



VNiVERSIDAD
D SALAMANCA

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

Evolución de la productividad en el Pacífico y Mar de Arabia durante la última deglaciación y el Holoceno



ELOY CABARCOS BARRO

Departamento de Geología
Tesis Doctoral
Diciembre, 2013



VNiVERSIDAD
D SALAMANCA

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

Evolución de la productividad en el Pacífico y Mar de Arabia durante la última deglaciación y el Holoceno

Memoria presentada por **Eloy Cabarcos Barro** para optar al grado de **Doctor en Geología** por la **Universidad de Salamanca**

Directores de la Tesis:

Dr. José Abel Flores Villarejo

Catedrático del Departamento de Geología (Paleontología)

Universidad de Salamanca

Dr. Francisco Javier Sierro Sánchez

Catedrático del Departamento de Geología (Paleontología)

Universidad de Salamanca

Los Doctores **D. José Abel Flores Villarejo** y **D. Francisco Javier Sierro Sánchez**, profesores del Área de Paleontología en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias (Universidad de Salamanca)

CERTIFICAN que:

Eloy Cabarcos Barro ha realizado en el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca y bajo nuestra dirección, el trabajo:

Evolución de la productividad en el Pacífico y Mar de Arabia
durante la última deglaciación y el Holoceno

Y para que así conste, firmamos el presente certificado en Salamanca, en Diciembre de 2013.

Los directores:

Dr. José Abel Flores Villarejo

Dr. Francisco Javier Sierro Sánchez

El doctorando:

Eloy Cabarcos Barro

*[Lo que sabemos es una gota;
lo que ignoramos es el océano]*

Newton (1642-1727)

Índice

Resumen	I
Abstract	III
Introducción y Objetivos	V
Referencias	IX
Agradecimientos	XI

CAPÍTULO 1

1. Circulación atmosférica y oceánica	3
1.1. Circulación atmosférica tropical	3
1.1.1. Circulación de Hadley	3
1.1.2. Circulación de Walker	5
1.2. El Niño y la Oscilación del Sur	6
1.2.1. Introducción	6
1.2.2. Historia	7
1.2.3. Dinámica ENSO	8
1.2.4. Paleo-registro del ENSO	12
1.3. Sistema monzonal en el Mar de Arabia	15
1.3.1. Introducción	15
1.3.2. Dinámica monzonal	16
1.3.3. Registro paleoceanográfico	18
1.4. Circulación oceánica de las regiones de estudio	21
1.4.1. Pacífico ecuatorial oriental	21
1.4.1.1. Aguas superficiales y subsuperficiales	21
1.4.1.2. Aguas intermedias y profundas	23
1.4.2. Mar de Arabia	24
1.4.2.1. Aguas superficiales y subsuperficiales	24
1.4.2.2. Aguas intermedias y profundas	26
1.5. Teleconexiones climáticas	27
Referencias	30

CAPÍTULO 2

2. Cocolitóforos	39
2.1. Introducción	39
2.2. Reseña histórica	39
2.3. Biología de los cocolitóforos	40
2.4. Producción y tipos de cocolitos	42
2.5. Ciclo de vida de los cocolitóforos	45
2.6. Funciones de los cocolitos	46
2.7. Transporte, sedimentación y preservación de los cocolitos	47
2.8. Ecología de los cocolitóforos	48
2.9. Sistemática	52
2.10. Requerimientos ecológicos de los principales taxones estudiados	53
2.10.1. Familia CALCIDISCACEAE	53
2.10.1.1. Género <i>Calcidiscus</i>	53

