C.N., Raymo, M.E., 2013. An alternative suggestion for the Pliocene onset of major northern hemisphere glaciation based on the geochemical provenance of North Atlantic Ocean ice-rafted debris. *Quatern. Sci. Rev.*, 75: 181–194.
- Ball, M.M., Harrison, C.G.A., Supko, P.R., 1969. Atlantic opening and the origin of the Caribbean. *Nature*, 223: 167–168.
- Barrett, P.J., Adams, C.J., McIntosh, W.C., Swisher, C.C., Wilson, G.S., 1992. Geochronological evidence supporting Antarctic deglaciation three million years ago. *Nature*, 359: 816–818.
- Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Garbe-Schönberg, D., Lea, D.W., 2005. Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237: 33–44.
- Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., 2006. Late Pliocene millennial-scale climate variability in the northern North Atlantic prior to and after the onset of Northern Hemisphere glaciation. *Paleoceanography* 21, PA4205, doi:10.1029/2005PA001185.
- Baumann, K.-H., 1995. Morphometry of Quaternary *Coccolithus pelagicus* coccoliths from Northern Atlantic and its paleoceanographic significance. In: Flores, J.-A., Sierro, F.J. (Eds.), 5th INA Conference in Salamanca Proceedings: 11–21.
- Baumann, K.-H., Sprengel, C., 2000. Morphological variations of selected coccolith species in a sediment trap north of the Canary Islands. *J. Nannoplankton Res.*, 22:, 185–193.
- Baumann, K.-H., Andruleit, H., Samtleben, C., 2000. Coccolithophores in the Nordic Seas: comparison of living communities with surface sediment assemblages. *Deep-Sea Res. II* 47: 1743–1772.
- Baumann, K.H., Andruleit, H., Boeckel, B., Geisen, M., Kinkel, H., 2005. The significance of extant coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface water temperature, and paleoproductivity: a review. *Paläontologische Zeitschrift*, Vol. 79/1: 93–112.
- Bé, A.W.H., Hamlin, W.H., 1967. Ecology of recent planktonic foraminifera. Part 3–Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962. *Micropalaeontology* 13, 87–106.
- Beaufort, L., 1996. Dynamics of the monsoon in the equatorial Indian Ocean over the last 260,000 years. *Quaternary International*, 31: 13–18. doi: 10.1016/1040-6182(95)00017-D
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F., Labeyrie, L., 1997. Insolation cycles as major control of Equatorial Indian Ocean primary production. *Science*, 278: 1451–1454.
- Beaufort, L., Bassinot, F.C., Vincent, E., 1999. Primary production response to orbitally induced variations of the Southern Oscillation in the Equatorial Indian Ocean. In: Abrantes, F., Mix, A.C. (Eds.), *Reconstructing Ocean History: a Window into the Future*. Kluwer Academic/Plenum, New York: 245–272.
- Beaufort, L., Heussner, S., 2001. Seasonal dynamics of calcareous nannoplankton on a West European continental margin: the Bay of Biscay. *Mar. Micropalaeontol.*, 43: 27–55.
- 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.
- Becker, J., Lourens, L.J., Hilgen, F.J., vanderLaan, E., Kouwenhoven, T.J., Reichert, G.-J., 2005. Late Pliocene climate variability on Milankovitch to millennial time scales: A high-resolution study of MIS 100 from the Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*: 228, 338–360. doi:10.1016/j.palaeo.2005.06.020.

Bibliografia

- Bellosi, E.S., Krause, J.M., 2014.** Onset of the middle Eocene global cooling and expansion of open-vegetation habitats in central Patagonia. *Andean Geol.* 41 (1): 29–48.
- Bemis, B.E., Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D.W., 1998.** Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, 13 (2):150–160. doi:10.1029/98PA00070.
- Bender, M.L., Keigwin, L.D., 1979.** Speculations about the upper Miocene change in abyssal Pacific dissolved bicarbonate $\delta^{13}\text{C}$. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45: 383–393.
- Bendif, E.M., Probert, I., Carmichael, M., Romac, S., Hagino, K., and de Vargas, C., 2014.** Genetic delineation between and within the widespread coccolithophore morpho-species *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica* (Haptophyta). *J. Phycol.*, 50: 140–148.
- Berger, A., 1977.** Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, 268: 44–45.
- Berger, A., 1978.** Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Science*, 35: 2362–2367.
- Berger, A., 1989.** Pleistocene climatic variability at astronomical frequencies. *Quaternary International*, 2: 1–14.
- Berger, A., Gallre, H., Fichfet, T., Marsiat, I., Tricot, C., 1988.** Transient response of the climate system to the astronomical forcing. In: Cottenie, A.H. and Teller, A. (eds), *Global change IGB*: 10–24. Scope Belgium, Academie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique.
- Berger, A., Loutre, M.F., Laskar, J., 1992.** Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. *Science*, 255: 560–566.
- Berger, A., Loutre, M.F., 2002.** An exceptionally long interglacial ahead? *Science*, 23: 1287–1288.
- Berger, A., Loutre, M.F., Mélice, J.L., 2006.** Equatorial insolation: from precession harmonics to eccentricity frequencies. *Clim. Past*, 2: 131–136.
- Berger, W.H., Vincent, E., 1986.** Deep-sea carbonates: Reading the carbon-isotope signal. *Geologische Rundschau*, 75: 249–269.
- Berger, W.H., Wefer, G., 1996.** Expeditions into the Past: Paleoceanographic studies in the South Atlantic. In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D.J. (Eds.). *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer-Verlag, Berlin: 363–410.
- Berggren, W.A., Hollister, C.D., 1974.** Paleogeography, paleobiogeography, and the history of circulation of the Atlantic Ocean. In: Hay, W.W. (Ed.), *Studies in Paleoceanography, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 20: 126–186.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M.P., 1995.** A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In: Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. (Berggren, W.A. et al. Eds.) SEPM Special Publication, 54, 130–212.
- Bickert, T., Haug, G.H., Tiedemann, R., 2004.** Late Neogene benthic stable isotope record of Ocean Drilling Program Site 999: Implications for Caribbean paleoceanography, organic carbon burial, and the Messinian Salinity Crisis. *Paleoceanography*, 19, PA1023, doi: 10.1029/2002PA000799.
- Biekart, J.W., 1989.** The distribution of calcareous nannoplankton in Late Quaternary sediments collected by the Snellius II Expedition in some southeast Indonesian basins. *Proc. Konink. Ned. Akad. Wet. Ser. B* 92: 77–141.
- Billups, K., Ravelo, A.C., Zachos, J.C., 1999.** Link between oceanic heat transport, thermohaline circulation and the Intertropical Convergence Zone in the early Pliocene Atlantic. *Geology*, 27: 319–322.
- Bischof, B., Rowe, E., Mariano, A.J., Ryan, E.H., 2003.** "The North Brazil Current." Ocean Surface Currents. <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/north-brazil.html>.
- Bischof, B., Rowe, E., Mariano, A.J., Ryan, E.H., 2004.** "The North Equatorial Current." Ocean Surface Currents. <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/north-equatorial.html>.

- Bjerknes, J., 1969.** Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mont. Weather Rev.* 97, 163–172.
- Black, M., 1971.** The systematics of coccoliths in relation to the paleontological record. The micropaleontology of oceans: 611–624.
- Blackman, R.B., Tukey, J.W., 1958.** *The Measurement of Power Spectra From the Point of View of Communication Engineering.* New York (Dover Publications), 190 pp.
- Blanc, P., Rabussier, D., Vergnaud-Grazini, C., Duplessy, J.C., 1980.** North Atlantic Deep Water formed by the later middle Miocene. *Nature*, 283: 553–555.
- Blankenburg, F., 1999.** Tracing past ocean circulation? *Science*, 286: 1862–1863. doi:10.1126/science.286.5446.1862b.
- Blow, W.A., 1969.** Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: P. Bronnimann and H. H. Renz (Editors), Proc. First Int. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, 1: 199–421.
- Böeckel, B., Baumann, K.H., 2004.** Distribution of coccoliths in surface sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution. *Mar. Micropaleontol.*, 51: 301–320.
- Böeckel, B., Baumann, K.H., 2008.** Vertical and lateral variations in coccolithophore community structure across the subtropical frontal zone in the South Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, 67, 255–273.
- Bolli, H.M., 1957.** Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. In: Studies in Foraminifery, Bulletin of the U.S. National Museum Vol. 215 Eds: Loeblich, A.R., Tappan, H., Beckmann, J.P., Bolli, H.M., Gallitelli, E.M., Troelsen, J.C.: 97–123
- Bolton, C.T., Lawrence, K.T., Gibbs, S.J., Wilson, P.A., Cleaveland, L.C., Herbert, T.D., 2010a.** Glacial–interglacial productivity changes recorded by alkenones and microfossils in late Pliocene eastern equatorial Pacific and Atlantic upwelling zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295: 401–411.
- Bolton, C.T., Gibbs, S.J., Wilson, P.A., 2010b.** Evolution of nutricline dynamics in the equatorial Pacific during the late Pliocene. *Paleoceanography* 25, PA1207.
- Bolton, C.T., Lawrence, K.T., Gibbs, S.J., Wilson, P.A., Herbert, T.D., 2011.** Biotic and geochemical evidence for a global latitudinal shift in ocean biogeochemistry and export productivity during the late Pliocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 308: 200–210. doi:10.1016/j.epsl.2011.05.046
- Bollmann, J., 1997.** Morphology and biogeography of *Gephyrocapsa* coccoliths in Holocene sediments. *Mar. Micropaleontol.*, 29: 319–350.
- Bollmann, L., Baumann, K.-H., Thierstein, H.R., 1998.** Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the Late Pleistocene: Selective dissolution, evolution or global environment change. *Paleoceanography*, 13: 517–529
- Bonhoure, D., Rowe, E., Mariano, A.J., Ryan, E.H., 2004.** "The South Equatorial Sys Current" Ocean Surface Currents. <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/south-equatorial.html>.
- Boudreaux J.E., Hay, W.W., 1967.** In: Hay, Mohler, Roth, Schmidt and Boudreaux, 1967. Calcareous Nannoplankton Zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean Area and Transoceanic Correlation. *Gulf Coast Assoc. Geol. Societies, Transactions*, 17: 428–453, pls. 1–13.
- Boudreaux, J.E., Hay, W.W., 1969.** Calcareous nannoplankton and biostratigraphy of the Late Pliocene-Pleistocene- Recent sediments in the submarex cores. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, 1(3): 249–292.
- Bourlès, B., Gouriou, Y., Chuchla, R., 1999a.** On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.* 104, C9, 21,151–21,170.
- Bourlès, B., Molinari, R.L., Johns, E., Wilson, W.D., Leaman, K.D., 1999b.** Upper layer currents in the western tropical North Atlantic, *J. Geophys. Res.* 104, C1: 1361–1375.

Bibliografia

- Bown, P.R., 1998.** Calcareous nannofossil biostratigraphy (P.R. Bown, ed.), Chapman & Hall, Londres, 314 pp.
- Bown, P.R., Young, J.R., 1998.** Techniques. In: Bown, P.R. (Ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Chapman & Hall, Cambridge: 16–28.
- Boyle, E.A., Keigwin, L.D., 1987.** North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high latitude surface temperature. *Nature*, 330: 35–40.
- Braarud, T., Deflandre, G., Halldal, P., Kamptner, E., 1955.** Terminology, nomenclature, and systematics of the Coccolithophoridae. *Micropaleontology*, 1: 157-159.
- 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, PA1023. doi:10.1029/2001PA000662.
- Bramlette, M.N., Riedel, W.R., 1954.** Stratigraphic value of *Discoasters* and some other microfossils related to Recent coccolithophores. *Journal of Paleontology*. 28: 385-403.
- Bramlette, M.N., Wilcoxon, J.A., 1967.** Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cípero section, Trinidad, W.I. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*. 5: 93-131.
- Brand, L.E., 1994.** Physiological ecology of marine coccolithophores. En: Winter, A., Siesser, W. (Eds.), *Coccolithophores*. Cambridge Univ. Press, Cambridge: 39– 49.
- Brassell, S.C., Eglinton, G., Marlowe, I.T., Pflaumann, U., Sarnthein, M., 1986.** Molecular stratigraphy: a new tool for climate assessment. *Nature*, 320: 129–133.
- Bréhéret, J., 1978.** Formes nouvelles quaternaires et actuelles de la famille des Gephyrocapsaceae (Coccolithophorides). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Serie D*, 287, 599-601.
- Brierley, C., 2013.** ENSO behavior before the Pleistocene, *PAGES news*, 21: 70–71.
- Brierley, C., Fedorov, A.V., Lui, Z., Herbert, T., Lawrence, K., LaRiviere, J.P., 2009.** Greatly expanded tropical warm pool and weakened Hadley circulation in the early Pliocene, *Science*, 323: 1714–1718. doi:10.1126/science.1167625.
- Broecker, W.S., 1975.** Climatic Change: Are We on the Brink of a Pronounced Global Warming?. *Science*, 189 (4201): 460-463.
- Broecker, W.S., Peng, T.-H., 1982.** *Tracers in the Sea: Palisades*. Eldigio Press, New York. 690 pp.
- Broecker, W.S., Henderson, G.M., 1998.** The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes. *Paleoceanography*, 13: 352–364. doi:10.1029/98PA00920.
- Broerse, A.T.C., Brummer, G.-J.A., van Hinte, J.E., 2000.** Coccolithophore export production in response to monsoonal upwelling off Somalia (northwestern Indian Ocean). *Deep Sea Research II*, 47: 2179–2205.
- Brönnimann, P., Stradner, H., 1960.** Die Foraminiferen- und *Discoasteriden*-zonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. *Erdoel-Zeitschrift fuer Bohr-und Foerdertechnik*. 76:364-369.
- Bukry, D., 1971.** Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean: San Diego Society of Natural History Transactions, v. 16, p. 303-327.
- Bukry, D., 1972.** Coccolith stratigraphy, Leg 11, Deep Sea Drilling Project: Deep Sea Drilling Project, *Init. Repts.*, 11: 475-482.
- Bukry, D., 1973.** Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Init. Repts. of the DSDP*,. Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States. Volume 15: 685–703.
- Bukry, D., 1974.** Coccoliths as paleosalinity indicators -evidence from the Black Sea. *Memoirs of the American Association of Petroleum Geologists*, 20, 353-363.
- Bukry, D., 1975.** Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. *Init. Repts. of the DSDP*,. Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States. Volume 32: 677–701.

- Bukry, D., 1978.** Biostratigraphy of Cenozoic marine sediments by calcareous nannofossils. *Micropaleontology*, 24: 44–60.
- Bukry, D., 1981.** Pacific coast coccolith stratigraphy between Point Conception and Cabo Corrientes, Deep Sea Drilling Project Leg 63. In: Yeats, R.S., Haq, B.U., et al., *Init. Repts. DSDP*, 63: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 445-471.
- Bukry, D., Bramlette, M.N., 1969.** Coccolith age determinations, Leg 1, Deep Sea Drilling Project. *Init. Repts. of the DSDP*, 1: 369-387.
- Bukry, D., Percival, S.F., 1971.** New Tertiary calcareous nannofossils. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*. 8:123-146
- Burke, K., 1988.** Tectonic evolution of the Caribbean. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16: 201-230.
- Burls, N.J., Fedorov, A.V., 2014a .** Simulating Pliocene warmth and a permanent El Niño-like state: The role of cloud albedo. *Paleoceanography*, 29: 893-910. doi:10.1002/2014PA002644.
- Burls, N.J., Fedorov, A.V., 2014b.** What controls the mean east– west sea surface temperature gradient in the equatorial Pacific: The role of cloud albedo. *J. Climate*, 27: 2757–2778, doi:10.1175/JCLI-D-13-00255.1.
- Burns, D.A., 1973.** Structural analysis of flanged coccoliths in sediments from the South West Pacific Ocean. *Revista Española de Micropaleontología*, 5 (1): 147-160.
- Burton, K.W., Ling, H., O’Nions, R.K., 1997.** Closure of the Central American isthmus and its effect on deep-water formation in the North Atlantic. *Nature*, 386: 382–385.
- Bush, M.B., Moreno, E., de Oliveira, P.E., Colinvaux, P.A., 2002.** Orbital-forcing signal in sediments of two Amazonian lakes, *J. Paleolim.*, 27: 341–352.
- Buzas, M.A., 1990.** Another look at confidence limits for species proportions. *J. Paleontology*, 64: 842-843.
- Cachão, M., Drago, T., Silva, A.D., Moita, T., Oliveira, A., Naughton, F., 2002.** The secret (estuarine?) life of *Helicosphaera carteri*: preliminary results. *Journal of Nannoplankton Research*, 24: 76–77.
- Cabarcos, E., 2014.** Evolución de la productividad en el Pacífico y Mar de Arabia durante la última deglaciación y el Holoceno. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca. 249 pp.
- Cabarcos, E., Flores, J.-A., Sierro, F.J., 2014.** High-resolution productivity record and reconstruction of ENSO dynamics during the Holocene in the Eastern Equatorial Pacific using coccolithophores. *Holocene*, 24: 176-187. doi:10.1177/0959683613516818.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1992.** A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 97: 13 917–951.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995.** Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100: 6093–6095.
- Cane, M.A., Molnar, P., 2001.** Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3 ± 4 million years ago. *Nature*, 411: 157–162.
- Cane, M.A., 2005.** The evolution of El Niño, past and future. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 230: 227–240, doi: 10.1016/j.epsl.2004.12.003.
- Cannariato, K.G., Ravelo, A.C., 1997.** Plio-Pleistocene evolution of eastern tropical Pacific surface water circulation and thermocline depth. *Paleoceanography*, 12, 805–820.
- Capone D.G., Hutchins, D.A., 2013.** Microbial biogeochemistry of coastal upwelling regimes in a changing ocean. *Nature Geoscience* 6, 711-717.
- Carter, R.M., McCave, I.N., Richter, C., Carter, L., et al., 1999.** *Proc. ODP, Init. Repts.*, 181: College Station, TX (Ocean Drilling Program): College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.181.2000.
- Castellanos, P., Varela, R., Muller-Karger, F., 2002.** Descripción de las áreas de surgencia al sur del Mar Caribe examinadas con el sensor infrarrojo AVHRR. *Mem. Soc. Cien. Nat. La Salle*, 154: 55–76.
- Castradori, D., 1993.** Calcareous nannofossils and the origin of eastern Mediterranean sapropel. *Paleoceanography*, 8 (4): 459–471.

- Cavalier-Smith, T., 1981.** Eukaryote kingdoms: seven or nine? *Biosystems*, 10: 93-114.
- Cavalier-Smith, T., 1986.** The Kingdom Chromista: origins and systematics. In: Progress in Phycological Research (F.E. Round y D.J. Chapman, eds.) Biopress Ltd., Bristol, 4: 309-347.
- Chaisson, W., Ravelo, A.C., 2000.** Pliocene development of the east–west hydrographic gradient in the equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 15: 497–505. doi:10.1029/1999PA000442.
- Chandler, M., Rind, D., Thompson, R., 1994.** Joint investigations of the middle Pliocene climate II: GISS GCM Northern Hemisphere results. *Global Planet. Change*, 9: 197-219.
- Chang, E.K.M., Fu, Y., 2002.** Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track intensity. *J. Clim.* 15, 642–658.
- Chapman, M.R., Chepstow-Lusty, A.J., 1997.** Late Pliocene climatic change and the global extinction of the *Discoasters*: an independent assessment using oxygen isotope records. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 134: 109-125.
- Charles, C.D., Hunter, D.E., Fairbanks, R.G., 1997.** Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of tropical climate. *Science*, 277 (5328): 925-928. doi:10.1126/science.277.5328.925.
- Chave, K.E., 1954.** Aspects of biochemistry of magnesium: 1. Calcareous marine organisms. *J. Geol.*, 62: 266-283.
- Chepstow-Lusty, A., Backman, J., Shackleton, N.J., 1989.** Comparison of Upper Pliocene *Discoaster* abundance variations from North Atlantic Sites 522, 607, 659, 658 and 662: further evidence for marine plankton responding to orbital forcing. Proceedings Ocean Drill Program, College Station, TX. Volume 108: 121– 141.
- Chepstow-Lusty, A., Backman, J., Shackleton, N.J., 1991.** Palaeoclimatic control of Upper Pliocene *Discoaster* assemblages in the North Atlantic. *J. Micropaleontology*, 9: 133–143.
- 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. *Memorie di Scienze Geologiche*, 44: 357–373.
- Chiang, J.C.H., Vimont, D.J., 2004.** Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere–Ocean Variability. *J. Climate*, 17 (21): 4143–4158.
- Chiang, J.C.H., Lintner B.R., 2005.** Mechanisms of remote tropical surface warming during El Niño. *J. Climate*, 18, 4130-4149.
- Claussen, M., Fohlmeister, J., Ganopolsky, A., Brovkin, V., 2006.** Vegetation dynamics amplifies precessional forcing. *Geoph. Res. Lett.*, 33 (9): L09709. doi:10.1029/2006GL0266111.
- Clemens, S., Prell, W., Murray, D., Shimmield, G., Weedon, G., 1991.** Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, 353: 720–725.
- Clement, A.C., Cane, M.A., 1999.** A role for the tropical Pacific coupled ocean-atmosphere system on Milankovitch and millennial timescales. Part I: A modeling study of tropical Pacific variability. In: P. Clark, R.S. Webb, and L.D. Keigwin (eds.), *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*: 363–371, AGU, Washington D.C.
- Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A., 2000.** Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography*, 15 (6): 731–737. doi:10.1029/1999PA000466.
- Clement, A.C., Cane, M.A., Seager, R., 2001.** An orbitally driven tropical source for abrupt climate change. *J. Climatol.*, 14: 2369–2375.
- Clement, A.C., Hall, A., Broccoli, A.J., 2004.** The importance of precessional signals in the tropical climate. *Clim. Dyn.*, 22: 327–341.
- Clocchiatti, M., Jerkovic, L., 1970.** "*Cruciplacolithus tenuiforatus*", nouvelle espèce de *Coccolithophoridè* du Miocène d'Algérie et de Yougoslavie. Cahiers de Micropal., ser. 2, n.o 2, Arch. orig. Centre Docum. C. N. R. S., n.O 467: 1-6, 2 pl.