2.10.1.2. Género <i>Oolithotus</i>	54
2.10.1.3. Género <i>Umbilicosphaera</i>	54
2.10.2. Familia COCCOLITHACEAE	55
2.10.2.1. Género <i>Coccolithus</i>	55
2.10.3. Familia NOELAERHABDACEAE	56
2.10.3.1. Género <i>Emiliana</i>	56
2.10.3.2. Género <i>Gephyrocapsa</i>	56
2.10.4. Familia SYRACOSPHAERACEAE	59
2.10.4.1. Género <i>Syracosphaera</i>	59
2.10.5. Familia CALCIOSOLENIACEAE	59
2.10.5.1. Género <i>Calciosolenia</i>	59
2.10.6. Familia RHABDOSPHAERACEAE	59
2.10.6.1. Género <i>Rhabdosphaera</i>	59
2.10.7. Familia HELICOSPHAERACEAE	60
2.10.7.1. Género <i>Helicosphaera</i>	60
2.10.8. Familia PONTOSPHAERACEAE	61
2.10.8.1. Género <i>Pontosphaera</i>	61
2.10.9. Familia CERATOLITHACEAE	61
2.10.9.1. Género <i>Ceratolithus</i>	61
2.10.9.2. Género <i>Neosphaera</i>	62
2.10.10. Familia UMBELLOSPHAERACEAE	62
2.10.10.1. Género <i>Umbellosphaera</i>	62
2.10.11. Género <i>Florisphaera</i>	62
Referencias	63

CAPÍTULO 3

3. Materiales y Técnicas	71
3.1. Materiales	71
3.1.1. Océano Pacífico tropical oriental	71
3.1.1.1. Testigo ODP 1240	71
3.1.1.2. Muestras de sedimento superficial	73
3.1.2. Mar de Arabia oriental	76
3.1.2.1. Testigo SK 17	76
3.1.3. Antecedentes	77
3.2. Técnicas de preparación	78
3.2.1. Técnicas de preparación para estudios con microscopía óptica	78
3.2.1.1. Frotis	78
3.2.1.2. Técnicas de decantación	79
3.2.2. Técnicas de preparación para estudios con microscopía electrónica	81
3.3. Técnicas de observación y recuento	82
3.3.1. Observación y recuento con microscopio óptico	83
3.3.2. Observación y toma de fotografías con microscopio electrónico de barrido	83
3.3.3. Estimación del grado de preservación	84
3.4. Técnicas cuantitativas	85
3.4.1. Cálculo de abundancias absolutas	85
3.4.2. Cálculo de las tasas de acumulación	85

3.4.3. Cálculo del Índice N	86
3.4.4. Grado de preservación	86
3.5. Técnicas estadísticas	87
3.5.1. Modelos de regresión.....	87
3.5.2. Coeficiente de correlación lineal de Pearson	88
3.5.3. Análisis factorial	88
3.5.3.1. Métodos de extracción de los factores	89
3.5.3.2. Matriz factorial	89
3.5.3.3. Rotaciones factoriales	89
3.5.3.4. Interpretación de los factores	90
3.5.3.5. Análisis factorial vs. componentes principales	90
3.6. Análisis espectrales	91
3.6.1. Métodos de análisis espectral	91
3.7. Métodos de reconstrucción a partir de las asociaciones de coccolitóforos	92
3.7.1. Funciones de transferencia	92
3.7.1.1. Desarrollo de una función de transferencia	93
3.7.2. Técnica de Análogos Modernos	94
3.7.3. Variables ambientales de la base de datos actual	96
Referencias	97

CAPÍTULO 4

4. High-resolution productivity record and reconstruction of ENSO dynamics during the Holocene in the Eastern Equatorial Pacific using coccolithophores	106
Abstract	106
Resumen	106
4.1. Introduction	107
4.2. Oceanographic settings	109
4.2.1. Current system	109
4.2.2. El Niño-Southern Oscillation (ENSO)	111
4.3. Material and Methods	112
4.3.1. Material	112
4.3.2. Methods	112
4.3.3. Age model	113
4.4. Coccolithophores as paleoceanographic indicators	114
4.4.1. High productivity coccolithophores	114
4.4.2. Oligotrophic coccolithophores	115
4.4.3. N ratio (modified)	115
4.4.4. Warm/oligotrophic taxa	115
4.5. Results	116
4.5.1. Coccolith preservation	116
4.5.2. Coccolithophore assemblage	116
4.5.3. N ratio	117
4.5.4. Warm/oligotrophic taxa	118
4.6. Discussion	118
4.6.1. Productivity changes in the EEP during the Holocene	120
4.6.2. Productivity vs. coccolithophore production	120

4.6.3. Equatorial upwelling and ENSO variability	121
4.6.4. The Southern Ocean input	124
4.6.5. Paleotemperature shifts	125
4.6.6. Interoceanic teleconnections	125
4.7. Conclusions	126
Aknowledgments	127
References	127

CAPÍTULO 5

5. Coccolithophores in the eastern equatorial Pacific as indicators of the paleoproductivity and nutricline position during the last deglaciation and Holocene.....	138
Abstract.....	138
Resumen.....	138
5.1. Introduction.....	139
5.2. Oceanographic settings.....	140
5.3. Material and Methods.....	143
5.3.1. Present-day data set: surface sediment samples.....	143
5.3.2. Past data set: ODP Site 1240.....	144
5.3.3. Techniques of preparation and identification.....	144
5.3.4. N ratio.....	145
5.3.5. Preservation and dissolution.....	145
5.3.6. Distribution maps.....	146
5.3.7. Statistical analysis.....	146
5.4. Results.....	147
5.4.1. Preservation and dissolution.....	147
5.4.2. Distribution of coccolithophores in the surface sediment.....	147
5.4.3. Coccolithophore assemblage at ODP Site 1240.....	148
5.4.4. Factor analysis.....	150
5.4.4.1. Present-day data set.....	150
5.4.4.2. Past data set: ODP Site 1240.....	151
5.4.5. Productivity reconstructions.....	152
5.5. Discussion.....	156
5.5.1. Coccoliths distribution patterns and meaning of the PCA factors.....	156
5.5.2. Paleoproductivity reconstructions in the EEP.....	158
5.5.2.1. Deglaciation.....	159
5.5.2.2. Holocene.....	160
5.5.3. High latitude forcing.....	161
5.6. Conclusions.....	163
Aknowledgments.....	163
References.....	164

CAPÍTULO 6

6. Monsoonal dynamics and evolution of the primary productivity in the eastern Arabian Sea over the past 30 ka	172
Abstract	172
Resumen	172

6.1.	Introduction	173
6.2.	Seasonal monsoon circulation	174
6.3.	Material and Methods	175
6.3.1.	Material	175
6.3.2.	Preparation and microscopy techniques	176
6.3.3.	Statistics	178
6.4.	Coccolithophores as paleoproductivity indicators	178
6.4.1.	High productivity proxies	178
6.4.2.	Stratification proxies	179
6.4.3.	N ratio	179
6.5.	Results	180
6.5.1.	Coccolithophore assemblage	180
6.5.2.	Preservation	180
6.5.3.	N ratio and total absolute abundance	181
6.5.4.	PCA Factor Analysis	182
6.6.	Discussion	183
6.6.1.	Productivity variation in the eastern Arabian Sea	183
6.6.1.1.	Glacial period	184
6.6.1.2.	Deglaciation	185
6.6.1.3.	Holocene	187
6.6.2.	Interhemispheric connections	188
6.7.	Conclusions	189
	Aknowledgments	190
	References	190

CAPÍTULO 7

7. Síntesis comparativa del Pacífico ecuatorial oriental y del Mar de Arabia: conexión Pacífico-Índico	197
7.1. Introducción	197
7.2. Las asociaciones de coccolitóforos como proxies paleoceanográficos ..	199
7.2.1. Proxies de alta productividad	199
7.2.2. Proxies de estratificación	199
7.2.3. Índice N	200
7.3. Análisis factorial	200
7.4. Cambios en las asociaciones de coccolitóforos	202
7.5. Evolución de la productividad en las regiones de estudio	204
7.5.1. Pacífico ecuatorial oriental	204
7.5.2. Mar de Arabia Oriental	205
7.6. Control de las regiones de altas latitudes	207
7.7. Conexión entre los océanos Pacífico e Índico	209
7.8. Conclusiones	212