- Coates, A.G., Jackson, J.B.C., Collins, L.S., Cronin, T.M., Dowsett, H.J., Bybell, L.M., Jung, P., Obando, J.A., 1992. Closure of the Isthmus of Panama: the near-shore marine record of Costa Rica and western Panama. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 814–828.
- Coates, A.G., Aubry, M.-P., Berggren, W.A., Collins, L.S., Kunk, M., 2003. Early Neogene history of the Central American arc from Bocas del Toro, western Panama. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.115, p. 271-287.
- Coates, A.G., Collins, L.S., Aubry, M.P., Berggren, W.A., 2004. The geology of the Darien, Panama, and the late Miocene–Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 116: 1327–1344.
- Cobb, K.M., Westphal, N., Sayani, H.R., Watson, J.T., Di Lorenzo, E., Cheng, H., Edwards, R.L., Charles, C.D., 2013. Highly Variable El Niño–Southern Oscillation Throughout the Holocene, 339 (6115): 67-70. doi:10.1126/science.1228246.
- Cohen, A., Owens, K.E., Layne, G., Shimizu, N., 2002. The effect of algal symbionts on the accuracy of Sr/Ca paleotemperatures from coral. *Science*, 296: 331–333.
- Collins, L.S., Coates, A.G., Berggren, W.A., Aubry, M.P., Zhang, J., 1996. The late Miocene Panama isthmian strait. *Geology*, 24: 687–690. doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0687:TLMPIS>2.3.CO;2.
- Colmenero-Hidalgo, E., 2004. Respuesta de las Asociaciones de Cocolitofóridos a los Cambios Climáticos del Cuaternario Final. Reconstrucción de la dinámica superficial y climática del Mediterráneo occidental y del mar de Arabia. Memoria Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 255 pp.
- Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.A., Sierro, F.J., Bárcena, M.Á., Löwemark, L., Schönfeld, J., Grimalt, J.O., 2004. Ocean surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alboran Sea (W Mediterranean). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 205: 317–336.
- Combourieu-Nebout, N., Vergnaud-Grazzini, C., 1991. Late Pliocene Northern Hemisphere glaciations: The continental and marine responses in the central Mediterranean. *Quat. Sci. Rev.*, 10 (4): 319–334.
- Conte M.H., Thompson A., Eglinton, G., 1995a. Primary production of lipid biomarker compounds by *Emiliana huxleyi*. Results from an experimental mesocosm study in fjords of southwestern Norway. *Sarsia*, 79: 319–331.
- Conte M.H., Thompson, A., Eglinton, G., Green, J.C., 1995b. Lipid biomarker diversity in the coccolithophorid *Emiliana huxleyi* (prymnesiophyceae) and the related species *Gephyrocapsa oceanica*. *J. Phycol.*, 31: 272–281.
- Cook S.S., Whittock, L., Wright, S.W., Hallegraeff, G.M., 2011. Photosynthetic pigment and genetic differences between two southern ocean morphotypes of *Emiliana huxleyi* (Haptophyta). *J. Phycol.*, 47: 615–626.
- Copin-Montégut, C., Raimbault, P., 1994. The Peruvian upwelling near 15°S in August 1986. Results of continuous measurements of physical and chemical properties between 0 and 200 m depth. *Deep-Sea Research I*, 41 (3): 439-467.
- Ćorić, S., Rögl, F., 2004. Roggendorf-1 borehole, a key-section for Lower Badenian transgressions and the stratigraphic position of the Grund Formation (Molasse Basin, Lower Austria). *Geologica Carpathica*, 55: 165–178.
- Corredor, J.E., Morell, J.M., 2001. Seasonal variation of physical and biogeochemical features in eastern Caribbean Surface Water. *J. Geophys. Res.*, 106 (C3): 4517–4525.
- Cortés, M.Y., Bollman, J., Thierstein, H.R., 2001. Coccolithophore ecology at the HOT station Aloha, Hawaii. *Deep-Sea Research II*, 48: 1957–1981.
- Covey & Hastenrath, 1978. The Pacific El Niño phenomenon and the Atlantic circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 106: 1280-1287.
- Coward, M.P., 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned and the continuation of thrusts to deep in the crust. *J. Struct. Geol.* 5, 113–23.

Bibliografía

- Cristini, L., Grosfeld, K., Butzin, M., Lohmann, G., 2012.** Influence of the opening of the Drake Passage on the Cenozoic Antarctic Ice Sheet: a modeling approach. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 339-341: 66–73.
- Croll, J., 1864.** On the Physical Cause of the Change of Climate During Geological Epochs. *Philosophical Magazine*, 28: 121–37.
- Cromwell, T., Montgomery, R.B., Stroup, E.D., 1954.** Equatorial undercurrent in the Pacific Ocean revealed by new methods. *Science*, 119 (3097) 648–649.
- Cronin, T.M., Whatley, F., Wood, A., Tsukagoshi, A., Ikeya, N., Brouwers, E.M., Briggs, W.M., Jr., 1993.** Microfaunal evidence for elevated Pliocene temperatures in the Arctic Ocean. *Paleoceanography*, 8: 161–173.
- Cros, L., Kleijne, A., Zeltner, A., Billar, C., Young, J.R., 2000.** New examples of holococcolith-heterococcolith combination coccospheres and their implications for coccolithophorid biology. *Mar. Micropaleontol.*, 39: 1-34.
- Cros, L., Fortuño, J.M., 2002.** Atlas of Northwestern Mediterranean Coccolithophores. *Scientia Marina*, 66 (1): 7-182.
- Crowley, T.J., 1996.** Pliocene climates: The nature of the problem. *Mar. Micropaleontol.*, 27: 3–12.
- Cruz Jr., F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L., Viana, O., 2005.** Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434: 63–66.
- Cullen, J.L., Curry, W.B., 1997.** Variations in planktonic foraminifer faunas and carbonate preservation at Site 927: evidence for changing surface water conditions in the western tropical Atlantic Ocean during the middle Pleistocene. In: Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., and Bralower, T.J. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 207–228. doi:10.2973/odp.proc.sr.154.111.1997
- Curry, W.B., Oppo, D.W., 1997.** Synchronous, high-frequency oscillations in tropical sea surface temperatures and North Atlantic deep water production during the last glacial cycle. *Paleoceanography*, 12 (1): 1–14.
- Curry, W.B., Shackleton, N.J., Richter, C., et al., 1995.** *Proc. ODP, Init. Repts.*, 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.154.1995.
- Curtis, S., Hastenrath, S., 1995.** Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. *J. Geophys. Res.*, 100: 15 835–15 847. doi:10.1029/95JC01502.
- Davis, J.C., 1986.** *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons.
- Davis, X.J., Straneo, F., Kwon, Y.O, Kelly, K.A., Toole, J.M., 2011.** Evolution and Formation of North Atlantic Eighteen Degree Water in the Sargasso Sea from Moored Data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 91: 11-24. doi:10.1016/j.dsr2.2013.02.024.
- Davies, R., Cartwright, J., Pike, J., Line, C., 2001.** Early Oligocene initiation of North Atlantic Deep Water formation. *Nature*, 410: 917-920.
- Davies, A., Kemp, A.E.S., Palike, H., 2011.** Tropical ocean-atmosphere controls on inter-annual climate variability in the Cretaceous Arctic. *Geoph. Res. Lett.*, 38, L03706. doi:10.1029/2010GL046151.
- Davies, A., Kemp, A.E.S., Weedon, G.P., Barron, J.A., 2012.** El Niño–Southern Oscillation variability from the Late Cretaceous Marcellus Shale of California. *Geology*, 40 (1): 15–18; doi:10.1130/G32329.1.
- de Kaenel, E., Siesser, W.G., Murat, A., 1999.** Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy and the western Mediterranean sapropels, Sites 974 to 977 and 979. In: Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 159–183.
- de Leeuw, J.W., van der Meer, F.W., Rijpstra, W.I.C., Schenck, P.A., 1980.** On the occurrence and structural identification of long chain unsaturated ketones and hydrocarbons in

- sediments, in *Advances in Organic Geochemistry 1979*, edited by A. C. Douglas and J. R. Maxwell: 211–217, Elsevier, New York.
- DeConto, R., Pollard, D., 2003a.** A coupled climate-ice sheet modeling approach to the Early Cenozoic history of the Antarctic Ice Sheet. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 198: 39-53.
- DeConto, R., Pollard, D., 2003b.** Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature* 421: 245-249.
- DeConto, R.M., Pollard, D., Wilson, P.A., Palike, H., Lear, C.H., Pagani, M., 2008.** Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. *Nature*, 455 (7213): 652–656.
- Deflandre, G., 1942.** Possibilités morphogénétiques comparées du calcaire et de la silice, à propos d'un nouveau type de microfossile calcaire de structure complexe, *Lithostromation perdurum* n. gen. n. sp. C.r. Seances Acad Sci. Paris, 214: 917-19.
- Deflandre, G., Fert, C., 1954.** Observations sur les Coccolithophorides actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. *Annales de Paleontologie.* 40: 115-176.
- Dekens, P.S., Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.J., 2002.** Core top calibration of Mg/Ca in tropical foraminifera: Refining paleotemperature estimation. *Geochem., Geophys., Geosys.*, 3: doi:10.1029/2001GC000200
- Dekens, P.S., Ravelo, A.C., McCarthy, M.D., 2007.** Warm upwelling regions in the Pliocene warm period. *Paleoceanography*, 22, PA3211, doi:10.1029/2006PA001394.
- deMenocal, P., 1995.** Plio-Pleistocene African Climate. *Science*, 270, 53–59.
- deMenocal, P., 2004.** African climate change and faunal evolution during the Pliocene-Pleistocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 220: 3–24.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994.** Effects of a recent revision to geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191–2194.
- Dengo, G., 1985.** Tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to Northwestern Colombia. In: Nairn, A.E., Stehli, F.G. and Uyeda, S. (Eds.), *The Pacific Ocean: The ocean basins and margins*, 7A. Plenum Press, New York: 123–180.
- Dennison, J.M., Hay, W.W., 1967.** Estimating the needed sampling area for subaquatic ecologic studies. *Journal of Paleontology*, 41: 706-708.
- D'hondt, S., Arthur, M.A., 1996.** Late Cretaceous oceans and the cool tropic paradox. *Science*, 271: 1838–1841.
- Di Stefano, A., Verducci, M., Lirer, F., Ferraro, L., Iaccarino, S.M., Hüsing, S.K., Hilgen, F.J., 2010.** Paleoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis in the Central Mediterranean: Integrated data from the Upper Miocene Trave section (Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 297: 37–53.
- Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.K., Owen, R.M., 1995.** Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography* 10, 965–971.
- Dickens, G.R., Castillo, M.M., Walker, J.C.G., 1997.** A blast of gas in the latest Paleocene: simulating first order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrates. *Geology* 25, 259–262.
- Dmitrenko, O.B., 1985.** Zakonomernosti raspredileniya izvestkovogo nannoplanktona v donnykh osadkakh severo-zapadnoy chasti indijskogo okeana. *Okeanologia*, 25: 483-488.
- Donnelly T.W., 1989.** Geologic history of the Caribbean and Central America. In: Bally A.W. & Palmer A.R. (eds.) *The Geology of North America*. Vol. A: An overview. Colorado, Geological Society of America, 299-321.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Kaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D., 1990.** History and tectonics setting of Caribbean magmatism. En: Dengo, G., Case, J. E. (Eds). *The Geology of North America*. Vol. H. The Caribbean Region (A Decade of North American Geology). Geological Society of America. Boulder, Co., 339–374.

Bibliografia

- Dowsett, H.J., Cronin, T.M., 1990.** High eustatic sea level during the middle Pliocene: Evidence from the southeastern U.S. Atlantic Coastal Plain. *Geology*, 18: 435-438.
- Dowsett, H.J., Poore, R.Z., 1991.** Pliocene sea-surface temperatures of the North Atlantic Ocean at 3.0 Ma. *Quat. Sci. Rev.*, 10: 189-204.
- Dowsett, H.J., Cronin, T.M., Poore, R.Z., Thompson, R.S., Watley, R.C., Wood, A.M., 1992.** Micropaleontological evidence for increased meridional heat transport in the North Atlantic during the Pliocene. *Science*, 258: 1133-1135.
- Dowsett, H.J., Thompson, R.S., Barron, J.A., Cronin, T.M., Fleming, R.F., Ishman, S.E., Poore, R.Z., Willard, D.A., Holtz, T.R., 1994.** Joint investigations of the middle Pliocene climate I: PRISM paleoenvironmental reconstructions. *Global Planet. Change*, 9: 169-195.
- Dowsett, H.J., Barron, J.A., Poore, R.Z., Thompson, R.S., Cronin, T.M., Ishman, S.E., Willard, D.A., 1999.** Middle Pliocene paleoenvironmental reconstruction: PRISM2, U.S. Geological Survey Open File Rep., 99-535.
- Dowsett, H.J., Robinson, M.M., Foley, K.M., 2009.** Pliocene three-dimensional global ocean temperature reconstruction: *Climate of the past discussion*, 5: 1901-1928.
- Driever, B.W.M., 1981.** A quantitative study of Pliocene associations of *Discoaster* from the Mediterranean. *Proc. K. Ned. Akad. Wet., Ser. B: Palaeontol., Geol., Phys., Chem.*, 84: 437-455.
- Driever, B.W.M., 1984.** The terminal record of *Discoaster* in the Mediterranean and in the Atlantic D.S.D.P. site 397 and the Pliocene-Pleistocene boundary. *Proc. Koninklijke Neederlaudse Ak. Wetenschappen*, 87 (1): 77-102.
- Driever, B.W.M., 1988.** Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction of the Mediterranean Pliocene. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 36: 245 pp.
- Driscoll, N.W., Haug, G.H., 1998.** A short circuit in the Thermohaline Circulation: A cause for Northern Hemisphere Glaciation? *Science*, 282: 436-438.
- Dryden., A.L., 1931.** Accuracy in percentage representations of heavy mineral frequency. *Proceedings of the National Academy of Science*, 17: 233-238.
- Dugdale, R.C., Wischmeyer, A.G., Wilkerson, F.P., Barber, R.T., Chai, F., Jiang, M.-S., Peng, T.-H., 2002.** Meridional asymmetry of source nutrients to the equatorial Pacific upwelling ecosystem and its potential impact on ocean-atmosphere CO₂ flux; a data and modeling approach. *Deep Sea Res., Part II*, 49: 2513-2531. doi:10.1016/S0967-0645(02)00046-2.
- Duncan, R.A., Hargraves, R.B., 1984.** Plate-tectonics evolution of the Caribbean Region in the mantle reference frame. En: Bonini, W., Hargraves, R. B., Shagam, R. (Eds). *The Caribbean – South American plate boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America Memorials, 162: 81-93.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W., Ruddiman, W.F., Caralp, M., Hendy, C.H., 1984.** ¹³C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: Implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quaternary Research*, 21: 225-243.
- Duque-Caro, H., 1990.** Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobiogeography in northwest South America and the evolution of the Panama Seaway. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 77: 203- 234.
- Edgar, N.T., Ewing, J.I., Hennion, J., 1971.** Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *AAPG Bull*, 55: 833-870.
- Edgar, K.M., Pälike, H., Wilson, P.A., 2013.** Testing the impact of diagenesis on the δ¹⁸O and δ¹³C of benthic foraminiferal calcite from a sediment burial depth transect in the equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 28: 468-480, doi:10.1002/palo.20045.
- Edwardsen, B., Eikrem, W., Green, J.C., Andersen, R.A., Moon-Vanderstaay, S.Y. Medlin, L.K., 2000.** Phylogenetic reconstructions of the Haptophyta inferred from 18S ribosomal DNA sequences and available morphological data. *Phycologia*, 39: 19-35.

- Edwards, A.R., 1968.** The calcareous nannoplankton for Tertiary New Zealand Climates. *Tuatara*, 16: 26–31.
- Eggins, S., De Deckker, P., Marshall, J., 2003.** Mg/Ca variation in planktonic foraminifera shells: Implications for reconstruction of paleoseawater temperature and habitat migration, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 212: 291-306
- Einsele, G., 2000.** Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget. Second edition. SpringerVerlag. Berlin. 792 pp.
- Elderfield, H., Ganssen, G., 2000.** Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature*, 405: 442-445
- Elderfield, H., Vautravers, M., Cooper, M., 2002.** The relationship between shell size and Mg/Ca, Sr/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of species of planktonic foraminifera. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 3 (8):1052. doi:10.1029/2001GC000194
- Eldholm, O., Thomas, E., 1993.** Environmental impact of volcanic margin formation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117: 319–329.
- Elliot, M., Welsh, K., Driscoll, R., 2013.** Giant clam recorders of ENSO variability. *PAGES news*, 21 (2): 54–55.
- Emery, W.J., 2003.** Water types and water masses. Ocean Circulation. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. Elsevier Science, 1556-1567.
- Emile-Geay, J., Cane, M.A., Seager, R., Kaplan, A., Almasi, P., 2007.** El Niño as a mediator of the solar influence on climate, *Paleoceanography*, 22, PA3210. doi:10.1029/2006PA001304.
- Emiliani, C., 1955.** Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63: 538–578.
- Emiliani, C., Geiss, J., 1959.** On glaciations and their causes. *International Journal of Earth Sciences*, 46: 576–601.
- Enfield, D.B., Mayer, D.A., 1997.** Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño–Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 102: 929–945.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., 1953.** Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64: 1315–1325.
- Estrada, M., 1978.** Mesoscale heterogeneities of the phytoplankton distribution. In: Boje, R., Tomezak, M. (Eds.), *The Upwelling Region of northwest Africa. (Upwelling Ecosystems)*. Springer, Berlin: 15–23.
- Etourneau J., Robinson R.S., Martinez P., Schneider R.R., 2013.** Equatorial Pacific peak in biological production regulated by nutrient and upwelling during the late Pliocene/early Pleistocene cooling. *Biogeosciences*, 10 (8): 5663-5670.
- Evans, D.B.J., Müller, W., Todd, J.A., Renema, W., 2011.** An Eocene analogue for the future oceanic response to increased CO₂—Existence of a tropical thermostat?, *Mineral. Mag.*, 75: 821.
- Evans, D., Müller, W., 2012.** Deep time foraminifera Mg/Ca paleothermometry: Nonlinear correction for secular change in seawater Mg/Ca. *Paleoceanography* 27, PA4205.
- Farinacci, A., 1971.** Round Table on calcareous Nannoplankton. In: A. Farinacci (ed.), *Proceedings of the II Planktonic Conference*: 1343-1369. Tecnoscienza, Roma.
- Farrell, J.W., Raffi, I., Janecek, T.C., Murray, D.W., Levitan, M., Dadey, K.A., Emeis, K.-C., Lyle, M., Flores, J.-A., Hovan, S., 1995a.** Late Neogene sedimentation patterns in the eastern equatorial Pacific Ocean. In Piasias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., and van Andel, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 138: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 717–756. doi:10.2973/odp.proc.sr.138.143.1995
- Farrell, J.W., Murray, D.W., McKenna, V.S., Ravelo, A.C., 1995b.** Upper ocean temperature and nutrient contrasts inferred from Pleistocene planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in the eastern equatorial Pacific. In Piasias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., and van Andel, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 138: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 289–319. doi:10.2973/odp.proc.sr.138.115.1995

Bibliografía

- Fedorov, A.V., Philander, S.G., 2000. Is El Niño changing?. *Science*, 288: 1997–2002, doi:10.1126/science.288.5473.1997.
- Fedorov, A.V., Dekens, P.S., McCarthy, M., Ravelo, A.C., deMenocal, P.B., Barreiro, M., Pacanowski, R.C., Philander, S.G., 2006. The Pliocene paradox (mechanisms for a permanent El Niño). *Science*, 312: 1485–1489. doi:10.1126/science.1122666.
- Fiedler, P.C., Philbrick, V., Chavez, F.P., 1991. Oceanic upwelling and productivity in the eastern tropical Pacific. *Limnol Oceanogr.*, 36: 1834–1850.
- Filippelli, G.M., Flores, J.-A., 2009. From the warm Pliocene to the cold Pleistocene: A tale of two oceans. *Geology*, 37 (10): 959–960. doi: 10.1130/focus102009.1.
- 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. *Mar. Micropaleontol.*, 40: 403–416.
- Firth, J.V., Wise Jr., S.W., 1992. A preliminary study of the evolution of Chiasmolithus in the middle Eocene to Oligocene of Sites 647 and 748, ODP Leg 120. In: Schlich, R., Wise Jr., S.W. (Eds.), *Proc. of the ODP, Sci. Res.*, 120. College Station, TX, USA, 493–508.
- Flores, J.A., 1985. Nanoplankton calcáreo en el Neógeno del borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España). (Inédita). Memoria Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 714 pp.
- Flores, J.A., Sierro, F.J., 1987. Calcareous plankton in the Tortonian/Messinian Transition Series of the northwestern edge of the Guadalquivir Basin. In: Stradner, H., Perch-Nielsen, K. (Eds.), International Nannoplankton Association Vienna Meeting 1985 Proceedings, vol. 39. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 67–84.
- _____, Sierro, F.J., 1989. Calcareous nannoflora and planktonic foraminifera in the Tortonian-Messinian boundary interval of East Atlantic DSDP sites and their relation to Spanish and Moroccan sections. In Crux, J.A., and van Heck, S.E. (Eds.), *Nannofossils and Their Applications*. Chichester (Ellis Horwood): 249–266.
- _____, 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 (3):279–288.
- _____, 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). En Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., and van Andel, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 138: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 163–176. doi:10.2973/odp.proc.sr.138.109.1995
- _____, Sierro, F.J., 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology*, 43: 321–324.
- _____, Sierro, F.J., Frances, G., Vazquez, A., Zamarrano, I., 1997. The last 1000.000 years in the western Mediterranean: sea surface water and frontal dynamics as revealed by coccolithophores. *Mar. Micropaleontol.*, 29: 351–366.
- _____, Gersonde, R., Sierro, F.J., 1999. Pleistocene fluctuations in the Agulhas current retroflexion based on the calcareous plankton record. *Mar. Micropaleontol.*, 37: 1–22.
- _____, 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. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 161:459–478. doi: 10.1016/S0031-0182(00)00099-7
- _____, Marino, M., 2002. Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of the Southern Ocean). *Mar. Micropaleontol.*, 45: 191–224.
- _____, Sierro, F.J., Filippelli, G.M., Bárcena, M.Á., Pérez-Folgado, M., Vázquez, A., Utrilla, R., 2005. Surface water dynamics and phytoplankton communities during deposition of cyclic late Messinian sapropel sequences in the western Mediterranean. *Mar. Micropaleontol.*, 56: 50–79.
- _____, Sierro, F.J., 2013. Paleoceanography, Biological Proxies. Coccoliths. Encyclopedia of Quaternary Science. Oxford, Elsevier: 783–794.

- Ford, H., Ravelo, A.C., Hovan, S., 2012.** A deep Eastern Equatorial Pacific thermocline during the early Pliocene warm period. *Earth and Planetary Science Letters*, 355: 152–161.
- Forget, G., Maze, G., Buckley, M., Marshall, J., 2011.** Estimated seasonal cycle of North Atlantic Eighteen Degree Water Volume. *J. Phys. Oceanogr.*, 41: 269–286. doi:10.1175/2010JPO4257.1.
- Fornaciari, E., Di Stefano, A., Rio, D., Negri, A., 1996.** Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 42: 37–63.
- Foster, G.L., Seki, O., Pancost, R.D., Schmidt, D.N., 2009.** pCO₂ and climate: Evidence from boron based proxies of pH and pCO₂. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73 (13), suppl. 1, A391.
- Frank, M., Reynolds, B.C., O’Nions, R.K., 1999.** Nd and Pb isotopes in Atlantic and Pacific water masses before and after closure of the Panama gateway. *Geology*, 27: 1147–1150.
- Fujiwara, S., Tsuzuki, M., Kawachi, M., Minaka, N., Inouye, I., 2001.** Molecular phylogeny of the haptophyta based on the *rbcl* gene and sequence variation in the spacer region of the RUBISCO operon. *Journal of Phycology*, 37: 121–129.
- Fukuoka, J., Ballester, A., Cervigon, F., 1964.** An analysis of hydrographical conditions in the Caribbean Sea, III-especially about upwelling and sinking. *Studies on Oceanography*, Hidaka commemoration, 145–149, Univ. of Washington Press, Seattle.
- Fukuoka, J., 1966.** Coastal upwelling near Venezuela. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 5 (1-2): 84–95.
- Gagan, M., Ayliffe, L., Hopley, D., Cale, J., Mortimer, G., Chappell, J., McCulloch, M., Head, M., 1998.** Temperature and surface ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific. *Science*, 279: 1014–1018.
- Galeotti, S., von der Heydt, A., Huber, M., Bice, D., Dijkstra, H., Jilbert, T., Lanci, L., Reichert, G.J., 2010.** Evidence for active El Niño Southern Oscillation variability in the Late Miocene greenhouse climate: *Geology*, 38: 419–422. doi:10.1130/G30629.1
- Ganeshram, R.S., Pedersen, T.F., Calvert, S.E., McNeill, G.W., Fontugne, M.R., 2000.** Glacial-interglacial variability in denitrification in the world’s oceans: Causes and consequences. *Paleoceanography*, 15: 361 – 376. doi:10.1029/1999PA000422.
- Gard, G., Backman, J., 1990.** Synthesis of arctic and subarctic coccolith biochronology and history of North Atlantic Drift water influx during the last 500,000 years. In Bleil, U., and Thiede, J. (Eds.), *The History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic: NATO ASI Ser.*, C308:417-436.
- Gard, G., Crux, J., 1991.** Preliminary results from Hole 704A: Arctic-Antarctic correlation through nannofossil biochronology. In: Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y. et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 114: 193-200.
- Gartner, S., 1967.** Calcareous nannofossils from Neogene of Trinidad, Jamaica, and Gulf of Mexico. *Kans. Univ. Paleontol. Contrib. Pap.* 29: 1–7.
- _____, **1969.** Correlation of Neogene planktonic foraminifera and calcareous nannofossil zones. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*. 19: 585-599.
- _____, **1988.** Paleoceanography of the Mid-Pleistocene. *Mar. Micropaleontol.*, 13: 23–46.
- _____, **1992.** Miocene nannofossil chronology in the North Atlantic, DSDP Site 608. *Mar. Micropaleontol.*, 18: 307-331.
- Gartner, S., Bukry, D., 1974.** *Ceratolithus acutus* Gartner and Bukry n. sp. and *Ceratolithus amplificus* Bukry and Percival - nomenclatural clarification. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*. 11:115-118.
- _____, **Bukry, D., 1975.** Morphology and phylogeny of the coccolithophycean family *Ceratolithaceae*. *United States Geological Survey, Journal of Research*, 3: 451-465.
- Gartner, S., Chen, M. P., Stanton, R. J., 1979.** Late Neogene history in the American Mediterranean. VII Int. Congr. Med. Neog., Athens 1979. *Ann. Geol. Pays Hell&r.*, Spec. Pnbl.: 425-437.

- Gartner, S., Chen, M. P., Stanton, R. J., 1983.** Late Neogene nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of the northeastern Gulf of Mexico and adjacent areas. *Mar. Micropaleontol.*, 8: 7-50.
- Gartner, S., Chow, J., Stanton, R. J., 1987.** Late Neogene paleoceanography of the eastern Caribbean, the Gulf of Mexico and the eastern equatorial Pacific. *Mar. Micropaleontol.*, 12: 255-304.
- Gayral, P., Fresnel, J., 1983.** Description, sexualité et cycle de développement d'une nouvelle Coccolithophoracée (Prymnesiophyceae): *Pleurochrysis pseudoroscoffensis* sp. nov. *Protistologica*, 19: 245-261.
- 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: 531-550.
- Geitzenauer, K.R., Roche, M.B., McIntyre, A., 1977.** Coccolith biogeography from North Atlantic and Pacific surface sediments; a comparison of species distribution and abundances. In: A.T.S. Ramsay (Editor), *Oceanic Micropalaeontology*, 2. Academic Press, London. 973-1008.
- Gibbs, S.J., Shackleton, N.J., Young, J.R., 2004.** Orbitally-forced climate signals in mid Pliocene nannofossil assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 51, 39-56.
- Gibbs, S.J., Young, J.R., Bralower, T.J., Shackleton, N.J., 2005.** Nannofossil evolutionary events in the mid-Pliocene: an assessment of the degree of synchrony in the extinctions of *Reticulofenestra pseudoumbilicus* and *Sphenolithus abies*. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 217: 155-172.
- Giraudeau, J., 1992.** Distribution of recent nannofossils beneath the Benguela system: southwest African continental margin. *Marine Geology*, 108: 219- 237.
- Giraudeau, J., Rogers, J., 1994.** Phytoplankton biomass and sea-surface temperature estimates from sea-bed distribution of nannofossils and planktonic foraminifera in the Benguela upwelling system. *Micropaleontology*, 40 (3): 275-285.
- Glasby, G.P., 2006.** Manganese: Predominant Role of Nodules and Crusts. In Schulz, H.D., Zabel, M. eds. *Marine Geochemistry*, 2nd Edition: Berlin, Springer-Verlag, 371-428.
- Godfrey, J.S., 1989.** A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the ocean allowing for island circulations. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 45: 89-112.
- Gordon, A.L., 1967.** Circulation of the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 72: 6207-6223.
- _____, 1986. Interocean exchange of thermocline water. *J. Geophys. Res.*, 91: 5037-5046.
- _____, 2001. Bottom water formation. In J. Steele, S. Thorpe & K. Turekian (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Columbia University, New York: 334-340.
- Green, J.C., Leadbeater, B.S.C., 1994.** The haptophyte algae. Systematics Association Special Volume 51. 446 pp. Clarendon Press, Oxford, UK.
- Grelaud, M., Schimmelmann, A., Beaufort, L., 2009.** Coccolithophore response to climate and surface hydrography in Santa Barbara Basin, California, AD 1917-2004, *Biogeosciences*, 6: 2025-2039, doi:10.5194/bg-6-2025-2009.
- Groeneveld, J., 2005.** Effect of the Pliocene closure of the Panamanian Gateway on Caribbean and East Pacific sea surface temperatures and salinities by applying combined Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ measurements (5.6-2.2 Ma). Ph.D. Thesis, Univ. of Kiel, Kiel, Germany. 161 pp.
- Groeneveld, J., Steph, S., Tiedemann, R., Garbe-Schönberg, D., Nürnberg, D., Sturm, A., 2006.** Pliocene mixed-layer oceanography for Site 1241, using combined Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ analyses of *Globigerinoides sacculifer*. En: Tiedemann, R., Mix, A.C., Richter, C., and Ruddiman, W.F. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 202: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1-27. doi:10.2973/odp.proc.sr.202.209.2006.

- Guzmán, G., 2007.** Stratigraphy and Sedimentary Environment and Implications in the Plato Basin and the San Jacinto Belt, Northwestern Colombia. Ph.D. Thesis, University of Liège, Belgium, 487 pp.
- Gu, D., Philander, S.G.H., 1997.** Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 275: 805–807. doi:10.1126/science.275.5301.805
- Guo, W., Kim, S., Thiagarajan, N., Adkins, J.F., Eiler, J.M., 2009.** Mechanisms for “Vital Effects” in Biogenic Carbonates: New Perspectives Based on Abundances of ^{13}C - ^{18}O Bonds. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2009.
- Hadley, G., 1735.** On the cause of the general trade winds. *Phil. Trans., Roy. Soc.* 34: 58–62.
- Haeckel, E., 1866.** *Generelle Morphologie der Organismen*. Reimer, Berlin.
- _____, **1887.** Report on radiolaria collected by H. M. S. Challenger during the years 1873–1876, in CW Thompson & J Murray [eds.], *The Voyage of the H. M. S. Challenger*. 18 (1), 1760+ pp. Acantharea
- Hagelberg, T., Pisias, N., Elgar, S., 1991.** Linear and nonlinear couplings between orbital forcing and the marine $\delta^{18}\text{O}$ record during the late Neogene. *Paleoceanography*, 6 (6): 729–746.
- Hagino, K., Okada, H., 2001.** Morphological observations of living *Gephyrocapsa crassipons*. *Journal of Nannoplankton Research*, 23(1): 3–7.
- Hagino, K., Bendif, E.M., Young, J.R., Kogame, K., Probert, I., Takano, Y., Horiguchi, T., de Vargas, C., Okada, H., 2011.** New evidence for morphological and genetic variation in the cosmopolitan coccolithophore *Emiliana huxleyi* (Prymnesiophyceae) from the COX1b-ATP4 GENES1, *J. Phycol.*, 47: 1164–1176. doi:10.1111/j.1529-8817.2011.01053.x.
- Haidar, A.T., Thierstein, H.R., 1997.** Calcareous phytoplankton dynamics at Bermuda (N. Atlantic). EGU 9 Abstr. Suppl. 1. Terra Nova, 9, 602.
- Haidar, A.T., Thierstein, H.R., 2001.** Coccolithophore dynamics off Bermuda (N Atlantic). *Deep-Sea Research II*, 48: 1925–1956
- Haidar, A.T., Thierstein, H.R., Deuser, W.G., 2000.** Calcareous phytoplankton standing stocks, fluxes and accumulation in Holocene sediments off Bermuda (N. Atlantic). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 47, 1907–1938, doi:10.1016/S0967-0645(00)00011-4.
- Hall, R., Audley-Charles, M.G., Banner, F.T., Hidayat, S., Tobing, S.L., 1988.** Late Paleogene-Quaternary geology of Halmahera, eastern Indonesia: initiation of a volcanic island arc. *J. Geol. Soc. Lond* 145, 577–590.
- Hall, F.R., Bloemendal, J., King, J.W., Arthur, M.A., Aksu, A.E., 1989.** Middle to late Quaternary sediment fluxes in the Labrador Sea, ODP Leg 105, Site 646: a synthesis of rock-magnetic, oxygen-isotopic, carbonate, and planktonic foraminiferal data. In Srivastava, S.P., Arthur, M.A., Clement, B., *et al.*, *Proc. ODP, Sci. Results*, 105: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 653–688.
- Halldal, P., Markali, J., 1955.** Electron microscope studies on coccolithophorids from the Norwegian Sea, the Gulf Stream and the Mediterranean. *Nor. Vidensk.-Akad. Oslo, Avh. Mat.-Nat. Kl.*, 1: 1–30.
- Halley, E., 1686.** An Historical Account of the Trade Winds, and Monsoons observable in the Seas between and Near the Tropics, with an Attempt to Assign the Physical Cause of the Said Winds. *Phil. Trans., Roy. Soc.* 16, 153–168.
- Hallock, P., 1987.** Fluctuations in the trophic resource continuum: a factor in global diversity cycles? *Paleoceanography*, 2: 457–471.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001.** PAST: *Paleontological Statistics software package for education and data analysis* version 2.09. *Palaeontologia Electronica* 4 (1): 9 pp. <http://folk.uio.no/ohammer/past/>

Bibliografia

- Hammer, Ø., 1999-2015.** PAST: PAleontological STatistics Version 3.05 Reference manual. Natural History Museum University of Oslo. <http://folk.uio.no/ohammer/past/past3manual.pdf>
- Haq, B.U., 1976.** Coccoliths in cores from the Bellinghausen abyssal plain and Antarctic continental rise (DSDP Leg 35). *Init. Repts. of the DSDP*, 35:557-567.
- _____, **1978.** Calcareous nannoplankton. En Haq, B.U., y Boersma, A. (Eds.), Introduction to Marine Micropaleontology: New York (Elsevier): 79-107.
- _____, **1980.** Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean. *Micropaleontology*, 26: 414-443.
- _____, **1983.** Jurassic to recent nannofossil biochronology: an update. In: B.U. Haq, Editor, Benchmark Papers in Geology. Vol. 78, Nannofossil Biostratigraphy, Hutchinson Ross, Stroudsburg, Penn, 358-378.
- Haq, B.U., Berggren, W.A., Couvering, J.A., 1977.** Corrected age of the Pliocene – Pleistocene boundary. *Nature*, 269 (5268): 483-488.
- Haq, B.U., Lohmann, G.P., 1976.** Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, 1: 119-194.
- Haq, B.U., Berggren, W.A., 1978.** Late Neogene calcareous plankton biochronology of the Rio Grande Rise (South Atlantic Ocean). *Journal of Paleontology*. 52: 1167-1194.
- Haq, B.U., Boersma, A., 1978.** Introduction to Marine Micropaleontology. Elsevier, 376pp.
- Harkness, D.D., 1979.** Radiocarbon dates from Antarctica. *British Antarctic Survey Bulletin*, 47: 43-59.
- Harper, D.A.T. (ed.) 1999.** Numerical Palaeobiology. Computer-Based *Modelling and Analysis of Fossils and their Distributions*. x+468 pp. Chichester, New York, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto: John Wiley & Sons. ISBN 0 471 97405 6.
- Harris, S.E., Mix, A.C., 1999.** Pleistocene precipitation balance in the Amazon basin recorded in deep sea sediments. *Quaternary Research*, 51: 14-26.
- Hauff, F., Hoernle, K., Schemincke, H.U., Werner, R., 1997.** A mid Cretaceous origin for the Galapagos hotspot: volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rica oceanic crustal segments. *Geol. Rundsch*, 86: 141-155.
- Haug, G.H., Tiedemann, R., 1998.** Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean Thermohaline Circulation. *Nature* 393, 673-676.
- Haug, G.H., Tiedemann, R., Keigwin, L.D.Jr., 2004.** How the Isthmus of Panama Put Ice in the Arctic. Drifting continents open and close gateways between oceans and shift Earth's climate. *Oceanus Magazine* 42, No.2.
- Haug, G.H., Ganopolski, A., Sigman, D.M., Rosell-Mele, A., Swann, G.E.A., Tiedemann, R., Jaccard, S.L., Bollmann, J., Maslin, M.A., Leng, M.J., Eglinton, G., 2005.** North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. *Nature*, 433: 821-825.
- Hay, W.W., Moler, H.P., Wade, M.E., 1966.** Calcareous nannofossils from Nalchik (Northwest Caucasus). *Ecolgae Geologicae Helvetiae* 59 (1): 379-399.
- Hay, W.W., 1977.** Calcareous Nannofossils. In: *Oceanic Micropaleontology* (Ramsay Ed.) Academic Press 2: 1055-1200.
- Hay, W.W., 1996.** Tectonics and climate. *Geol. Rundsch.*, 85 (3): 409-437. doi:10.1007/s005310050086
- Hayashi, T., Ohno, M., Acton, G., Guyodo, Y., Evans, H.F., Kanamatsu, T., Komatsu, F., Murakami, F., 2010.** Millennial-scale iceberg surges after intensification of Northern Hemisphere glaciation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q09Z20. doi:10.1029/2010GC003132.
- Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Sabaa, A.T., Sikes, E.L., 2005.** Deep-sea benthic foraminiferal record of the Middle Pleistocene Climate Transition in the South-west Pacific. In: M. J. Head and P. L. Gibbard (eds.). *Early Middle Pleistocene transitions: the land-ocean evidence*. Geological Society (London), Special Publication, 247: 85-115.