CAPÍTULO 8

8. Conclusiones y líneas de investigación futuras	219
8.1. Conclusiones	219
8.2. Líneas de investigación futuras	222

ANEXOS

ANEXO 1: Láminas fotográficas	225
ANEXO 2: Índice de figuras y tablas	233
ANEXO 3: Listado de acrónimos	243

Resumen

La presente tesis está encaminada al estudio de la variabilidad temporal de los indicadores de productividad desde el Último Máximo Glacial en el Pacífico ecuatorial oriental y el Mar de Arabia. Para ello, han sido analizadas las asociaciones de coccolitóforos de los testigos ODP 1240 y SK 17, respectivamente. Los coccolitóforos son algas unicelulares autótrofas y están consideradas como uno de los productores primarios más significativos del océano, convirtiéndose en uno de los principales componentes de los sedimentos oceánicos, esenciales a la hora de realizar reconstrucciones paleoceanográficas.

Las asociaciones de coccolitóforos están controladas por las condiciones oceanográficas y atmosféricas del lugar en donde habitan, en este caso fuertemente condicionadas por la dinámica El Niño-*Southern Oscillation* (ENSO) y la dinámica monzonal. Con los registros de alta resolución obtenidos para ambas regiones se han identificado los cambios producidos en la productividad del Pacífico ecuatorial oriental y Mar de Arabia, y se han relacionado variaciones en la posición de la nutriclina, condicionados por la dinámica de vientos.

Estos registros cubren los últimos 20 o 30 ka, para el Océano Pacífico y Mar de Arabia respectivamente, con una resolución temporal media de 70 o 130 años. Esta elevada resolución temporal supone un gran avance en las reconstrucciones de la productividad en regiones ecuatoriales. Estos registros confirman ciertos patrones anteriormente descritos a escala milenaria, pero han permitido identificar ciertos eventos a escala submilenaria relacionados con la dinámica ENSO y la dinámica monzonal.

En general, se ha observado una mayor productividad primaria a lo largo de la deglaciación tanto en el Pacífico ecuatorial oriental como en el Mar de Arabia, relacionado con la presencia de una nutriclina más somera. Este escenario respondería a la presencia de unos vientos intensificados, asociados a la presencia de condiciones La Niña-like dominantes sobre el Pacífico oriental y una circulación monzónica intensificada en el Mar de Arabia. Por el contrario, durante el Holoceno se ha observado un progresivo descenso en la productividad primaria de ambas regiones, asociado con

una progresiva intensificación de los eventos El Niño-like sobre el Pacífico, y una reducción en la intensidad de los monzones de la India.

Los registros de productividad obtenidos para ambas regiones, muestran una gran correlación entre ellos, lo que sugiere la presencia de mecanismos de teleconexión entre ambos océanos. Ciertos trabajos han demostrado que la influencia de la dinámica ENSO se extiende a lo largo de todo el Planeta, y ciertos eventos históricos El Niño han coincidido con reducciones en la intensidad de los monzones en la India y el sudeste asiático. Sin embargo, durante otros eventos El Niño no se observaron cambios significativos en la intensidad de los monzones.

Por otra parte, también se ha observado cierto grado de sincronismo entre los registros de productividad del Pacífico ecuatorial oriental y el Mar de Arabia y los registros isotópicos de los testigos de hielo de Groenlandia y la Antártida. La dinámica de aguas intermedias, íntimamente ligada a las condiciones atmosféricas y oceánicas de las altas latitudes, ha jugado un papel importante en la evolución de la productividad en regiones tropicales del Pacífico y el Índico. Las aguas intermedias de origen subantártico han sido identificadas como una de las principales fuentes de nutrientes hacia la nutriclina de las regiones tropicales de los océanos Pacífico e Índico. En determinados momentos del último periodo glacial y de la deglaciación, se ha observado una mayor influencia de estas masas de agua.