-
- Haywood, A.M., Valdes, P.J., Sellwood, B.W., 2000.** Global scale palaeoclimate reconstruction of the middle Pliocene climate using the UKMO GCM. *Initial results, Global Planet. Change*, 25: 239–256.
- Haywood, A.M., Ravelo, A.C., Dekens, P., Williams, M., 2005.** Warmer tropics during the Mid-Pliocene? Evidence from alkenone paleothermometry and a fully coupled ocean–atmosphere GCM. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q03010. doi:10.1029/2004GC000799.
- Haywood, A.M., Valdes, P.J., Peck, V.L., 2007.** A permanent El Niño-like state during the Pliocene?. *Paleoceanography*, 22, PA1213. doi:10.1029/2006PA001323.
- Hellweger, F.L., Gordon, A.L., 2002.** Tracing Amazon River water into the Caribbean Sea. *J. Mar. Res.* 60, 537–549.
- Henriksson, A.S., 2000.** Coccolithophore response to oceanographic changes in the equatorial Atlantic during the last 200,000 years. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 156: 161–173.
- Herbert, T.D., Peterson, L.C., Lawrence, K.T., Liu, Z., 2010.** Tropical ocean temperatures over the past 3.5 Myr. *Science*, 328: 1350–1354.
- Herrera, L., Febres-Ortega, G., 1975.** Kinematics of the wind-generated velocity field in the surface waters off eastern Venezuela Caribb. Sea. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 14 (2): 165–186.
- Herrera, L., Febres-Ortega, G., 1976.** Características termohalinas de las aguas superiores del sureste del mar Caribe durante la época de lluvias. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 15(1): 97–114.
- Hibberd, D.J., 1976.** The ultrastructure and taxonomy of the Chrysophyceae and Prymnesiophyceae (Haptophyceae): a survey with some new observations on the ultrastructure of the Chrysophyceae. *Journal of the Linnean Society of London, Botany* 72, 55–80.
- 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., Bissoli, L., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Meijer, R., Negri, A., Villa, G., 2000a.** Integrated stratigraphy and astrochronology of the Messinian GSSP at Oued Akrech (Atlantic Morocco). *Earth Planet. Sci. Lett.* 182, 237–251.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Raffi, I., Turco, E., Zachariasse, W.J., 2000b.** Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/ Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy). *Mar. Micropalontol.* 38, 181–211.
- Hilgen, F.J., Abdul Aziz, H., Bice, D., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Kuiper, K.F., Montanari, A., Raffi, I., Turco, E., Zachariasse, W.J., 2005.** The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Tortonian Stage (Upper Miocene) at Monte Dei Corvi. *Episodes*, 28: 6–17.
- Hodell, D., Curtis, J., Sierro, F.J., Raymo, M., 2001.** Correlation of Late Miocene-to-Early Pliocene Sequences between the Mediterranean and North Atlantic. *Paleoceanography* 16 (2): 164–179
- Hoefs, J., 1987.** Stable Isotope Geochemistry. 3rd edn. Springer, Berlin Heidelberg New York, 241 pp.
- Holbourn, A., Kuhnt, W., Frank, M., Haley, B.A., 2013.** Changes in Pacific Ocean circulation following the Miocene onset of permanent Antarctic ice cover. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 365: 38–50. doi:org/10.1016/j.epsl.2013.01.020.
- Holmgren, M., Scheffer, M., Ezcurra, E., Gutiérrez, J.R., Mohren, G.M.J., 2001.** El Niño effects on the dynamics of terrestrial ecosystems, *Trends in Ecology & Evolution* 16 (2): 89–94. [http://dx.doi.org/10.1016/S0169-5347\(00\)02052-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-5347(00)02052-8).
- Hooghiemstra, H., 1989.** Quaternary and Upper-Pliocene glaciations and forest development in the tropical Andes: Evidence from a long high-resolution pollen record from the
-

- sedimentary basin of Bogotá, Colombia. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 72: 11-26.
- Houdan, A., Billard, C., Marie, D., Not, F., Sáez, A.G., Young, J.R., Probert, I., 2004.** Flow cytometric analysis of relative ploidy levels in holococcolithophore–heterococcolithophore (Haptophyta) life cycles. *Systematics and Biodiversity*, 1 (4): 453–465.
- Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., Maskell, K., 1996.** Climate Change 1995 – the Science of Climate Change: Contribution of WGI to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press.*, Cambridge (UK).
- Houghton, J.T., 1997.** Global Warming: The complete briefing. *Cambridge Univ. Press*, New York. 251 pp.
- Hovan, S.A., 1995.** Late Cenozoic atmospheric circulation intensity and climatic history recorded by Aeolian deposition in the eastern equatorial Pacific, Leg 138. *In: Pisias, N. G., Mayer, L. A., Janecek, T. R., Palmer-Julson, A., and van Andel, T. H. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 138: 615–625, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1973.** Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242: 240–244.
- Hsü, K.J., 1983.** The Mediterranean Was a Desert. A Voyage of the Glomar Challenger. Princeton University Press. Princeton, New Jersey. 183 p.
- Hu, C.M., Montgomery, E.T., Schmitt, R.W., Muller-Karger, F.E., 2004.** The dispersal of the Amazon and Orinoco River water in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: observation from space and S-PALACE floats. *Deep-Sea Res., A, Top. Stud. Oceanogr.* 51, 1151–1171.
- Huang, R.X., Cane, M.A., Naik, N., Goodman, P., 2000.** Global adjustment of the thermocline in response to deepwater formation. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (6), 759–762.
- Huber, M., 2002.** Straw man 1: a preliminary view of the tropical Pacific from a global coupled climate model simulation of the early Paleogene. *In: Lyle, M., Wilson, P.A., Janecek, T.R., et al., Proc. ODP, Init. Repts.*, 199: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–30. doi:10.2973/odp.proc.ir.199.103.2002
- Huber, M., Caballero, R., 2003.** Eocene El Niño: Evidence for robust tropical dynamics in the “hothouse”. *Science*, 299: 877–881. doi:10.1126/science.1078766.
- Huber, M., Brinkhuis, H., Stickley, C., Doos, K., Sluijs, A., Warnaar, J., Schellenberg, S., Williams, G., 2004.** Eocene circulation of the Southern Ocean: was Antarctica kept warm by subtropical waters?. *Paleoceanography*, 19 (4): (PA4026). doi: 10.1029/2004PA001014.
- Hulburt, E.M., Rodman, J., 1963.** Distribution of phytoplankton species with respect to salinity between the coast of southern New England and Bermuda. *Limnol. Oceanog.*, 8: 263- 269.
- Hut, G., 1987.** Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. Report to the Director General, International Atomic Energy Agency, Vienna, Sept. 16–18, 42 pp.
- Huxley, T.H., 1858.** Appendix A. *In* J. Dayman [ed.], Deep-sea soundings in the North Atlantic Ocean between Ireland and Newfoundland, 63–68. Her Majesty’s Stationary Office, London, UK.
- Iglesias-Rodríguez, M.D., Halloran, P.R., Rickaby, R.E.M., Hall, I.R., et al., 2008.** Phytoplankton calcification in a high pCO₂ world. *Science*, 320: 336–340
- Imbrie, J., Imbrie, J.Z., 1980.** Modelling the climatic response to orbital variations. *Science*, 207: 943-953.
- Incarbona, A., Di Stefano, E., Sprovieri, R., Bonomo, S., Censi, P., Dinarès-Turell, J., Spoto, S., 2008.** Variability in the vertical structure of the water column and paleoproductivity reconstruction in the central-western Mediterranean during the Late Pleistocene. *Mar. Micropaleontol.*, 69: 26–41.

- Ingle, J.C., 1973.** Neogene foraminifera from the northeastern Pacific Ocean, Leg 18, Deep Sea Drilling Project. In: Kulm, L.D., von Huene, R., *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 18: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 517-567.
- Ivany, L.C., Brey, T., Huber, M., Buick, D.P., Schöne, B.R., 2011.** El Niño in the Eocene greenhouse recorded by fossil bivalves and wood from Antarctica. *Geoph. Res. Lett.*, 38, L16709, doi:10.1029/2011GL048635
- Jackson, J.B.C., Jung, P., Coates, A.G., Collins, L.S., 1993.** Diversity and extinction of tropical American mollusks and emergence of the Isthmus of Panama. *Science*, 260: 1624–1626. doi: 10.1126/science.260.5114.1624.
- Jafar, S.A., Martini, E., 1975.** On the validity of the calcareous nannoplankton genus *Helicosphaera*. *Senckenbergiana Lethaea* 56, 381-397.
- Jain, S., Collins, L.S., 2007.** Trends in Caribbean paleoproductivity related to the Neogene closure of the Central American Seaway. *Mar. Micropaleontol.* 63 (1–2), 57–74.
- Janin, M.-C., 1987.** Micropaléontologie de concrétions polymétalliques du Pacifique central: zone Clarion-Clipperton, Chaîne Centre-Pacifique, Iles de la Ligne et Archipel des Touamotou (Eocène-Actuel). *Mémoires de la Société Géologique de France*, 152: 1-317.
- Jansen, E., Sjøholm, J., 1991.** Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-borne deposits in the Norwegian Sea. *Nature*, 349: 600–603.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D., 2007.** Palaeoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jaramillo, C., 2012.** The uplift of the Panamanian Isthmus: a problem solved?. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, 44 (7): 58.
- Jerkovic, L., 1970.** Noëlaerhabdus nov. gen. type d'une nouvelle famille de Coccolithophoridae fossiles: Noëlaerhabdaceae du Miocène supérieur de Yougoslavie. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences de Paris. Serie D - Sciences Naturelles* 270, 468-470.
- Jiang, D., Wang, H., Ding, Z., Lang, X., Drange, H., 2005.** Modeling the middle Pliocene climate with a global atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 110, D14107, doi:10.1029/2004JD005639.
- Johns, W.E., Townsend, T.L., Fratantoni, D. M., Wilson, W.D., 2002.** On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Res. Part I* 49, 211–243.
- Jordan, R.W., Weaver, P.P.E., Shackelton, J.J., 1992.** The paleoecology and paleoceanography of *Florisphaera profunda* in Late Quaternary sediments. In: Fourth International Conference on Paleooceanography (ICP IV), 158. Berichte–Reports Geologisches–Paläontologisches Institut Universität Kiel, 57.
- Jordan, R.W., Zhao, M., Eglinton, G., Weaver, P.P.E., 1996.** Coccolith and alkenone stratigraphy and paleoceanography at an upwelling site off NW Africa (ODP 658C) during the last 130,000 years. In: Moguevsky, A., Whatley, R. (Eds.), *Microfossils and Oceanic Environments*. Aberystwyth Press, University of Wales: 111–130.
- Jordan, R.W., Chamberlain, A.H.L., 1997.** Biodiversity among haptophyte algae. *Biodiversity Conservation*, 6: 131–152.
- Jordan, R.W., Winter, A., 2000.** Assemblages of coccolithophorids and other living microplankton off the coast of Puerto Rico during January–May 1995. *Mar. Micropaleontol.*, 39: 113–130.
- Jordan, R.W., Cros, L., Young, J.R., 2004.** A revised classification scheme for living haptophytes. *Micropaleontology*, 50 (1): 55–79.

Bibliografia

- Joyce, T.M., Pickart, R.S., Millard, R.C., 1999. Long-term hydrographic changes at 52 and 66°W in the North Atlantic Subtropical Gyre & Caribbean. *Deep-Sea Res. B, Top. Stud. Oceanogr.*, 46: 245–278.
- Joyce, T.M., Hernandez-Guerra, A., Smethie, W.M., 2001. Zonal circulation in the NW Atlantic and Caribbean from a meridional World Ocean circulation experiment hydrographic section at 66°W. *J. Geophys. Res., Oceans* 106, 22095–22113.
- Kallel, N., Labeyrie, L.D., Juillet-Leclerc A., Duplessy, J.C., 1988. A deep hydrological front between intermediate and deep-water masses in the glacial Indian Ocean. *Nature*, 333: 651–655.
- Kameo, K., 2002. Late Pliocene Caribbean surface water dynamics and climatic changes based on calcareous nannofossil records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 179: 211–226.
- Kameo, K., Bralower, T.J., 2000. Neogene calcareous nannofossil biostratigraphy of Sites 998, 999, and 1000, Caribbean Sea. In Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.D., and Draper, G. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 165: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 3–17. doi:10.2973/odp.proc.sr.165.012.2000
- Kamptner, E., 1943. Zur Revision der Coccolithineen-Spezies *Pontosphaera huxleyi* Lohm. Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 80: 43–49.
- _____, 1948. Coccolithen aus dem Torton des Inneralpinen Wiener Beckens. Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse; abt. I. 157:1–16.
- _____, 1954. Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen. *Archiv fuer Protistenkunde*, 100:1–90.
- _____, 1963. Coccolithineen-Skelettreste aus Tiefseeablagerungen des Pazifischen Ozeans. *Ann. Naturh. Mus. Wien*, 66: 139–204.
- Kaneps, A.G., 1970. Late Neogene (Late Miocene to Recent) biostratigraphy (planktonic foraminifers), biogeography and depositional history, Atlantic Ocean, Caribbean Sea, Gulf of Mexico [Ph.D. dissert.]. Columbia Univ., New York.
- Keigwin, L.D., 1978. Pliocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea cores. *Geology* 6, 630–634.
- _____, 1982a. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and east Pacific: Role of Panama uplift in late Neogene time. *Science*, 217: 350–353.
- _____, 1982b. Neogene planktonic foraminifers from Deep Sea Drilling Project Sites 502 and 503. In Prell, W.L., Gardner, J.V., et al., *Init. Repts. DSDP*, 68: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 269–288.
- Keller, G., 1978. Morphologic variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in sediments of the marginal and central northeast Pacific Ocean and paleoclimatic interpretation. *Journal of Foraminiferal Research*, 8 (3): 208–224.
- Keller, G., Barron, J.A., 1983. Paleoceanographic implications of the Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 590–613.
- Keller, G., Barron, J.A., 1987. Paleodepth distribution of Neogene Deep-sea Hiatuses. *Paleoceanography*, 2 (6): 697–713.
- Keller, G., Zenker, C.E., Stone, S.M., 1989. Late Neogene history of the Pacific-Caribbean Gateway. *Journal of South American Earth Sciences*, 2 (1): 73–108.
- Kemp, D.B., Coe, A.L., Cohen, A.S., Schwark, L., 2005. Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. *Nature*, 437: 396–399. doi:10.1038/nature04037.
- Kennett, J.P., 1968. Latitudinal variation in *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in surface sediments of the southwest Pacific Ocean. *Micropaleontology*, 14 (3): 305–318.
- Kennett, J.P., Watkins, N.D., 1975. Regional deep-sea dynamic processes recorded in *Eltanin* sedimentary cores from the southeast Indian Ocean. *Antarctic Journal of the U.S.*, 10 (5): 272–274.

- Kerr, A.C., Marriner, G.F., Arndt, N.T., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Duncan, R.A., 1996a. The petrogenesis of Gorgona Komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints. *Lithos*, 37: 245–260.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A., Klaver, G.Th., Saunders, A.D., 1996b. The geochemistry and tectonic setting of Late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *J. South Amer. Earth Science*, 9 (1-2): 111–120.
- Kerr, R.A., 2005. Climate change: El Niño or La Niña? The past hints at the future. *Science*, 309: 687. doi: 10.1126/science.309.5735.687.
- Khélifi, N., 2010. Variations in Mediterranean Outflow Water and its salt discharge versus Pliocene changes in North Atlantic thermohaline circulation prior and during the onset of major Northern Hemisphere Glaciation, 3.7–2.6 Ma. PhD Thesis, University of Kiel, Germany, 150 pp.
- Kim S.J., Crowley, T.J., 2000. Increased Pliocene North Atlantic Deep Water: Cause or consequence of Pliocene warming?. *Paleoceanography*, 15 (4): 451–455.
- Kim S.-T., O’Neil, J., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 3461–3475.
- Kinkel, H., Baumann, K.-H., Čepek, M., 2000. Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and late Pleistocene surface water variability. *Mar. Micropaleontol.*, 39: 87–112.
- Kirov, B., Georgieva, K., 2002. Long-term variations and interrelations of ENSO, NAO and solar activity, Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, Volume 27, Issues 6–8: 441–448, ISSN 1474-7065, [http://dx.doi.org/10.1016/S1474-7065\(02\)00024-4](http://dx.doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00024-4).
- Kleijne, A., 1991. Holococcolithophorids from the Indian Ocean, Red Sea, Mediterranean Sea and North Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, 17: 1-76.
- Kleijne, A., 1992. Extant Rhabdosphaeraceae (coccolithophorids, class Prymnesiophyceae) from the Indian Ocean, Red Sea, Mediterranean Sea and North Atlantic Ocean. *Scr. Geol.*, 100: 1–63.
- Kleijne, A., 1993. Morphology, Taxonomy and Distribution of extant coccolithophorids (calcareous nannoplankton). Vrije Universiteit, Amsterdam, Nederland (PhD. Thesis). 320 pp.
- Kleijne, A., Kroon, D., Zevenboom, W., 1989. Phytoplankton and foraminiferal frequencies in northern Indian Ocean and Red Sea surface waters. *Netherlands Journal of Sea Research*, 24: 531–539.
- Klein, R.T., Lohmann, K.C., Thayer, C.W., 1996. Bivalve skeletons record sea-surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ via Mg/Ca and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios. *Geology*, 24 (5): 415–418.
- Klein, S.A., Soden, B.J., Lau, N.-C., 1999. Remote sea surface variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, 12, 917–932.
- Kleiven, H.F., Jansen, E., Fronval, T., Smith, T.M., 2002. Intensification of northern hemisphere glaciations in the circum Atlantic region (3.5–2.4 Ma) – ice-rafted detritus evidence. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 184: 213–223.
- Klitgord, K., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the Central Atlantic. En: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.). *The Geology of North America*, vol. M. The Western North Atlantic Region. Geological Society of America: 351-378.
- Knappertsbusch, M., 1993. Geographic distribution of living and Holocene coccolithophores in the Mediterranean Sea. *Mar. Micropaleontol.*, 21; 219–247.
- Knappertsbusch, M., Cortes, M.Y., Thierstein, H.R., 1997. Morphologic variability of the coccolithophorid *Calcidiscus leptoporus* in the plankton, surface sediments and from the Early Pleistocene. *Mar. Micropaleontol.*, 30: 293–317.
- Knudsen, M.F., Seidenkrantz, M.-S., Jacobsen, B.H., Kuijpers, A., 2011. Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nat Commun* 2, 178. doi: 10.1038/ncomms1186.

- Krapp, M., 2012.** Middle Miocene Climate Evolution: The Role of Large-Scale Ocean Circulation and Ocean Gateways. Dissertation. Max-Planck-Institut für Meteorologie - Department Geowissenschaften der Universität Hamburg. 102 pp.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Negri, A., Wijbrans, J.R., Zachariasse, W.J., 1997.** The Monte del Casino section (Northern Apennines, Italy): a potential Tortonian/Messinian boundary stratotype. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 133, 27–47.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999.** Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652–655.
- Krissek, L.A., 1995.** Late Cenozoic ice-rafting records from Leg 145 Sites in the North Pacific: late Miocene onset, late Pliocene intensification, and Pliocene–Pleistocene events. *In*: Rea, D.K., Basov, I.A., Scholl, D.W., Allan, J.F.(Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 145. United States, College Station, TX, Texas A&M University, Ocean Drilling Program: 179–194.
- Kroopnick, P.M., 1985.** The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans. *Deep Sea Res.*, 32: 57–84.
- Laepple, T., Lohmann, G., 2009.** Seasonal cycle as template for climate variability on astronomical timescales, *Paleoceanography*, 24, PA4201. doi:10.1029/2008PA001674.
- Lancis, C., 1998.** El nanoplancton calcáreo de las cuencas neógenas orientales de la Cordillera Bética. (Inédita). Universidad de Alicante, 841 pp. Memoria Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Departamento de ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante.
- Lancis, C., Flores, J.A., 2007.** A new biostratigraphically significant calcareous nannofossil species in the Early Pliocene of the Mediterranean. *Micropaleontology*, 52 (5): 477–481.
- Langer, G., Nehrke, G., Probert, I., Ly, J., Ziveri, P., 2009.** Strain-specific responses of *Emiliana huxleyi* to changing seawater carbonate chemistry. *Biogeosciences*, 6: 2637–2646
- Lanzante, J., 1996.** Lag relationships involving tropical sea surface temperatures. *J. Climate*, 9: 2568–2578.
- Laskar, J.: 1990.** The chaotic motion of the Solar System. A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus*, 88: 266–291.
- Laskar, J., Joutel, F., Boudin, F., 1993.** Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to $+10$ Myr. *Astron. Astrophys.*, 270: 522–533.
- Lau, N.-C., 1997.** Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78: 1–13.
- Lawrence, K.T., Liu, Z., Herbert, T.D., 2006.** Evolution of the eastern tropical Pacific through Plio-Pleistocene glaciation. *Science*, 312: 79–83.
- Lawrence, K.T., Herbert, T.D., Brown, C.M., Raymo, M.E., Haywood, A.M., 2009.** High-amplitude variations in North Atlantic sea surface temperature during the early Pliocene warm period. *Paleoceanography*, 24, PA2218. doi:10.1029/2008PA001669.
- Lawrence, K.T., Sossian, S., White, H.E., Rosenthal, Y., 2010.** North Atlantic climate evolution through the Plio-Pleistocene climate transitions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 300 (3), 329–342.
- Lea, D.W., Mashiotta, T.A., Spero, H.J., 1999.** Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 2369–2379
- Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.J., 2000.** Climate impact of Late Quaternary Equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 289: 1719–1724.
- Lea, D.W., 2003.** Elemental and Isotopic Proxies of Marine Temperatures, *In*: Elderfield, H. (Ed.), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford: 365–390.
- Lear, C.H., Rosenthal, Y., Wright, J.D., 2003.** The closing of a seaway: Ocean water masses and global climate change. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210: 425–436.
- Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.D., Draper, G., 2000.** *Proc. ODP, Sci. Results*, 165: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 335 pp. doi:10.2973/odp.proc.sr.165.2000.