Abstract

This thesis is focusing in the study of the temporal variability of the productivity indicators in the eastern equatorial Pacific and the Arabian Sea since the Last Glacial Maximum. For this purpose, we analyzed the coccolithophore assemblages at the ODP Site 1240 and SK 17, respectively. Coccolithophores are unicellular and autotrophic algae, and are considered as one of the most important primary producers in the ocean, being one of the main components of the ocean sediments, essential in paleoceanographic reconstructions.

Coccolithophores assemblages are controlled by oceanographic and atmospheric conditions where they live, which are controlled by the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and monsoonal dynamics. We have identified changes in productivity of the eastern equatorial Pacific and Arabian Sea from the high resolution records obtained for both regions, and has been linked to changes in the position of the nutricline, which is conditioned by wind dynamics.

These records cover the last 20 and 30 kyrs, in the Pacific Ocean and Arabian Sea, respectively, with an average temporal resolution of 70 or 130 years. This high temporal resolution represents a great advance in productivity reconstructions in equatorial regions. Both records reproduce many of the patterns previously described at millennial-scale, but we identified certain events related to ENSO and monsoonal dynamics at submillennial-scale.

In general terms, an increased primary productivity are observed along deglaciation in the eastern equatorial Pacific and in the Arabian Sea, related to the presence of a shallow nutricline. This scenario would respond to the presence of strengthened winds, associated with La Niña-like dominant conditions over the eastern equatorial Pacific and an intensified monsoon circulation in the Arabian Sea. By contrast, during the Holocene a progressive decline in the primary productivity in both regions are recorded, associated with a progressive intensification of El Niño-like events and a reduction in the intensity of the Indian monsoon.

Productivity records obtained for both regions show a strong correlation between them, suggesting that a teleconnection mechanism between both oceans exists. Certain studies have shown that the influence of ENSO dynamics extends along the entire planet, and certain historical El Niño events have coincided with reductions in the intensity of the monsoon in India and Southeast Asia. However, during some El Niño events showed no significant changes in the intensity of monsoons.

Alternatively, has also been observed certain degree of synchronism between productivity records in the eastern equatorial Pacific and the Arabian Sea and isotopic records of ice cores from Greenland and Antarctica. Intermediate water dynamics, closely linked to atmospheric and oceanic conditions in high latitudes, has played an important role in the evolution of productivity in tropical regions of the Pacific and Indian Oceans. The sub-Antarctic intermediate waters have been identified as one of the main suppliers of nutrients to the tropical nutricline in the Pacific and Indian oceans. At certain times of the last glacial period and last deglaciation, a greater influence of these water masses was recorded.

Introducción y Objetivos

La reconstrucción de las variaciones climáticas del último ciclo glacial ha cobrado vital importancia a lo largo de los últimos años. Muchos trabajos se han centrado en las regiones de altas latitudes, aunque en los últimos años, los estudios paleoceanográficos en las regiones tropicales han despertado el interés de gran parte de la comunidad científica. Mención especial merece por ejemplo la dinámica El Niño-*Southern Oscillation* (ENSO), que a raíz del intenso evento El Niño de 1982-83, ha centrado la atención de un gran número de trabajos, que han venido a demostrar que la dinámica de las regiones tropicales ejerce una gran influencia sobre los patrones climáticos a escala planetaria (e.g. Lau, 1997; Liu y Yang, 2003).