- Leduc, G., Vidal, L., Cartapanis, O., Bard, E., 2009.** Modes of eastern equatorial Pacific thermocline variability: Implications for ENSO dynamics over the last glacial period. *Paleoceanography*, 24, PA3202. doi:10.1029/2008PA001701.
- Lenz, O.K., Wilde, V., Riegel, W., Harms, F.J., 2010.** A 600 k.y. record of El Niño–Southern Oscillation (ENSO): Evidence for persisting teleconnections during the Middle Eocene greenhouse climate of Central Europe. *Geology* 38: 627–630. doi:10.1130/G30889.1.
- Leonhardt, A., Toledo, F.A.L., Coimbra, J.C., 2013.** The productivity history in the southwestern Atlantic as inferred from coccolithophore record for the last 130 kyr. *Rev. bras. paleontol.* 16(3): 361–374. doi: 10.4072/rbp.2013.3.02.
- Li, X.S., 1997.** Modelling Quaternary climates with the LLN 2- D model and comparison with geological reconstructions. Dissertation doctorale, Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve.
- Li, X.S., Berger, A., Loutre, M.F., Maslin, M.A., Haug, G.H., Tiedemann, R., 1998.** Simulating late Pliocene Northern Hemisphere climate with the LLN 2-D model. *Geoph. Res. Lett.*, 25: 915–918.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005.** A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20: doi: 10.1029/2004PA001071.
- Liu, H.S., Kolenkiewicz, R., Wade, C.Jr., 2003.** Orbital noise of the Earth causes intensity fluctuation in the geomagnetic field. *Fluctuations and Noise Letters*, 3 (1): 63-72.
- Liu, Z., Yang, H., 2003.** Extratropical control of tropical climate, the atmospheric bridge and ocean tunnel: *Geoph. Res. Lett.*, 30, 1230, doi: 10.1029/2002GL016492.
- Liu, Z., Alexander, M., 2007.** Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Rev. Geophys.*, 45, RG2005. doi:10.1029/2005RG000172.
- Liu, Z., Altabet, M.A., Herbert, T.D., 2008.** Plio-Pleistocene denitrification in the eastern tropical North Pacific: Intensification at 2.1 Ma. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q11006. doi: 10.1029/2008GC002044.
- Loeblich, A.R., Tappan, H., 1978.** The coccolithophorid genus *Calcidiscus* Kamptner and its synonyms. *Journal of Paleontology*, 52:1390–1392
- Lohmann, H., 1902.** Die Coccolithophoridae, eine Monographie der Coccolithen bildenden Flagellaten, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis des Mittelmeerauftriebs. *Archiv fuer Protistenkunde*, 1: 89–165.
- Lohman, G.P., Carlson, J.J., 1981.** Oceanographic significance of Pacific Late Miocene calcareous nannoplankton. *Mar. Micropalontol.*, 6: 553–579.
- Lonsdale, P., Klitgord, K.D., 1978.** Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, center. *Geol. Soc. Am., Bull.* 89: 981–999.
- López-Otálvaro, G.E., 2008.** Paleoceanografía de los sectores tropicales en los océanos Pacífico oriental y Atlántico occidental durante los últimos ciclos climáticos. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca. 230 pp.
- López-Otálvaro, G.E., Flores, J.A., Sierro, F.J., Cacho, I., 2008.** Variations in coccolithophorids production in the Eastern Equatorial Pacific at ODP Site 1240 over the last seven glacial–interglacial cycles. *Mar. Micropalontol.* 69: 52–69. doi:10.1016/j.marmicro.2007.11.009.
- López-Otálvaro, G.E., Flores, J.A., Sierro, F.J., Cacho, I., Grimalt, J.O., Michel, E., Cortijo, E., Labeyrie, L., 2009.** Late Pleistocene paleoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton. *eEarth* 4, 1–13. <http://dx.doi.org/10.5194/ee-4-1-2009>.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Raffi, I., Vergnaud-Grazzini, C., 1996.** Early Pleistocene chronology of the Vrica section (Calabria, Italia). *Paleoceanography* 11, 797–812.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson, D., 2004.** The Neogene Period. En: *A Geological Time Scale* (Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 409–440.

Bibliografia

- Lourens, L.J., Becker, J., Bintanja, R., Hilgen, F.J., Tuenter, E., van de Wal, R.S.W., Ziegler, M., 2010. Linear and non-linear response of late Neogene glacial cycles to obliquity forcing and implications for the Milankovitch theory. *Quat. Sci. Rev.*, 29: 352-365.
- Loutre, M.-F., Paillard, D., Vimeux, F., Cortijo, E., 2004. Does mean annual insolation have the potential to change the climate? *Earth Planet. Sci. Lett.* 221 (1–4), 1–14.
- Lukas, R., 1986. The Termination of the Equatorial Undercurrent in the Eastern Pacific. *Progress in Oceanography*, 16: 63–90.
- Lundelius, E.L. Jr., 1987. The North American Quaternary sequence. In: Woodburne, M.O., (Ed.) *Cenozoic mammals of North America*, University of California Press, 211–235.
- Lunt, D.J., Foster, G.L., Haywood, A.M., Stone, E.J., 2008. Late Pliocene Greenland glaciation controlled by a decline in atmospheric CO₂ levels. *Nature Geosci.*, 454: 1102–1105.
- Lutfi Firdaus, M., Minami, T., Norisuye, K., Sohrin, Y., 2011. Strong elemental fractionation of Zr-Hf and Nb-Ta across the Pacific Ocean. *Nature Geoscience* 4, 227-230. doi:10.1038/ngeo1114.
- Lyle, M., Dadey, K.A., Farrell, J.W., 1995. The late Miocene (11–8 Ma) eastern Pacific carbonate crash: evidence for reorganization of deepwater circulation by the closure of the Panama Gateway. In Piasias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., and van Andel, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 138: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 821–838.
- Lynch-Stieglitz, J., 2003. Tracers of past ocean circulation. *Treatise on Geochemistry*, Vol. 6, H. Elderfield, Ed., Elsevier: 433–451.
- MacAyeal, D.R., 1993. Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography*, 8: 775–784.
- Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Crowley, T.J., 1990. Ocean General Circulation Model Sensitivity Experiment with an open Central American Isthmus. *Paleoceanography*, 5 (3): 349–366.
- Maiorano, P., Aiello, G., Barra, D., Di Leo, P., Joannin, S., Lirer, F., Marino, M., Pappalardo, A., Capotondi, L., Ciaranfi, N., Stefanelli, S., 2008. Paleoenvironmental changes during sapropel 19 (i-cycle 90) deposition: evidences from geochemical, mineralogical and micropaleontological proxies in the mid-Pleistocene Montalbano Jonico land section (Southern Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 257: 308-334.
- Maiorano, P., Tarantino, F., Marino, M., De Lange, G.J., 2013. Paleoenvironmental conditions at Core KC01B (Ionian Sea) through MIS 13–9: evidence from calcareous nannofossil assemblages. *Quat. Int.*, 288: 97–111.
- Malfait, D.T., Dinkelman, M.G., 1972. Circum-Caribbean Tectonic and Igneous Activity and The Evolution of the Caribbean Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 251–272.
- Manabe, S., Stouffer, R.J., Spelman, M.J., Bryan, K., 1991. Transient response of a coupled ocean atmosphere model to gradual changes in CO₂, part I: Annual mean response. *J. Clim.*, 4: 785–818.
- Mantyla, A.W., 1975. On the potential temperature in the abyssal Pacific Ocean, *J. Mar. Res.*, 33: 341 – 354.
- Marchitto, T.M., 2007. Nutrient proxies. *Paleoceanography, Physical and Chemical Proxies*. In: Scott A. Elias (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*: 1732–1740. Elsevier.
- Marino, M., Flores, J.A., 2002. Middle Eocene to Early Oligocene calcareous nannofossil stratigraphy at Leg 177 Site 1090. *Mar. Micropaleontol.*, 45: 383–398.
- Marino, M., Maiorano, P., Lirer, F., 2008. Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Mid-Pleistocene Revolution. *Mar. Micropaleontol.*, 69: 70-90.
- Marino, M., Maiorano, P., Lirer, F., Pelosi, N., 2009. Response of calcareous nannofossil assemblages to paleoenvironmental changes through the mid-Pleistocene revolution at Site 1090 (Southern Ocean). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 280: 333–349.

- Marlow, F.R., Lange, C.B., Wefer, G., Rosell-Mele, A., 2000.** Upwelling intensification as part of the Pliocene-Pleistocene climate transition. *Science*, 290: 2288–2291. doi: 10.1126/science.290.5500.2288
- Marlowe, I.T., Brassell, S.C., Eglinton, G., Green, J.C., 1984.** Long-chain unsaturated ketones and esters in living algae and marine sediments. *Org. Geochem.* 6, 135–141.
- Marlowe, I.T., Brassell, S.C., Eglinton, G., Green, J.C., 1990.** Long-chain alkenones and alkyl alkenoates and the fossil coccolith record of marine sediments. *Chem. Geol.*, 88: 349–375.
- Marshall, L.G., 1988.** Land mammals and the Great American Interchange, *Am. Sci.*, 76, 380–388.
- Marshall, L.G., Webb, S.D., Sepkoski Jr., J.J., Raup, D.M., 1982.** Mammalian evolution and the great American interchange. *Science*, 215: 1351–1357.
- Martini, E., 1971.** Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. En: Farinacci, A. (Ed.), *Proceedings of the II Planktonic Conference*. Ed. Tecnoscienza, Roma 1970, 2: 739–785.
- Martini, E., Bramlette, M.N., 1963.** Calcareous nannoplankton from the experimental Mohole Drilling. *Journal of Paleontology*, vol. 37, no 4: 845–856.
- Martini, E., Worsley, T.R., 1971.** Tertiary calcareous nannoplankton from the western equatorial Pacific. *Init. Repts. of the DSDP*, 7 Part 2 Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX: 1471–1507.
- Mashiotta, T.A., Lea, D.W., Spero, H.J., 1999.** Glacial-interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ -water using foraminiferal Mg. *Earth Planet. Sci. Letters*, 170: 417–432.
- Maslin, M.A., Li, X.S., Loutre, M.-F., Berger, A., 1998.** The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of northern hemisphere glaciation. *Quat. Sci. Revs*, 17: 411–426.
- Mauffret, A., Leroy, S., 1997.** Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283: 61–104.
- Mazzei, R., Raffi, I., Rio, D., Hamilton, N., Cita, M.B., 1979.** Calibration of late Neogene calcareous plankton datum planes with the paleomagnetic record of Site 397 and correlation with Moroccan and Mediterranean sections. En von Rad, U., Ryan, W.B.F., *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 47 (Pt. 1): Washington (U.S. Govt. Printing Office), 375–389.
- McConnaughey, T., 1989.** ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 151–162.
- McGregor, H.V., Gagan, M.K., 2004.** Western Pacific coral $\delta^{18}\text{O}$ records of anomalous Holocene variability in the El Niño–Southern Oscillation. *Geoph. Res. Lett.*, 31, L11204, doi:10.1029/2004GL019972.
- 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 Sciences II*, 32/6: 720–731.
- McIntyre, A., Molino, B., 1996.** Forcing of Atlantic equatorial and subpolar millennial cycles by precession. *Science*, 274: 1867–1870.
- McIntyre, K., Delaney, M.L., Ravelo, A.C., 2001.** Millennial-scale climate change and oceanic processes in the Late Pliocene and Early Pleistocene. *Paleoceanography*, 16 (5): 535–543.
- McPhaden, M.J., Zebiak, S.E., Glantz, M.H., 2006.** ENSO as an integrating concept in Earth Science. *Science*, 314: 1710–1715.
- McCreary, J.P., Lu, P., 1994.** Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulations—The subtropical cell. *J. Phys. Oceanogr.*, 24 (2): 466–497.
- Medlin, L.K., Barker, G.L.A., Green, J.C., Hayes, P.K., Marie, D., Wrieden, S., Vaultot, D., 1996.** Genetic characterization of *Emiliana huxleyi* (Haptophyta). *J. Mar. Systems*, 9: 13–32.

- Medlin, L.K., Sáez, A.G., Young, J.R., 2008.** A molecular clock for coccolithophores and implications for selectivity of phytoplankton extinctions across the K/T boundary. *Marine Micropaleontology*, 67 (1-2): 69-86.
- Melinte, M.C., 2005.** Oligocene palaeoenvironmental changes in the Romanian Carpathians, revealed by calcareous nannofossils. In: Tyszka, J., Oliwkiewicz-Miklasińska, M., Gedl, P. and Kaminski M. A., Eds., *Methods and applications in Micropalaeontology*, 341–352. Warsaw: Studia Geologica Polonica, no. 124.
- Meissner, K.J., Montenegro, A., Avis, C., 2008.** Paleooceanography. In: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Gornitz, V., Ed., Encyclopedia of Earth Sciences Series, Kluwer Academic Publishers: 690–695.
- Meschede, M., 1998.** The impossible Galapagos connection: geometric constraints for a near-American origin of the Caribbean plate. *Geol Rundsch.* 87, 200-205.
- Meschede, M., Frisch, W., 1998.** A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296: 269-291.
- Meschede, M., Zweigel, P., Kiefer, E., 1999.** Subsidence and extension at a convergent plate margin: evidence for subduction erosion off Costa Rica. *Terra Nova*, 11: 112–117.
- Mestas-Nuñez, A.M., Enfield, D.B., 2001.** Eastern equatorial Pacific SST variability: ENSO and non-ENSO components and their climatic associations. *J. Climate*, 14: 391–402.
- Mestas-Nuñez, A.M., Molnar, P., 2014.** A mechanism for freshening the Caribbean Sea in pre-Ice Age time. *Paleoceanography*, 29 (6): 508-517. doi:10.1002/2013PA002515.
- Metcalfe, W.G., 1976.** Caribbean Atlantic water exchange through Anegada-Jungfern Passage. *J. Geophys. Res. Oceans Atmos.* 81, 6401–6409.
- Mikolajewicz, U., Santer, B.D., Maier-Reimer, E., 1990.** Ocean response to greenhouse warming. *Nature*, 345: 589–593.
- Mikolajewicz, U., Maier-Reimer, E., Crowley, T.J., Kim, K.Y., 1993.** Effect of Drake and Panamanian Gateways on the circulation of an ocean model. *Paleoceanography* 8, 409–426.
- Mikolajewicz, U., Crowley, T.J., 1997.** Response of a coupled ocean/energy balance model to restricted flow through the Central American isthmus. *Paleoceanography*, 12: 429–441.
- Milankovitch, M., 1941.** Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Royal Serbian Academy, Section of Mathematical and Natural Sciences, 33, Belgrade.
- Milow, E.D., 1971.** Neogene calcareous and siliceous nannofossils of the Eastern Pacific: their biostratigraphic, temporal and paleoceanologic significance. *Geol. Soc. Abst. with program USA.*, 3(2): 161-164.
- Mitchell-Innes, B.A., Winter, A., 1987.** Coccolithophores: a major phytoplankton component in mature upwalled waters off the Cape Peninsula, South Africa in March, 1983. *Marine Biology*, 95: 25-30.
- Mix, A.C., Pisias, N.G., Zahn, R., Rugh, W., Lopez, C., Nelson, K., 1991.** Carbon 13 in Pacific deep and intermediate waters, 0–370 ka: Implications for ocean circulation and Pleistocene CO₂. *Paleoceanogr.*, 6: 205–226.
- Mix, A.C., Le, J., Shackleton, N.J., 1995a.** Benthic foraminifer stable isotope stratigraphy of Site 846: 0–1.8 Ma. In: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., van Handel, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 138. Ocean Drilling Program, College Station, TX: 839–856.
- Mix, A.C., Pisias, N.G., Rugh, W., Wilson, J., Morey, A., Hagelberg, T.K., 1995b.** Benthic foraminifer stable isotope record from Site 849 (0–5 Ma): local and global climate changes. In: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., van Handel, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 138. Ocean Drilling Program, College Station, TX: 371–412.
- Mo, K.C., Chelliah, M., Carrera, M.L., Higgins, R.W., Ebisuzaki, W., 2005.** Atmospheric moisture transport over the United States and Mexico as evaluated in the NCEP regional reanalysis. *J. Hydrometeor.*, 6: 710–728.

- Molfino, B., McIntyre, A., 1990a.** Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic. *Science*, 249: 766–769.
- Molfino, B., McIntyre, A., 1990b.** Nutricline Variation in the Equatorial Atlantic Coincident with the Younger Dryas.
- Molnar, P., Cane, M.A., 2002.** El Niño's tropical climate and teleconnections as a blueprint for pre-Ice-Age climates. *Paleoceanography*, 17 (2). doi:10.1029/2001PA000663.
- Montes, C., Cardona, A., McFadden, R.R., Moron, S.E., Silva, C.A., Restrepo-Moreno, S.A., Ramirez, D.A., Hoyos, N., Wilson, J., Farris, D., Bayona, G.A., Jaramillo, C.A., Valencia, V., Bryan, J., Flores, J.A., 2012.** Evidence for middle Eocene and younger emergence in Central Panama: implications for Isthmus closure, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 124, 780-799.
- Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C.A., Pardo, A., Silva, J.C., Valencia, V., Ayala, C., Pérez-Ángel, L.C., Rodríguez-Parra, L.A., Ramírez, V., Niño, H., 2015.** Middle Miocene closure of the Central American Seaway. *Science*, 348 (6231): 226-229.
- Montgomery, R.B., Stroup, E.D., 1962.** Equatorial waters and currents at 150°W in July-August 1952. *The Johns Hopkins Oceanographic Studies*, No. 1, Johns Hopkins Press, 68 pp.
- Morris, A.E.L., Taner, I., Meyerhoff, H.A., Meyerhoff, A.A., 1990.** Tectonic evolution of the Caribbean region: alternative hypothesis. En: Dengo, G., y Case, J.E. (Eds.), *The Caribbean Region*. Geological Society of America, *Geology of North America Series*, H: 433-457.
- Mosbrugger, V., Utescher, T., Dilcher, D., 2005.** Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102: 14964–14969. USA.
- Mojtahedin, E., Hadavi, F., Lak, R., 2013.** Investigating Paleoenvironmental Factors of Strait of Hormuz during the Holocene. *Journal of the Persian Gulf*, 4 (13):19-30.
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002.** Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420: 162–165.
- Mudelsee, M., Raymo, M.E., 2005.** Slow dynamics of the northern hemisphere glaciation. *Paleoceanography*, 20, PA4022. doi:10.1029/2005PA001153.
- Mulitza, S., Dürkoop, A., Hale, W., Wefer, G., Niebler, H.S., 1997.** Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification. *Geology*, 25: 335–338.
- Mulitza, S., Arz, H., Kemle-von Mücke, S., Moos, C., Niebler, H.-S., Pätzold, J., Segl, M., 1999.** The south Atlantic carbon isotope record of planktic foraminifera. In Fischer, G., and Wefer, G. (Eds.), *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*: New York (Springer-Verlag): 427–445.
- Müller, C., 1974.** Calcareous nannoplankton, Leg 25 (Western Indian Ocean). *Init. Repts. of the DSDP*, 25: 579-633.
- Müller, C., 1985.** Late Miocene to Recent Mediterranean biostratigraphy and paleoenvironments based on calcareous nannoplankton. In: Stanley, D.J. and Wezel, F.C. (eds). *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Berlin (Springer-Verlag): 471-485.
- Müller, R.D., Royer, J.-Y., Lawver, L.A., 1993.** Revised Plate Motions Relative to the Hotspots from Combined Atlantic and Indian Ocean Hotspot Tracks. *Geology*, 21: 275-278.
- Müller, P.J., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I., Rosell-Melé, A., 1998.** Calibration of the alkenone paleotemperature index U_{37}^k on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N–60°S). *Geochemica Cosmochimica Acta*, 62 (10): 1757–1772.
- Muller-Karger, F.E., Aparicio, R., 1994.** Mesoscale processes affecting phytoplankton abundance in the Southern Caribbean Sea. *Cont. Shelf Res.* 14 (2/3): 199–221. [http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343\(94\)90013-2](http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343(94)90013-2).
- Muller-Karger, F.E., McClain, C.R., Fisher, T.R., Esaias, W.E., Varela, R., 1989.** Pigment Distribution in the Caribbean Sea: Observations from Space. *Prog. Oceanogr.* 23, 23–64.
- Muller-Karger, F.E., Varela, R., Thunell, R., Scranton, M., Bohrer, R., Taylor, G., Capelo, J., Astor, Y., Tappa, E., Ho, T.Y., Walsh, J.J., 2001.** Annual cycle of primary production in the

- Cariaco Basin response to upwelling and implications for vertical export. *J. Geophys. Res.* 106: 4527–4542. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JC000291>.
- Muller-Karger, F.E., Varela, R., Thunell, R., Astor, Y., Zhang, H.Y., Luerssen, R., Hu, C.M., 2004.** Processes of coastal upwelling and carbon flux in the Cariaco Basin. *Deep-Sea Res. Part II*, 51: 927–943.
- Murdock, T.Q., Weaver, A.J., Fanning, A.F., 1997.** Paleoclimatic response of the closing of the Isthmus of Panama in a coupled ocean-atmosphere model. *Geophys. Res. Lett.*, 24–3: 253–256.
- Murphy, S.J., Hurlburt, H.E., O'Brien, J.J., 1999.** The connectivity of eddy variability in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico, and the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 98 (C5): 8389–8394.
- Murray, G., Blackman, V.H., 1898.** On the nature of the coccospheres and rhabdospheres. Royal Society of London. Philosophical Transactions. 190B: 427–441.
- Murray, J.W., Barber, R.T., Bacon, M.P., Roman, M.R., Feely, R.A., 1994.** Physical and biological controls on carbon cycling in the equatorial Pacific. *Science*, 266: 58–65.
- 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. *Mar. Micropaleontol.*, 59: 15–34.
- Neelin, J.D., Battisti, D.S., Hirst, A.C., Jin, F.-F., Wakata, Y., Yamagata, T., Zebiak, S.E., 1998.** ENSO theory. *J. Geophys. Res.* 103, 14261–14290.
- Negri, A., Giunta, S., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Vai, G.B., 1999.** Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Monte del Casino section (northern Apennines – Italy) and paleoceanographic conditions at times of late Miocene sapropel formation. *Mar. Micropaleontol.*, 36 (1): 13–30.
- Negri, A., Villa, G., 2000.** Calcareous nannofossil biostratigraphy, biochronology and paleoecology at the Tortonian/Messinian boundary of the Faneromeni section (Crete). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 156: 195–209.
- Negri, A., Morigi, G., Giunta, S., 2003.** Are productivity and stratification important to sapropel deposition? Microfossil evidence from late Pliocene insolation cycle 180 at Vrica, Calabria. *Paleogeogr., Palaeoclim., Palaecol.*, 190: 243–255.
- Nier, A.O., 1947.** A mass spectrometer for isotopes and gas analysis. *Review of Scientific Instruments*, 18: 398–411.
- 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*, 18–1. doi:10.1029/2002PA000767.
- Nivia, A., 1987.** Geochemistry and origin of the Anaime and Volcanic Sequence, Southwestern Colombia. Thesis University of Leicester, Leicester, U.K. 163 pp.
- Nivia, A., 1989.** El Terreno Anaime-Una provincial volcánica acrecionada de basaltos de mesetas oceánicas. V Congreso Colombiano de Geología Mem. I: 1–30.
- Nöel, M.-H., Kawachi, M., Inouye, I., 2004.** Induced dimorphic life cycle of a coccolithophorid, *Calyptrosphaera sphaeroidea* (Prymnesiophyceae, Haptophyta). *Journal of Phycology*, 40: 112–129.
- Nof, D., van Gorder, S., 2003.** Did an open Panama Isthmus correspond to an invasion of Pacific water into the Atlantic? *J. Phys. Oceanogr.*, 33–7: 1324–1336.
- Nomikos, P., MacGregor, J.F., 1994.** Monitoring batch processes using multiway principal component analysis. *Journal of the American Institute of Chemical Engineers (AIChE)*, 40, Issue 8: 1361–1375. DOI: 10.1002/aic.690400809.
- Norris, R.D., Wilson, P.A., 1998.** Low-latitude sea-surface temperatures for the mid-Cretaceous and the evolution of planktic foraminifera. *Geology*, 26: 823–826.
- Norris, R.E., 1965.** Living cells of *Ceratolithus cristatus* (Coccolithophorinae). *Archiv für Protistenkunde*, 108: 19–24.

-
- Nürnberg, D., 1995.** Magnesium in tests of *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral from high northern and southern latitudes, *J. Foraminiferal Res.*, 25: 350-368
- Nürnberg, D., Bijma, J., Hemleben, C., 1996.** Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 803–814.
- Nürnberg, D., 2000.** Paleoclimate: taking the temperature of past ocean surfaces. *Science*, 289 (5485): 1698–1699. doi:10.1126/science.289.5485.1698
- Oberhänsli, H., Hemleben, C., 1984.** Stable isotope record of the Pliocene and Pleistocene planktonic foraminifers from Leg 78A, Sites 541 and 543, on the Barbados Ridge complex. In: Biju-Duval, B., and Moore, J.C., et al., *Init. Repts. DSDP, 78A*: Washington (U.S. Govt. Printing Office): 499-508.
- Okada, H., Honjo, S., 1973.** The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Research*, 20: 355-374.
- Okada, H., Honjo, S., 1975.** Distribution of coccolithophores in marginal seas along the western Pacific Ocean and in the Red Sea. *Marine Biology*, 31: 271-285.
- 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., Bukry, D., 1980.** Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleontol.*, 5: 321–325.
- Okada, H., Wells, P., 1997.** Late Quaternary nannofossil indicators of climate change in two deep-sea cores associated with the Leeuwin Current off Western Australia. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 131: 413-432.
- O’Neil, J.R., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1969.** Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.* 5, 5547–5558.
- Oppo, D.W., Lehman, S.J., 1993.** Mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic during the last glacial maximum. *Science*, 259: 1148–1152.
- Ortiz, J., Mix, A., Harris, S., O’Connell, S., 1999.** Diffuse spectral reflectance as a proxy for percent carbonate content in the North Atlantic sediments. *Paleoceanography*, 14 (2): 171–186.
- Ostenfeld, C.E.H., 1899.** Plankton In: Knudsen M.H.C. & Ostenfeld C.E.H. (eds.) *lagttagelser over Overfladevandets Temperatur, Saltholdighed og Plankton paa islandske og grønlandske Skibsrouter i 1898* Gad: Copenhagen.
- Oudot, C., Morin, P., Baurand, F., Wafar, M., Le Corre, P., 1998.** Northern and southern water masses in the equatorial Atlantic: distribution of nutrients on the WOCE A6 and A7 lines. *Deep-Sea Research I*, 45, 873-902.
- Pagani, M., Zachos, J.C., Freeman, K., Tiple, B., Bohaty, S., 2005.** Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science*, 309: 600–603.
- Pagani, M., Liu, Z.H., LaRiviere, J.P., Ravelo, A.C., 2009.** High Earth-system climate sensitivity determined from Pliocene carbon dioxide concentrations. *Nature Geoscience*, 3: 27–30.
- Pagani, M., Liu, Z.H., LaRiviere, J.P., Ravelo, A.C., 2010.** High Earth-system climate sensitivity determined from Pliocene carbon dioxide concentrations. *Nat. Geosci.*, 3: 27–30. doi:10.1038/ngeo724.
- Paillard, D., 2001.** Glacial cycles: Toward a new paradigm. *Rev. Geophys.*, 39: 325–346.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996.** Macintosh program performs time-series analysis, *Eos Trans. AGU*, 77 (39): 379.
- Pälike, H., Frazier, F., Zachos, J.C., 2006.** Extended orbitally forced palaeoclimatic records from the equatorial Atlantic Ceara Rise. *Quat. Sci. Reviews*, 25: 3138–3149.
- Palumbo, E., Flores, J.A., Perugia, C., Petrillo, Z., Voelker, A.H.L., Amore, F.O., 2013.** Millennial scale coccolithophore paleoproductivity and surface water changes between 445 and 360
-

Bibliografia

- ka (Marine Isotope Stages 12/11) in the Northeast Atlantic. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 383–384: 27–41.
- Parente, A., Cachão, M., Baumann, K.-H., de Abreu, L., Ferreira, J., 2004.** Morphometry of *Coccolithus pelagicus* s.l. (Coccolithophore, Haptophyta) from offshore Portugal, during the last 200 kyr. *Micropaleontology*, 50: 107–120.
- Parke, M., Adams, I., 1960.** The motile (*Crystallolithus hyalinus* Gaarder and Markali) and non-motile phases in the life history of *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 39: 263-274.
- Parkin, D.W., Shackleton, N.J., 1973.** Trade Wind and Temperature Correlations down a Deep-sea Core off the Saharan Coast. *Nature*, 245: 455-457. doi:10.1038/245455a0.
- Pascher, A., 1910.** Chrysomonaden aus dem Hirschberger Grossteiche. Monographien und Abhandlungen zur Internationalen Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie: 1, 66.
- Pearson, P.N., Ditchfield, P.W., Singano, J., Harcourt-Brown, K.G., Nicholas, C.J., Olsson, R.K., Shackleton, N.J., Hall, M.A., 2001.** Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature*, 413: 481–487.
- Peleo-Alampay, A., Bukry, D., Liu, L., Young, J.R., 1998.** Late Miocene calcareous nannofossil genus *Catinaster*, taxonomy, evolution and magnetobiochronology. *J. Micropalaeontology*, 17: 71-85.
- Pennington, W.D., 1981.** Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86 (B11): 10753-10770.
- Perch-Nielsen, K., 1977.** Albian to Pleistocene calcareous nannofossils from the Western South Atlantic, DSDP Leg 39. *Init. Repts. of the DSDP*, 39: 699-823.
- Perch-Nielsen, K., 1985.** Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K., Editors. *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, Cambridge: 427–554.
- Pestiaux, P., Mersch, I.V.D., Berger, A., Duplessy, J.C., 1988.** Paleoclimatic variability at frequencies ranging from 1 cycle per 10000 years to 1 cycle per 1000 years: evidence for nonlinear behaviour of the climate system. *Clim. Change*, 12: 9–37.
- Philander, S.G.H., 1990.** El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. Academic Press, San Diego, CA. 289 pp.
- Philander, G.S., Fedorov, A.V., 2003.** Role of tropics in changing the response to Milankovich forcing some three million years ago. *Paleoceanography*, 18, 1045. doi:10.1029/2002PA000837.
- Pindell, J.L., 1994.** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: S.K. Donovan and T.A. Jackson (Editors), *Caribbean Geology: An Introduction*. University of the West Indies Publisher's Association, Kingston, Jamaica: 13-39.
- Pindell, J.L., Dewey, J.F., 1982.** Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region. *Tectonics*, 1, Part 2: 179-211.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman III, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J.L., Haxby, W., 1988.** A plate kinematic framework for models of Caribbean evolution. En: Scotese C. R., y Sager, W. W. (Eds). *Mesozoic and Cenozoic Plate reconstruction*. *Tectonophysics*, 155: 121–138.
- Pindell, J., Kennan, L., 2001.** Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. En: R.H. Fillon, N.C. Rosen, and P. Weimer, eds., *Petroleum Systems of Deep-Water Basins: Global and Gulf of Mexico Experience: GCSSEPM Foundation, 21st Annual Research Conference, Transactions*, 193-220.
- Pisias, N.G., Rea, D.K., 1988.** Late Pleistocene Paleoclimatology of the central equatorial Pacific: sea-surface response to the southeast trade winds. *Paleoceanography*, 3: 21-38.
- Poche, F., 1913.** Das System der Protozoa. *Archiv fuer Protistenkunde*. 30:125-321.
- Poore, R.Z., 2007.** Pliocene environments. In: S.A. Elias (Editor), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, London: 1948-1958.

-
- Prahl, F.G., Wakeham, S.G., 1987.** Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment. *Nature* 330: 367–369.
- Prahl, F.G., Muehlhausen, L.A., Zahnle, D.L., 1988.** Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2303–2310.
- Prange, M., Schulz, M., 2004.** A coastal upwelling seasaw in the Atlantic Ocean as a result of the closure of the Central American Seaway. *J. Geophys. Res.*, 31. doi: 10.1029/2004GL020073.
- Prell, W.L., Hays, J.D., 1976.** Late Pleistocene faunal and temperature patterns of the Colombia Basin, Caribbean Sea. *In: Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology.* Cline, R.M., Hays, J.D. (Eds). The Geological Society of America, Memoir 145: 201-220.
- Pujos, A., 1985.** Cenozoic nannofossils, central equatorial Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 85. *In: Mayer, L., Theyer, F., Thomas, E., et al., Init. Repts. DSDP, 85: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 581-607.*
- Pujos, A., 1987.** Late Eocene to Pleistocene medium-sized and small-sized “reticulofenestrads.” *Proceeding INA Vienna Meeting 1985.* Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 39: 239–277.
- Quinn, P., Thierstein, H.R., Brand, L., Winter, A., 2003.** Experimental evidence for the species character of *Calcidiscus leptoporus* morphotypes. *J. Paleontol.*, 77 (5): 825–830.
- Quinn, P.S., Saez, G.A., Baumann, K.-H., Steel, B.A., Sprengel, C., Medlin, L., 2004.** Coccolithophorid biodiversity: evidence from the cosmopolitan species *Calcidiscus leptoporus*. *In: Thierstein, H.R., Young, Y.R. (Eds.), Coccolithophores from Molecular Processes to Global Impact.* Springer, Berlin, pp. 299–326.
- Raffi, I., Rio, D., 1979.** Calcareous nannofossil biostratigraphy of DSDP Site 132-Leg 13 (Tyrrhenian Sea-Western Mediterranean). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 85: 127–172.
- 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(3): 387-408.
- Raffi, I., Flores, J.A., 1995.** Pleistocene through Miocene calcareous nannofossils from eastern equatorial Pacific Ocean. *Proc. ODP, Sci. Results*, 138. College Station, TX (Ocean Drilling Program): 233–286.
- 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 (Leg 115, 130, and 138). *In: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., and van Andel, T.H. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results*, 138: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 479–502. doi:10.2973/odp.proc.sr.138.125.1995
- Raffi, I., Backman, J., Rio, D., 1998.** Evolutionary trends of tropical calcareous nannofossils in the late Neogene. *Mar. Micropaleontol.*, 35: 17–41.
- 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., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., Hilgen, F.J., 2006.** A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quat. Sci. Rev.*, 25, 3113–3137.
- Ravelo, A.C., Shackleton, N.J., 1995.** Evidence for Surface Water Circulation Changes at ODP Site 851 in the Eastern Tropical Pacific. *In: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., van Andel, T.H. (Eds.). Proc. ODP, Sci. Results*, 138. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 503–514.
- Ravelo, A.C., Andreasen, D.H., 2000.** Enhanced circulation during a warm period. *Geophys Res. Lett.*, 27 (7): 1001–1004.
-

Bibliografía

- Ravelo, A.C., Andreasen, D.H., Lyle, M., Lyle, A.O., Wara, M.W., 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature*, 429: 263–267. doi:10.1038/nature02567.
- Ravelo, A.C., Dekens, P.S., McCarthy, M., 2006. Evidence for El Niño-like conditions during the Pliocene. *GSA Today*, 16: 4–11. doi:10.1130/1052-5173.
- Ravelo, A.C., Hillaire-Marcel, C., 2007. The use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in studies of paleoceanography, in Hillaire-Marcel, C., and de Vernal, A., eds., *Proxies in late Cenozoic Paleocyanography*: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier: 735–764.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Backman, J., Clement, B.M., Martinson, D.G., 1989. Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleoceanography*, 4:413–446.
- Raymo, M.E., Rind, D., Ruddiman, W.F., 1990a. Climatic effects of reduced Arctic sea ice limits in the GISS II general circulation model. *Paleoceanography*, 5:367–382.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J., Oppo, D.W., 1990b. Evolution of Atlantic-Pacific $\delta^{13}\text{C}$ gradients over the last 2.5 m.y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Volume 97, Issue 3-4, 353–368.
- Raymo, M.E., Rau, G.H., 1992. Plio-Pleistocene atmospheric CO₂ levels inferred from POM d¹³C at DSDP Site 607, *Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, 73(43), 95.
- Raymo, M.E., Hoddell, D., Jansen, E., 1992. Response of deep ocean circulation to initiation of Northern Hemisphere glaciation (3–2Ma). *Paleoceanography*, 7: 645–672.
- Raymo, M.E., Grant, B., Horowitz, M., Rau, G.H., 1996. Mid Pliocene warmth: stronger greenhouse and stronger conveyor. *Mar. Micropaleontol.*, 27: 313–326.
- Raymo, M.E., Lisiecki, L.E., Nisancioglu, K.H., 2006. Plio-Pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global $\delta^{18}\text{O}$ record. *Science*, 313 (5786): 492–495.
- Rea, D.K., Snoeckx, H., Joseph, L.H., 1998. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the Northern Hemisphere. *Paleoceanography*, 13: 215–224.
- Reid, J.L., Jr., 1965. Intermediate waters of the Pacific Ocean, *Johns Hopkins Oceanogr. Stud.*, 5, 96 pp.
- Reddy, M.P.M., 2001. *Descriptive Physical Oceanography*. Lisse (Netherlands); Exton, PA: A.A. Balkema Publishers, 440 pp.
- Renaud, S., Klaas, C., 2001. Seasonal variations in the morphology of the coccolithophores *Calcidiscus leptoporus* off Bermuda (N. Atlantic). *J. Plankton Res.*, 23: 779–795.
- Renaud, S., Ziveri, P., Broerse, A.T.C., 2002. Geographical and seasonal differences in morphology and dynamics of the coccolithophore *Calcidiscus leptoporus*. *Mar. Micropaleontol.*, 46: 363–385.
- Reynaud, S., Ferrier-Pagès, C., Meibom, A., Mostefaoui, S., Mortlock, R., Fairbanks, R., Allemand, D., 2007. Light and temperature effects on Sr/Ca and Mg/Ca ratios in the scleractinian coral *Acropora* spp. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 354–362.
- Reynolds, L.A., Thunnell, R.C., 1986. Seasonal production and morphologic variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in the northeast Pacific. *Micropaleontology*, 32 (1): 1–18.
- Richards, F., 1960. Some chemical and hydrographic observations along the north coast of South America. *Deep-Sea Res.*, 7: 163–182.
- Richardson, P.L., 2004. Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Research II*, 52: 429–463.
- Rickaby, R.E.M., Halloran, P., 2005. Cool La Niña during the warmth of the Pliocene? *Science*, 307: 1948–1952. doi:10.1126/science.1104666.
- Rind, D., 1998. Latitudinal temperature gradients and climate change. *J. Geophys. Res.*, 103: 5943–5971.
- Rind, D., Chandler, M., 1991. Increased ocean heat transports and warmer climate. *J. Geophys. Res.*, 96: 7437–7461.