Los cocolitóforos, organismos unicelulares, marinos y autótrofos, representan uno de los mayores componentes de los sedimentos oceánicos. El estudio de las asociaciones de éstos, cobra gran importancia a la hora de reconstruir las condiciones paleoceanográficas de una determinada región del océano, pues reflejan las condiciones ambientales de la columna de agua en la que vivían los cocolitóforos que nos encontramos en el registro fósil. La disponibilidad de nutrientes, junto a otros factores como pueden ser la temperatura y la intensidad de la luz, son factores esenciales a la hora de controlar la distribución de las asociaciones de cocolitóforos.

Tanto el Pacífico ecuatorial oriental como el Mar de Arabia, juegan un papel fundamental en la productividad global del Planeta (e.g. Bauer *et al.* 1991; Chavez y Barber, 1987). Tanto los estudios de la dinámica ENSO como de la dinámica monzonal en la India y el sudeste asiático, los principales factores controlando la productividad de ambas zonas, han dado lugar a una gran número de trabajos. Sin embargo, los mecanismos de teleconexión entre estos fenómenos, así como el efecto que la variabilidad climática de altas latitudes ejercen sobre los mismos, son todavía controvertidos.

Algunos estudios en el Pacífico ecuatorial oriental ponen de manifiesto que las variaciones en la profundidad de la nutriclina están controladas por variaciones en la intensidad de los eventos ENSO, que a su vez están controlados por variaciones en la insolación (e.g. Álvarez-García *et al.*, 2010; Beaufort *et al.*, 2001; López-Otálvaro *et al.*,

2008), siendo la precesión el principal mecanismo que controla la dinámica ENSO (Beaufort *et al.*, 2001; Pena *et al.*, 2008). Por su parte, trabajos previos han sugerido que la productividad del Mar de Arabia oriental está fuertemente controlada por la intensidad de los vientos definidos por el monzón de invierno, respondiendo a cambios en la insolación en el hemisferio norte (e.g. Reichart *et al.*, 1997; Schulte y Müller 2001; Singh *et al.*, 2006).

La elaboración de dos registros de productividad para el Pacífico ecuatorial oriental y para el Mar de Arabia con una alta resolución temporal, mejorará el conocimiento a cerca de la evolución de ambas regiones desde el Último Máximo Glacial. Además, la comparación de ambos registros permitirá comprobar de qué manera estas regiones se han comportado de un modo sincrónico o no, y el control que las altas latitudes han ejercido sobre la dinámica climática de las regiones tropicales.

Los **objetivos generales** de esta tesis doctoral son los siguientes:

1. Obtener registros de resolución temporal decadal-secular de la productividad del Pacífico ecuatorial oriental y el Mar de Arabia desde el Último Máximo Glacial.
2. Identificar cambios regionales (oceánicos y atmosféricos) a diferentes escalas temporales (decadal, secular y/o milenaria) que permitan reconstruir la variabilidad tropical a escala orbital y suborbital, es decir, la dinámica ENSO y la dinámica monzonal en el Pacífico ecuatorial oriental y Mar de Arabia respectivamente.
3. Comparar ambos registros de productividad con registros climáticos de altas latitudes de los dos hemisferios, para intentar comprender las teleconexiones existentes entre los océanos Pacífico e Índico, así como con las regiones de altas latitudes.

Por su parte, como **objetivos específicos** podríamos citar los siguientes:

1. Caracterizar las asociaciones de cocolitóforos de los testigos ODP 1240 y SK 17, en el Pacífico ecuatorial oriental y el Mar de Arabia respectivamente, a lo largo de la última deglaciación.
2. Examinar los patrones de distribución de las asociaciones de cocolitóforos en sedimentos superficiales del Pacífico tropical oriental, e interpretar su significado ecológico y ambiental.
3. Aplicar técnicas estadísticas, como el análisis multivariante, para la reconstrucción de parámetros ambientales relacionados con la productividad, o parámetros derivados, para los testigos ODP 1240 y SK 17.
4. Desarrollar una función de transferencia con cocolitóforos para estimar parámetros relacionados con la productividad (niveles de clorofila, profundidad de la capa de mezcla, etc) para el testigo ODP 1240, en el Pacífico ecuatorial oriental.
5. Comparar de los registros obtenidos a partir de las asociaciones de cocolitóforos con datos de naturaleza geoquímica y biogeoquímica.

La estructura de la tesis se divide en ocho capítulos y 3 anexos:

En el **Capítulo 1** se explica la circulación atmosférica tropical general, así como las dinámicas ENSO y monzonal. Se realiza una pequeña introducción y se analizan los funcionamientos de ambas dinámicas así como sus registros paleoceanográficos. También se detalla la circulación oceánica de ambas zonas, describiendo las principales corrientes así como las masas de agua intermedias y profundas. Por último, se incluye una pequeña introducción de los principales mecanismos de teleconexión climática.

El **Capítulo 2** hace referencia a los cocolitóforos, explicando sus principales características, su biología, su ciclo de vida, su sistemática así como los requerimientos ecológicos de los principales taxones encontrados en este trabajo.

En el **Capítulo 3** se detallan los materiales estudiados en esta tesis doctoral, explicando el contexto geográfico y geológico en el que se enmarcan los testigos estudiados. También se detallan las principales técnicas de preparación de las muestras, de observación y recuento, así como de las distintas técnicas cuantitativas y estadísticas empleadas en este trabajo. Por último, también se hace una introducción a los métodos de reconstrucción basados en las asociaciones de cocolitóforos.

El **Capítulo 4** presenta los resultados de una publicación científica en la que el doctorando es el autor principal. En este primer artículo se hace un análisis de la evolución de la productividad y la dinámica ENSO a lo largo del Holoceno con una alta resolución temporal. También se realiza una comparación con registros climáticos de altas latitudes, para intentar comprender la conexión existente entre las altas latitudes de ambos hemisferios y la dinámica ecuatorial en el Pacífico.

- Cabarcos, E., Flores, J. A. and Sierro, F. J. (*in press*). High-resolution productivity record and reconstruction of ENSO dynamics during the Holocene in the Eastern Equatorial Pacific using coccolithophores. *The Holocene journal*.

El **Capítulo 5** lo compone el segundo artículo científico en el que el doctorando es también el autor principal. En dicho artículo se realiza un análisis de la distribución de los cocolitóforos en muestras de sedimento superficial del Pacífico tropical oriental. A partir de la base de datos obtenida con los recuentos de dichas muestras y los parámetros ambientales actuales, se calibró una función de transferencia para su aplicación en el testigo ODP 1240, con el objetivo de reconstruir parámetros relacionados con la productividad para los últimos 20 ka.

- Cabarcos, E., Saavedra-Pellitero, M., Flores, J. A., Baumann, K. H and Sierro, F. J. Coccolithophores in the Eastern Equatorial Pacific as indicators of the paleoproductivity and nutricline position over the last deglaciation and Holocene. *Marine Micropaleontology* (en preparación).

En el **Capítulo 6** se incluye el tercer artículo del doctorando como autor principal. En este artículo se realiza un análisis de la evolución de la productividad del Mar de Arabia oriental y la dinámica monzonal para los últimos 30 ka. De manera

análoga a los registros del Pacífico ecuatorial oriental, se realiza una comparación con registros de altas latitudes de ambos hemisferios, para tratar de comprender los mecanismos de teleconexión entre las altas latitudes y las regiones tropicales.

- Cabarcos, E., Flores, J. A., Singh, A. D. and Sierro, F. J. Monsoonal dynamics and evolution of the primary productivity in the eastern Arabian Sea over the past 30 ka. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* (remitido).

En el **Capítulo 7** se realiza una síntesis comparativa de los registros de productividad del Pacífico ecuatorial oriental y el Mar de Arabia oriental. En este capítulo se pretende mejorar el conocimiento que se tiene sobre la conexión de los océanos Pacífico e Índico, así como investigar el papel que la dinámica de altas latitudes ha jugado en la dinámica de las regiones ecuatoriales de ambos océanos.