- Rio, D., 1982.** The fossil distribution of the coccolithophore genus *Gephyrocapsa* Kamptner and related Plio–Pleistocene chronostratigraphic problems. *Init. Repts.*, DSDP 68: 325–343.
- Rio, D., Fornaciari, E., Raffi, I., 1990.** Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nanofossils from western equatorial Indian Ocean (Leg 115). In Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C., *et al.*, *Proc. ODP, Sci. Results*, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 175–235.
- Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Andreson, D.M., Abbott, M.A., Enfield, D.B., Newman, J.H., 1999.** An 15,000 year record of El Niño driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, 283: 516–520.
- Rollion-Bard, C., Chaussidon, M., France-Lanord, C., 2003.** PH control on oxygen isotopic composition of symbiotic corals. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215: 275–288.
- Romein, A.J.T. 1979.** Lineages in Early Paleogene calcareous nanoplankton. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 22: 231.
- Rontani, J.F., Prahl, F.G., Volkman, J.K., 2006.** Re-examination of the double bond positions in alkenones and derivatives: biosynthetic implications. *Journal of Phycology* 42, 800–813. doi:10.1111/j.1529-8817.2006.00251.x
- Rosengard, S., 2011.** The Early Eocene Climatic Optimum: An environmental snapshot within Earth's latest hothouse. Ph.D. Thesis, Center for Environmental Studies, Brown University, Rhode Island, USA . 67 pp.
- Rosenthal, Y., Boyle, E., 1993.** Factors controlling the fluoride content of planktonic foraminifera: An evaluation of its paleoceanographic applicability. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 335–346
- Rosenthal, Y., Linsley, B.K., 2006.** Mg/Ca and Sr/Ca paleothermometry from calcareous marine fossils. In: Elias, S. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier
- Roth, G.D., 2003.** Meteorología. Formaciones nubosas y otros fenómenos meteorológicos. Situaciones meteorológicas generales. Pronósticos del tiempo. Barcelona: Ediciones Omega (edición original alemana: München, 2002).
- Roth, J.M., Droxler, A.W., Kameo, K., 2000.** The Caribbean carbonate crash at the middle to late Miocene transition: linkage to the establishment of the modern global ocean conveyor. En: Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.D., and Draper, G. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 165: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 249–273. doi:10.2973/odp.proc.sr.165.013.2000.
- Roth, P.H., 1970.** Oligocene calcareous nanoplankton biostratigraphy. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 63: 799–881.
- Roth, P.H., 1994.** Distribution of coccoliths in oceanic sediments. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 199–218.
- Roth, P.H., Berger, W.H., 1975.** Distribution and dissolution of coccoliths in the South and Central Pacific. Dissolution of Deep-sea Carbonates. *Cushman Found. Foramin. Res., Spec. Publ.*, 13: 87–113.
- Roth, P.H., Coulbourn, W.T., 1982.** Floral and solution patterns of coccoliths in surface sediments of the North Pacific. *Mar. Micropaleontol.*, 7: 1–52.
- Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J., McIntyre, A., 1986.** North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years. In: Summerhayes, C.P. and Shackleton, N.J. (eds), *North Atlantic Palaeoceanography*, Geological Society Special Publication, 21: 155–173.
- Rueda-Roa, D.T., Muller-Karger, F.E., 2013.** The southern Caribbean upwelling system: Sea surface temperature, wind forcing and chlorophyll concentration patterns. *Deep-Sea Research I*, 78: 102–114.
- Rühlemann, C., Diekmann, B., Mulitza, S., Frank, M., 2001.** Late Quaternary changes of western equatorial Atlantic surface circulation and Amazon lowland climate recorded in Ceara Rise deep sea sediments. *Paleoceanography*, 16 (3): 293–305. doi: 10.1029/1999PA000474

- Ruiz-Ochoa, M., Beier, E., Bernal, G., Barton, E.D., 2012. Sea surface temperature variability in the Colombian Basin Caribbean Sea. *Deep-Sea Res. I*, 64: 43–53.
- Saavedra-Pellitero, M., Flores, J.A., Sierro, F.J., 2007. Nuevas aportaciones a la biogeografía de coccolitóforos en el Pacífico ecuatorial y suroriental. *Geogaceta*, 42: 91–94.
- Saavedra-Pellitero, M., Flores, J.A., Baumann, K.H., Sierro, F.J., 2010. Coccolith distribution patterns in surface sediments of Equatorial and Southeastern Pacific Ocean. *Geobios*, 43: 131–149. doi:10.1016/j.geobios.2009.09.004
- Saenger, C., Affek, H.P., Felis, T., Thiagarajan, N., Lough, J.M., Holcomb, M., 2012. Carbonate clumped isotope variability in shallow water corals; temperature dependence and growth-related vital effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 99: 224–242. doi:10.1016/j.gca.2012.09.035.
- Saito, T., 1976. Geologic significance of coiling direction in the planktonic foraminifera *Pulleniatina*. *Geology*, 4: 305–309.
- Samtleben, C., 1980. Die Evolution der Coccolithophoriden-Gattung *Gephyrocapsa* nach Befunden im Atlantik. *Paläontologische Zeitschrift*, 54: 91–127.
- Samtleben, C., Baumann, K.H., Schröder-Ritzrau, A., 1995. Distribution, composition and seasonal variation of coccolithophore communities in the Northern North Atlantic. En: J.A. Flores and F.J. Sierro, Editors, 5th INA Conference in Salamanca Proceedings: 219–235.
- Sarmiento, J.L., Gruber, N., Brzezinski, M.A., Dunne, J.P., 2004. High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. *Nature*, 427: 56–60.
- Sato, T., Saito, T., Yuguchi, S., Nakagawa, H., Kameo, K., Takayama, T., 2002. Late Pliocene calcareous nannofossil paleobiogeography of the Pacific Ocean: evidence for glaciation at 2.75 Ma. *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 19: 175–189.
- Sawada K., Handa, N., Shiraiwa, Y., Danbara, A., Montani, S., 1996. Long-chain alkenones and alkyl alkenoates in the coastal and pelagic sediments of the northwest North Pacific, with special reference to the reconstruction of *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica* ratios. *Org. Geochem.* 24, 751–764.
- Schiller, J., 1930. Coccolithineae. In L. Rabenhorst (ed.). *Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz*. 10. Band, 2 Abt. :89–267.
- Schlanger, S.O., Premoli-Silva, I., 1981. Tectonic, Volcanic and Paleogeographic Implications of Redeposited Reef Faunas of Late Cretaceous and Tertiary Age from the Nauru Basin and Line Islands. In: *Init. Repts. of the DSDP*, 61 Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States: 817–827.
- Schmidt, R.R., 1978. Calcareous nannoplankton from the western North Atlantic, DSDP Leg 44. En: Benson, W.E., Sheridan, R.E., Pastouret, L., Enos, P., Freeman, T., Murdmaa, I.O., Worstell, P. (Eds.), *Init. Repts. of the DSDP*, XLIV: 703–729.
- Schmidt, M.W., Spero, H.J., Lea, D.W., 2004. Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation. *Nature*, 428: 160–163.
- Schmittner, A., 2005. Decline of the marine ecosystem caused by a reduction in the Atlantic overturning circulation. *Nature*, 434: 628–633.
- Schmitz, W.J., Richardson, P.L., 1991. On the sources of the Florida Current. *Deep-Sea Res., A*, Oceanogr. Res. Pap.38, S379–S409.
- Schmuker, B., Schiebel, R., 2002. Planktic foraminifers and hydrography of the eastern and northern Caribbean Sea. *Mar. Micropal.*, 428: 387–403.
- Schneider, B., Schmittner, A., 2006. Simulating the impact of the Panamanian seaway closure on ocean circulation, marine productivity and nutrient cycling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 246: 367–380.
- Schneider, D.A., 1995. Paleomagnetism of some Leg 138 sediments: detailing Miocene chronostratigraphy. In: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., van Andel, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results, 138*. Ocean Drilling Program, College Station, TX: 59–72.

- Schneider, R.R., Müller, P., Acheson, R., 1999.** Atlantic Alkenone Sea-Surface Temperature Records. *In: Abrantes, F., Mix, A. (Eds.), Reconstructing Ocean History: A Window into the Future.* Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 33–55.
- Schroeder, D.C., Biggi, G.F., Hall, M., Davy J., Martínez, J.M., Richardson, A.J., Malin, G., Wilson, W.H., 2005.** A genetic marker to separate *Emiliana huxleyi* (Prymnesiophyceae) morphotypes. *J. Phycol.*, 41: 874-879.
- Seki, O., Foster, G.L., Schmidt, D.N., Mackensen, A., Kawamura, K., Pancost, R.D., 2010.** Alkenone and boron-based Pliocene PCO₂ records. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 292: 201–211.
- Selli, R., 1960.** *Giornale di Geologia*, 28: 1-33.
- Sexton, P.F., Wilson, P.A., Pearson, P.N., 2006.** Microstructural and geochemical perspectives on planktic foraminiferal preservation: ‘Glassy’ versus ‘Frosty’. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7:Q12P19, doi:10.1029/2006GC001291.
- Shackleton, N.J., 1974.** Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Les Meth. Quant. d’étude Var. Clim. au Cour du Pleist.*, Coll. Int. C.N.R.S., vol. 219: 203–209.
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schitker, D., Baldauf, J., 1984.** Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, 307: 620–623.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Pate, D., 1995a.** Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP Site 846. *In: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., van Andel, T.H. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 138.* Ocean Drilling Program, College Station, TX: 337–355.
- Shackleton, N.J., Crowhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N.G., Schneider, D.A., 1995b.** A new late Neogene time scale: application to Leg 138 sites. *In: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., van Andel, T.H. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 138.* Ocean Drilling Program, College Station, TX: 73–101.
- Shackleton, N.J., Crowhurst, S., 1997.** Sediment fluxes based on an orbitally tuned time scale 5 Ma to 14 Ma, Site 926. *In Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., and Bralower, T.J. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 69–82.* doi:10.2973/odp.proc.sr.154.102.1997
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., 1997.** The late Miocene stable isotope record, Site 926, Proc. Ocean Drill. Program *Sci. Results, 154: 367–374.*
- Shipboard Scientific Party, 1989.** Site 756. *In Peirce, J., Weissel, J., et al., Proc. ODP, Init. Repts., 121: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 259–303.* doi:10.2973/odp.proc.ir.121.110.1989.
- Shulmeister, J., Lees, B.G., 1995.** Pollen evidence from tropical Australia for the onset of an ENSO-dominated climate at c. 4000 BP. *The Holocene*, 5: 10–18.
- Siesser, W.G., 1994.** Historical background of coccolithophore studies. *Coccolithophores. A. Winter, Siesser, W. G. Cambridge, Cambridge University Press: 1–11.*
- Sigurdsson, H., Leckie, R.M., Acton, G.D., et al., 1997.** Shipboard Scientific Party. Site 999. *Proc. ODP, Init. Repts., 165: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 131–230.* doi:10.2973/odp.proc.ir.165.104.1997.
- Sikes E.L., Farrington, J.W., Keigwin L.D., 1991.** Use of the alkenone unsaturation ratio U_{37}^k to determine past sea surface temperatures: core-top SST calibrations and methodology considerations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 36–47.
- Sinton, C.D., Duncan, R.A., Denyer, P., 1997.** Nicoya Peninsula, Costa Rica: A single suite of the Caribbean oceanic plateau magmas. *J. Geophys. Res.*, 102 (B7): 15507–15520.
- Sloan, L.C., Crowley, T.J., Pollard, D., 1996.** Modeling of middle Pliocene climate with the NCAR GENESIS general circulation model. *Mar. Micropaleontol.*, 27: 51–61.
- Sloan, L.C., Huber, M., 2001.** Eocene Oceanic Responses to Orbital Forcing on Precessional Time Scales. *Paleoceanography*, 16 (1): 101-111. doi:10.1029/1999PA000491.

- Slujs, A., Bowen, G.J., Brinkhuis, H., Lourens, L.J., Thomas, E., 2007. The Palaeocene–Eocene Thermal Maximum super greenhouse: biotic and geochemical signatures, age models and mechanisms of global change. In: *Deep-time perspectives on climate change: Marrying the signal from computer models and biological proxies*. In: M. Williams, A.M. Haywood, F.J. Gregory, and D.N. Schmidt, eds. Geological Society of London: 323–350.
- Sorby, H.C., 1861. On the organic origin of the so-called “crystalloids” of the chalk. *Annals and Magazine of Natural History, series 3*, 8: 193–200.
- Sprengel, C., Baumann, K.-H., Neuer, S., 2000. Seasonal and interannual variation of coccolithophore fluxes and species composition in sediment traps north of Gran Canaria (29°N 15°W). *Mar. Micropaleontol.*, 39: 157–178.
- Sprovieri, R., Di Stefano, E., Incarbona, A., Gargano, M.E., 2003. A High resolution record of the last deglaciation in the Sicily channel based on foraminifera and calcareous nannofossil quantitative distribution. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 202: 119–142.
- Stainforth, R.M., 1968. Mid-Tertiary diastrophism in northern South America. In: *Trans. Fourth Carib. Geol. Conf., Port Spain, Trinidad and Tobago, 1965*: 159–174.
- Steel, B.A. 2001. Physiology, growth and morphometry of selected extant coccolithophorids, with particular reference to *Calcidiscus leptoporus* (Murray and Blackman, 1889) Loeblich and Tappan 1987. MSc Thesis, University College London, London, 83 pp.
- Steenbrink, J., Kloosterboer van Hoeve, M.L., Hilgen, F.J., 2003. Millennial-scale climate variations recorded in Early Pliocene colour reflectance time series from the lacustrine Ptolemais Basin (NW Greece). *Glob. Planet. Change*, 36 (1–2): 47–75.
- Stehli, F.G., Webb, S.D., editors. 1985. The Great American Biotic Interchange. Plenum Press, New York. <http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4684-9181-4>.
- Steinmetz, J.C., 1994. Sedimentation of coccolithophores. In: Winter, A., & Siesser, W.G. (Eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, 179–197.
- Stensrud, D.J., 1996. Importance of low-level jets to climate: A review. *J. Climate*, 9: 1698–1711.
- Steph, S., 2005. Pliocene Stratigraphy and the Impact of Panama Uplift on Changes in Caribbean and Tropical East Pacific Upper Ocean Stratification (6 – 2.5 Ma). Ph.D. Thesis, Univ. of Kiel, Kiel, Germany. 158 pp.
- Steph, S., Tiedemann, R., Groeneveld, J., Sturm, A., Nürnberg, D., 2006a. Pliocene changes in tropical east Pacific upper ocean stratification: response to tropical gateways? In: Tiedemann, R., Mix, A.C., Richter, C., and Ruddiman, W.F. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 202: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–51. doi:10.2973/odp.proc.sr.202.211.2006.
- Steph, S., Tiedemann, R., Prange, M., Groeneveld, J., Nürnberg, D., Reuning, L., Schulz, M., Haug, G.H., 2006b. Changes in Caribbean surface hydrography during the Pliocene shoaling of the Central American seaway. *Paleoceanography*, 21 (4): PA4221. doi:10.1029/2004PA001092
- Steph, S., Tiedemann, R., Prange, M., Groeneveld, J., Schulz, M., Timmermann, A., Nürnberg, D., Rühlemann, C., Saukel, C., Haug, G.H., 2010. Early Pliocene increase in thermohaline overturning: A precondition for the development of the modern equatorial Pacific cold tongue. *Paleoceanography*, 25, PA2202, doi:10.1029/2008PA001645.
- Sverdrup, H., Johnson, M.W., Fleming, R.H., 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and Biology*, 1087 pp., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Taft, B.A., Hickey, B.M., Wunsch, C., Baker, D.J. Jr., 1974. Equatorial Undercurrent and deeper flows in the central Pacific. *Deep-Sea Research*, 21: 403–430.
- Takahashi, K., Okada, H., 2000. The paleoceanography for the last 30,000 years in the southeastern Indian Ocean by means of calcareous nannofossils. *Mar. Micropaleontol.* 40: 83–103.

- Takayama, T., 1980.** Calcareous nannofossil biostratigraphy, Leg 55 of the deep sea drilling project. *Init. Repts. of the DSDP*, J. Shambach, Jackson, E. D., Koizumi, I., et al. College Station, TX, Texas A & M University. 55: 349-363.
- Takayama, T., 1993.** Notes on Neogene calcareous nannofossil biostratigraphy of the Ontong Java Plateau and size variations of *Reticulofenestra* coccoliths. *Proc. ODP, Sci. Results*, 130: 179-229.
- Takayama, T., Sato, T., Kameo, K., Goto, T., 1995.** Quaternary coccolith biostratigraphy and the age of the Pliocene/Pleistocene boundary. *Quaternary Research*, 34: 157-170.
- Tan, S.H., 1927.** *Discoasteridae* incertae sedis. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen. Proceedings; Sect. Sci. 30:411-419.
- Tanaka, Y., 1991.** Calcareous nannoplankton Thanatocoenoses in surface sediments from seas around Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd Ser. Geol.*, 61: 127-198.
- Tappan, H., 1980.** The Paleobiology of Plant Protists. W.H. Freeman & Co. 1028 pp.
- Theodoridis, S.A., 1984.** Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and *Discoasters*. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 32. 271pp.
- Thierstein, H., Young, J., 2004.** Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact, Springer (New York).
- Thiagarajan, N., Adkins, J., Eiler, 2011.** Carbonate clumped isotope thermometry of deep-sea corals and implications for vital effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75: 4416-4425.
- Thomsen, H.A., Ostergaard, J.B., Hansen, L.E., 1991.** Heteromorphic life histories in Arctic coccolithophorids (Prymnesiophyceae). *Journal of Phycology*, 27: 634-642.
- Tiedemann, R., Franz, S.O., 1997.** Deep water circulation, chemistry and terrigenous sediment supply in the Equatorial Atlantic during the Pliocene, 2.6-3.3 Ma and 4.5-5 Ma. In Curry, W.B., Shackleton, N.J., and Richter, C., *Proc. ODP, Sci. Results*, 154, pp. 299-318.
- Tiedemann, R., Mix, A., 2007.** Leg 202 synthesis: southeast Pacific paleoceanography. In Tiedemann, R., Mix, A.C., Richter, C., and Ruddiman, W.F. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 202: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1-56. doi:10.2973/odp.proc.sr.202.201.2007
- Tiedemann, R., Sarnthein, M., Shackleton, N.J., 1994.** Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust flux records of Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography* 9, 619-638.
- Tiedemann, R., Mix, A.C., Richter, C., Ruddiman, W.F., 2007.** *Proc. ODP, Sci. Results*, 202: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.sr.202.2007.
- Tomczak, M., Godfrey, J.S., 2001.** Regional Oceanography: an Introduction: <http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/regoc/pdfversion.html>
- Torres, M.A., 2007.** The petroleum geology of western Turkmenistan: The Gograndag-Okarem province, in P. O. Yilmaz and G. H. Isaksen, editors, Oil and gas of the Greater Caspian area: AAPG Studies in Geology 55, p. 109-132. doi:10.1306/1205842St553252.
- Trauth, M.H., Deino, A., Bergner, A.G.N., Strecker, M.R., 2003.** East African climate change and orbital forcing during the last 175 kyr BP, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206: 297-313.
- Tremolada, F., De Bernardi, B., Erba, E., 2008.** Size variations of the calcareous nannofossil taxon *Discoaster* multiradiatus (Incertae sedis) across the Paleocene-Eocene thermal maximum in ocean drilling program holes 690B and 1209B. *Mar. Micropalaeontol.*, 67: 239-254.
- Trenberth, K.E., 1997.** The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78, 2771-2777.
- Trenberth, K.E., Caron, J.M., 2000:** The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures and precipitation. *J. Clim.*, 13, 4358-4365.
- Tripati, A., Backman, J., Elderfield, H., Ferretti, P., 2005.** Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature* 436: 341-346.
- Tripati, A.K., Robert, C.D., Eagle, R.A., 2009.** Coupling of CO₂ and ice sheet stability over major climate transitions of the last 20 million years. *Science*, 326: 1394-1397.

Bibliografia

- Tsuchiya, M., 1968.** Upper waters of the intertropical Pacific Ocean. *Johns Hopkins Oceanographic Studies*, 4, 50 pp.
- Tsuchiya, M., Talley, L.D., 1998.** A Pacific hydrographic section at 88°W: water-property distribution. *J. Geophys. Res.-Oceans* 103, 12,899–12,918.
- Tudhope, A.W., Chilcott, C.P., McCulloch, M.T., Cook, E.R., Chappell, J., Ellam, R.M., Lea, D.W., Lough, J.M., Shimmield, G.B., 2001.** Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science*, 291: 1511–1516.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., 2006.** Simulating sub-Milankovitch climate variations associated with vegetation dynamics, *Clim. Past Discuss.*, 2: 745–769.
- Urey, H.C., 1947.** The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society of London*, 1947:562–581. doi:10.1039/JR9470000562
- Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S., McKinney, C.R., 1951.** Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the Southeastern United States. *Geol. Soc. Am. Bull.* 62 (4): 399–416. doi:10.1130/0016-7606(1951)62[399:MOPATO]2.0.CO;2
- Uschakova, H.G., 1970.** Coccoliths in suspension and in the surface layer of sediments in the Pacific ocean. In: Funell, B., and Riedel, W. Eds. *Micropal. Oceans*, Cambridge Univ. Press.: 243-251.
- van Aken, H.M., 2007.** The Oceanic Thermohaline Circulation: An Introduction, Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, 39: 121–151, doi:10.1007/978-0-387-48039-8-7.
- Van Heck, S.E., Prins, B., 1987.** A refined nannoplankton zonation for the Danian of the Central North Sea. In: Stradner, H., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Proc. Int. Nannoplankt. Assoc., Vienna Meeting*, 39: 285–303.
- Varol, O., 1989.** Paleocene calcareous nannofossil biostratigraphy. In: Crux, J.A., van Heck, S.E. (Eds.). *Nannofossils and their applications*. Ellis Harwood, Chichester, UK: 265–310.
- Varol, O., 1992.** Taxonomic revision of the Polycyclolithaceae and its contribution to Cretaceous biostratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy*, 27 (93-127).
- Vecchi, G.A., 2006.** Slowdown in Tropical Pacific Flow Pinned on Climate Change. University Corporation for Atmospheric Research. <http://www.ucar.edu/news/releases/2006/walker.shtml>.
- Vidal, L., Bickert, T., Röhl, U., Wefer, G., 2000.** Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: Relation to Messinian events. *Marine Geology*, 180: 71–85.
- Villa, G., Lupi, C., Cobianchi, M., Florindo, F., Pekar, S.F., 2007.** A Pleistocene warming event at 1 Ma. In Prydz Bay, East Antarctica: Evidence from ODP Site 1165. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 260: 230–244.
- Vink, A., 2004.** Calcareous dinoflagellate cysts in South and equatorial Atlantic surface sediments: diversity, distribution, ecology and potential for palaeoenvironmental reconstruction. *Mar. Micropalaeontol.*, 50: 43-88.
- Vink, A., Rühlemann, C., Zonneveld, K.A.F., Mulitza, S., Hüls, M., Willems, H., 2001.** Shifts in the position of the North Equatorial Current and rapid productivity changes in the western Tropical Atlantic during the last glacial. *Paleoceanography*, 16 (5): 479-490.
- Visser, K., Thunell, R., Stott, L., 2003.** Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation. *Nature*, 421: 152–155.
- Volkman J.K., Eglinton, G., Corner, E.D.S., Sargent, J.R., 1980a.** Novel unsaturated straight-chain C37-C39 methyl and ethyl ketones in marine sediments and a coccolithophore *Emiliania huxleyi*. In *Advances in Organic Geochemistry 1979* (ed. A. G. Douglas and J. R. Maxwell): 219–227, Pergamon.
- Volkman J.K., Eglinton G., Corner E.D.S., Forsberg T.E.V., 1980b.** Long-chain alkenes and alkenones in the marine coccolithophorid *Emiliania huxleyi*. *Phytochemistry* 19, 2619–2622.

- Volkman J.K., Barrett, S.M., Blackburn, S.I., Sikes, E.L., 1995.** Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: Implications for studies of paleoclimate. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 513–520.
- Vuille, M., Werner, M., 2005.** Stable isotopes in precipitation recording South American Summer Monsoon and ENSO variability: Observations and model results, *Clim. Dyn.*, 25, 401–413.
- Wade, B.S., Bown, P.R., 2006.** Calcareous nannofossils in extreme environments: The Messinian Salinity Crisis, Polemi Basin, Cyprus. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 233: 271–286.
- Waelbroeck, C, Mulitza, S, Spero, H, Dokken, T, Kiefer, T, Cortijo, E., 2005.** A global compilation of Late Holocene planktonic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$: Relationship between surface water temperature and $\delta^{18}\text{O}$., 24 (7-9): 853-868
- Wallace, J.M., Rasmusson, E.M., Mitchell, T.P., Kousky, V.E., Sarachik, E.S., von Storch, H., 1998.** On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from Toga. *J. Geophys. Res.*, 103: 14,241–14,259.
- Wallich, G.C., 1860.** Results of soundings in the North Atlantic. *Annals of Natural History*, 6: 457–458.
- Wallich, G.C., 1861.** Remarks on some novel phases of organic life and on the boring powers of minute annelids, at great depths in the sea. *Annals of Natural History series 3*, 8: 52–58.
- Wallich, G.C., 1877.** Observations on the coccosphere. *Annals and Magazine of Natural History*. 19: 342-350.
- Wang, P., 1999.** Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: paleoceanographic and sedimentological features. *Marine Geology* 156: 5–39
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X., Solheid, M., 2007.** Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geoph. Res. Lett.*, 34, L23701. doi:10.1029/2007GL031149.
- Wang, Y., Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008.** Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 451: 1090–1093. doi:10.1038/nature06692.
- Wara, M.W., Ravelo, A.C., Revenaugh, J.S., 2000.** The pacemaker always rings twice. *Paleoceanography*, 15 (6): 616–624.
- Wara, M.W., Ravelo, A.C., Delaney, M.L., 2005.** Permanent El Niño-like conditions during the Pliocene warm period. *Science*, 309: 758–761.
- Watanabe, T., Suzuki, A., Minobe, S., Kawashima, T., Kameo, K., Minoshima, K., Aguilar, Y.M., Wani, R., Kawahata, H., Sowa, K., Nagai, T., Kase, T., 2011.** Permanent El Niño during the Pliocene warm period not supported by coral evidence. *Nature*, 471: 209–211. doi:10.1038/nature09777.
- Webb, S.D., 1985.** Late Cenozoic mammal dispersals between the Americas. In: F.G. Stehli and S.D. Webb (Editors). *The Great American Biotic Interchange*. Plenum Press, New York, N.Y.: 357–386.
- Weber, J.N., Woodhead, P.M.J., 1970.** Carbon and oxygen isotope fractionation in the skeletal carbonate of reef-building corals. *Chemical Geology*, 6: 93–117.
- Wefer, G., Berger, W.H., Bijma, J., Fischer, G., 1999.** Clues to ocean history: A brief overview of proxies. In: *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples From the South Atlantic*, edited by G. Fischer and G. Wefer: 1–68, Springer, Berlin.
- Wei, W., Bergen, J.A., and Applegate, J., 1988.** Cenozoic calcareous nannofossils from the Galicia Margin, Ocean Drilling Program Leg 103. In: Boillot, G., Winterer, E.L., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 279–292.
- Wei, W., Wise Jr., S.W., 1990.** Biogeographic gradients of middle Eocene–Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 79: 29–61.

Bibliografia

- Weissert, H., Joachimski, M., Sarnthein, M., 2008. Chemostratigraphy. Newsletters on Stratigraphy, Volume 42, No. 3: 145-179. DOI: 10.1127/0078-0421/2008/0042-0145.
- Wells, P., Okada, H., 1997. Response of nanoplankton to major changes in sea-surface temperature and movements of hydrological fronts over Site DSDP 594 (south Chatham Rise, southeastern New Zealand), during the last 130 kyr. *Mar. Micropaleontol.*, 32: 341–363.
- Westbroek, P., Brown, C.W., Van Bleijswijk, J., Brownlee, C., Brummer, G.J., Conte, M., Egge, J., Fernandéz, 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 *Emiliania huxleyi*. *Global Planetary Change* 8: 27–46.
- Weyl, P.K., 1968. The role of the ocean in climatic change: a theory of the ice ages. *Meteorological Monograph*, 8: 37-62.
- Whitehead, J.M., Bohaty, S.M., 2003. Pliocene summer sea surface temperature reconstruction using silicoflagellates from Southern Ocean ODP Site 1165, *Paleoceanography*, 18(3): 1075. doi:10.1029/2002PA000829.
- Whittaker, R.H., Margulis, L., 1978. Protist classification and the kingdoms of organisms. *Biosystems* 10: 3–18.
- Willis, K.J., Kleczkowski, A., Briggs, K.M., Gilligan, C.A., 1999. The role of sub-Milankovitch climatic forcing in the initiation of the northern hemisphere glaciation. *Science*, 285: 568–571.
- Wilson, P.A., Norris, R.D., 2001. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, 412:425–429.
- Wilson, P.A., Norris, R.D., Cooper, M.J., 2002. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30:607–610.
- Winter, A., 1982. Paleoenvironmental interpretation of Quaternary coccolith assemblages from the Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea. *Revista Española de Micropaleontología*, 14: 291–314.
- Winter, A., Almogi-Labin, A., Erez, Y., Halicz, E., Boaz, L., Reiss, Z., 1983. Salinity tolerance of marine organisms deduced from Red Sea Quaternary record. *Mar. Geol.*, 53: 17-22.
- Winter, A., Briano, J., 1989. Coccolithophores and global CO₂. *INA Newsletter*, 11(2): 109–110.
- Winter, A., Siesser, W.G., 1994. Atlas of living coccolithophores. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge. 242 pp.
- Winter, A., Jordan, R.W., Roth, P.H., 1994. Biogeography of living Coccolithophores in ocean waters. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, London, 161–178.
- Wise, S.W., Jr., 1983. Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by Deep Sea Drilling Project Leg 71 in the Falkland Plateau region, Southwest Atlantic Ocean. In: W.J Ludwig and V.A Krasheninnikov *et al.*, Editors, *Init. Repts. of the DSDP*, 71, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.: 481–550.
- Wolter, K., Timlin, M.S., 1993. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma: 52-57.
- Wolter, K., Timlin, M.S., 1998. Measuring the strength of ENSO events - how does 1997/98 rank? *Weather*, 53, 315-324.
- Wolter, K., Timlin, M.S., 2011. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *Intl. J. Climatology*, 31: 1074–1087.
- Wooster, W.S., Gilmartin, M., 1961. The Peru-Chile Undercurrent. *Journal of Marine Research*, 19 (3): 97–122.
- Worthington, L.V., 1959. The 18° water in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*5, 297–305.

- Worthington, L.V., 1976.** On the North Atlantic circulation. *Oceanographic Studies*, The John Hopkins University, Baltimore, MD, 6, 1–110.
- Wright, R.C., Hay, W.W., 1971.** The abundance and distribution of foraminifers in a back-reef environment, Mollasses Reef Florida, p. 121-174. *In: J.I. Jones and W. D. Bock (eds), A Symposium of Recent South Florida Foraminifera*. Miami Geological Society, Memoir I.
- Wüst, G., 1930.** Meridionale Schichtung und Tiefenzirkulation in den Westhälften der drei Ozeane. *J. du Cons. Int'l. Explor. Mer.*, 5 (1), 21 pp.
- Wüst, G., 1964.** Stratification and Circulation in the Antillean-Caribbean Basins, 1, Spreading and Mixing of the Water Types with an Oceanographic Atlas. Columbia University Press. New York 201 pp.
- Wyrski, K., 1963.** The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current. *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography*, 8 (4), 313–346.
- Wyrski, K., 1964.** The thermal structure of the eastern Pacific Ocean. *Deutsche Hydrographischen Zeitschrift, Ergänzungsheft reihe A*, No. 6, 84 pp.
- Wyrski, K., 1965.** Surface currents of the eastern tropical Pacific Ocean. *Bulletin of the Inter-American Tropical Tuna Commission*, 9 (5): 271–304.
- Wyrski, K., 1966.** Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, 4: 33–68.
- Wyrski, K., 1967.** Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *International Journal of Oceanology and Limnology*, 1 (2): 117–147.
- Yang, C.S., Baumfalk, Y.A., 1997.** Application of high-frequency cycle analysis in high-resolution sequence stratigraphy. *Geological Society*, London, Special Publications, 123: 181–203. doi:10.1144/GSL.SP.1997.123.01.12.
- Yang, X, DelSole, T., 2012.** Systematic Comparison of ENSO Teleconnection Patterns between Models and Observations. *J. Climate*, 25, 425–446. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00175.1>
- Yasuda, I., Okuda, K., Shimizu, Y., 1996.** Distribution and modification of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone, *J. Phys. Oceanogr.*, 26: 448-465.
- Young, J.R., 1989.** Observations on heterococcolith rim structure and its relationship to developmental processes. *In: Crux, J.A. and Heck, S.E.v. (Editors). Nannofossils and their applications*. Ellis Horwood, Chichester: 1-20.
- Young, J.R., 1990.** Size variation of Neogene Reticulofenestra coccoliths from Indian Ocean DSDP Cores. *J. Micropaleontology*, 9: 71–85.
- Young, J.R., 1991.** A Quaternary nannofossil range chart. *INA Newsletter* 13/1, 14-17.
- Young, J.R., 1994.** Functions of coccoliths. *In: Winter, A. y Siesser, W.G., Editors, 1994. Coccolithophores*, Cambridge University Press, Cambridge, p: 63–82.
- Young, J.R., 1998.** Neogene nannofossils. *In: Bown, P.R. (Ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publications, Dordrecht, Netherlands. 225– 265.
- Young, J.R., Bown, P.R., 1991.** An ontogenic sequence of coccoliths from the Late Jurassic Kimmeridge Clay of England. *Paleontology*, 34 (4): 843-850.
- Young, J.R., Bown, P.R., 1997.** Cenozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, 19 (1): 15–47.
- 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. et al., 2003.** A guide to extant coccolithophore taxonomy. *J. Nannoplankton Res. (Special Issue)*, 1: 1–124.
- Yu, J.M., Elderfield, H., 2008.** Mg/Ca in the benthic foraminifera *Cibicides wuellerstorfi* and *Cibicides mundulus*: Temperature versus carbonate ion saturation. *Earth Planet Sc Lett.*, 276: 129–139.

Bibliografía

- Zachos, J.C., Lohmann, K.C., Walker, J.C.G., Wise, S.W., Jr., 1993.** Abrupt climate changes and transient climates during the Paleogene: a marine perspective. *Journal of Geology*, 101:191–213.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001a.** Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292 (5517): 686-693.
- Zachos, J.C., Shackleton, N.J., Revenaugh, J.S., Pälike, H., Flower, B.P., 2001b.** Climate Response to Orbital Forcing Across the Oligocene-Miocene Boundary. *Science*, 292: 274–278.
- Zachos, J.C., Arthur, M.A., Bralower, T.J., Spero, H.J., 2002.** Tropical temperatures in greenhouse episodes: *Nature*, 419: 897–898. doi: 10.1038/419897b.
- Zachos, J.C., McCarren, H., Murphy, B., Röhl, U., Westerhold, T., 2010.** Tempo and scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles: implications for the origin of hyperthermals, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 299: 242-249.
- Zeebe, R.E., Wolf-Gladrow, D., 2001.** CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes: Equilibrium, Kinetics, Isotopes. Elsevier Oceanography Series 65, 346 pp.
- Zhang, J., Siesser, W.G., 1986.** Calcareous nannoplankton in continental-shelf sediments, East China Sea. *Micropaleontology*, 32 (3): 271-281.
- Ziveri, P., Thunell, R.C., Rio, D., 1995a.** Seasonal changes in coccolithophore densities in the Southern California Bight during 1991-1992. *Deep-Sea Res. I*, 42: 1881-1903.
- Ziveri, P., Thunell, R.C., Rio, D., 1995b.** Export production of coccolithophores in an upwelling region: results from San Pedro Basin, Southern California Borderlands. *Mar. Micropalaeontol.*, 24: 335–358.
- Ziveri, P., Thunell, R.C., 2000.** Coccolithophores export production in Guymas Basin, gulf of California: response to climatic forcing. *Deep-Sea Res. II*, 47:, 2073–2100.
- Ziveri, P., Broerse, A.T.C., van Hinte, J.E., Westbroek, P., Honjo, S., 2000.** The fate of coccoliths at 48°N 21°W, northeast Atlantic. *Deep-Sea Research II*, 47: 1853–1875
- Ziveri, P., Baumann, K.H., Böckel, B., Bollmann, J., Young, J., 2004.** Present day coccolithophore-biogeography in the Atlantic Ocean in Thierstein, H. and Young, J. Eds. *Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact*. Springer Verlag. p. 403-428.

Imágenes burbujas bajo el agua: Mark Tipple ©

Ilustración bibliografía: Torben Kuhlmann.

“Hogar, dulce hogar”: Bianca ilustraciones.

Anexo 1

Lista de Acrónimos

ODP	Ocean Drilling Program
IODP	International Ocean Discovery Program (previamente Integrated Ocean Drilling Program)
EEP (<i>Eastern Equatorial Pacific</i>)	Océano Pacífico ecuatorial oriental
WEP (<i>Western Equatorial Pacific</i>)	Océano Pacífico ecuatorial occidental
e.g. (<i>exempli gratia</i>)	Por ejemplo
EECO (<i>Early Eocene Climatic Optimum</i>)	Óptimo Climático del Eoceno temprano
LPTM (<i>Late Paleocene Thermal Maximum</i> – LPTM)	Máximo Climático del Paleoceno tardío
ENSO (El Niño <i>Southern Oscillation</i>)	Fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur
Upwelling	Surgencia, Zonas de elevada productividad oceánica
m.n.b.m.	Metros bajo el nivel del mar
ITCZ (<i>Intertropical Convergence Zone</i>)	Zona de Convergencia Intertropical
SST (<i>Sea Surface Temperature</i>)	Temperatura de las masas de agua superficiales
SSS (<i>Sea Surface Salinity</i>)	Salinidad de las masas de agua superficiales
SLP (<i>Sea Level Pressure</i>)	Presión atmosférica al nivel del mar
ZFS	Zona Fóptica Superior (<~200 m)
ZFI	Zona Fóptica Inferior (>~200 m)
OGCMs (<i>Ocean General Circulation Models</i>)	Modelos Generales de Circulación Oceánica
NADW (<i>North Atlantic Deep Water</i>)	Agua Noratlántica Profunda
UNADW (<i>Upper North Atlantic Deep Water</i>)	Parte superior de la masa de Agua Noratlántica Profunda
AABW (<i>Antarctic Bottom Water</i>)	Agua Antártica Profunda
AAIW (<i>Antarctic Intermediate Water</i>)	Agua Antártica Intermedia
SAMW (<i>Subantarctic Mode Water</i>)	Agua Modal Subantártica

NPIW (<i>North Pacific Intermediate Water</i>)	Agua Intermedia del Pacífico Norte
CLLJ (<i>Easterly Caribbean low-level jet</i>)	Máximo regional de vientos en la baja troposfera en el Caribe
MPWP (<i>Mid Pliocene Warm Period</i>)	Máximo Climático del Plioceno Medio
AMOC (<i>Atlantic Meridional Overturning Circulation</i>)	Circulación Meridional del Atlántico
NEC (<i>North Equatorial Current</i>)	Corriente Norecuatorial
NECC (<i>North Equatorial Countercurrent</i>)	Contracorriente Norecuatorial
EUC (<i>Equatorial Undercurrent</i>)	Corriente Ecuatorial Subsuperficial
PC (<i>Peru Current</i>)	Corriente de Perú, Corriente de Chile-Perú o Corriente de Humboldt
NBC (<i>North Brazil Current</i>)	Corriente del Norte de Brasil
GUC (<i>Guyana/Guiana Current</i>)	Corriente de Guyana
CC (<i>Caribbean Current</i>)	Corriente Caribe
SUW (<i>Subtropical Under Water</i>)	Agua subtropical subsuperficial
CW (<i>Caribbean Water</i>)	Agua superficial del Caribe
NAR (<i>Nannofossil Accumulation Rate</i>)	Tasa de acumulación de nanofósiles

Anexo 2

Lista de Especies

Reino: **Protista** Haeckel 1866

Phylum: **Prymnesiophyta** Hibberd 1976

Clase: **Prymnesiophyceae** Hibberd 1976

Orden: **Coccolithophorales** Schiller 1926

Calcidiscus leptoporus (Murray & Blackman 1898) Loeblich & Tappan 1978

Calcidiscus macintyreii (Bukry & Bramlette 1969) Loeblich & Tappan 1978

Calciosolenia murrayi Gran 1912

Catinaster mexicanus Bukry 1971

Ceratolithus cristatus Kamptner 1950

Ceratolithus telesmus Norris 1965

Coccolithus pelagicus (Wallich 1877) Schiller, 1930

Discoaster asymmetricus Gartner 1969

Discoaster brouweri Tan 1927, emend. Bramlette & Riedel 1954

Discoaster pentaradiatus Tan 1927

Discoaster surculus Martini & Bramlette 1963

Discoaster tamalis Kamptner 1967

Discoaster triradiatus Tan 1927

Discoaster variabilis Martini & Bramlette 1963

Florisphaera profunda Okada & Honjo 1973

Geminilithella rotula (Kamptner 1956) Varol 1982

Gephyrocapsa sinuosa Hay & Beaudry 1973

Helicosphaera carteri (Wallich 1877) Kamptner 1954

Helicosphaera sellii (Bukry & Bramlette 1969) Jafar & Martini 1975

Pontosphaera multipora (Kamptner 1948 ex Deflandre in Deflandre & Fert 1954) Roth
1970

Pseudoemiliana lacunosa (Kamptner 1963) Gartner 1969

Reticulofenestra minuta Roth 1970

Reticulofenestra minutula (Gartner 1967) Haq & Berggren 1978

Reticulofenestra pseudoumbilicus (Gartner 1967) Gartner 1969

Rhabdosphaera clavigera Murray & Blackman 1898

Scyphosphaera amphora Deflandre 1942

Sphenolithus abies Deflandre in Deflandre & Fert 1954

Sphenolithus moriformis Deflandre in Deflandre and Fert 1954

Sphenolithus neoabies Bukry and Bramlette 1969

Sphenolithus verensis Backman 1978

Syracosphaera pulchra Lohmann 1902

Umbilicosphaera jafari Müller 1974

Umbilicosphaera sibogae (Weber-van Bosse 1901) Gaarder 1971