Las principales conclusiones de esta tesis doctoral se exponen en el **Capítulo 8**. En este capítulo también se exponen las principales líneas de investigación que se pretenden seguir con posterioridad.

Para finalizar, se añaden una serie de **anexos**. En el primero de ellos se incluyen las láminas fotográficas de los diferentes taxones encontrados a lo largo de la realización de esta tesis doctoral. El segundo anexo representa un índice de las figuras y tablas empleadas en este trabajo. Por último, en el anexo 3 se incluye un listado de los acrónimos usados en este manuscrito.

Referencias

- Álvarez-García, C., J. A. Flores, F. J. Sierro, y M.-C. A. (2010), Long-term upwelling evolution in tropical and equatorial Pacific during the last 800 kyr as revealed by coccolithophore assemblages, *Geobios*, 43, 123-130.
- Bauer, S., G. L. Hitchcock, y D. B. Olson (1991), Influence of monsoonally-forced Ekman dynamics upon surface-layer depth and plankton biomass distribution in the Arabian Sea, *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers*, 38(5), 531-553.
- Beaufort, L., T. de Garidel-Thoron, A. C. Mix, y N. G. Pisias (2001), ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene, *Science*, 293(5539), 2440-2444.

- Chavez, F. P., y R. T. Barber (1987), An estimate of new production in the equatorial Pacific, *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers*, 34(7), 1229-1243.
- Lau, N. C. (1997), Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1-13.
- Liu, Z. Y., y H. J. Yang (2003), Extratropical control of tropical climate, the atmospheric bridge and oceanic tunnel, *Geophysical Research Letters*, 30(5).
- López-Otálvaro, G. E., J. A. Flores, F. J. Sierro, y I. Cacho (2008), Variations in coccolithophorid production in the Eastern Equatorial Pacific at ODP site 1240 over the last seven glacial-interglacial cycles, *Marine Micropaleontology*, 69, 52-69.
- Pena, L. D., I. Cacho, P. Ferretti, y M. A. Hall (2008), El Niño-Southern Oscillation-like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections, *Paleoceanography*, 23(3).
- Reichert, G. J., M. den Dulk, H. J. Visser, C. H. van der Weijden, y W. J. Zachariasse (1997), A 225 kyr record of dust supply, paleoproductivity and the oxygen minimum zone from the Murray Ridge (northern Arabian Sea), *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 134(1-4), 149-169.
- Schulte, S., y P. J. Müller (2001), Variations of sea surface temperature and primary productivity during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events in the northeastern Arabian Sea, *Geo-Marine Letters*, 21, 168-175.
- Singh, A. D., D. Kroon, y R. S. Ganeshram (2006), Millennial scale variations in productivity and OMZ intensity in the Eastern Arabian Sea, *Journal of the Geological Society of India*, 68(3), 369-377.

Agradecimientos

Hace ya 10 años que cogí las maletas, cargadas no solamente de enseres personales, sino también de nuevas ilusiones y expectativas. Abandonaba mi pueblo, As Pontes, dejando atrás grandes recuerdos, grandes amistades, pero sobre todo...de lo que más cuesta separarse...la familia. No fue una decisión nada fácil, pues los gallegos tenemos fama de estar muy arraigados a esa fantástica tierra de verdor exuberante, pero también fama de grandes aventureros...y como no iba a ser menos...¡allá iba yo! Me dirigía a Salamanca, ciudad universitaria por excelencia...a estudiar Geología...¡sí! ¡Geología! ¡la carrera de las piedras como mucha gente me decía! ¿Por qué Geología? ¿Por qué Salamanca? En respuesta a la primera pregunta...no lo sé...quizá el ser de un pueblo minero despertó dentro de mí la curiosidad por esta fantástica ciencia y...en respuesta a lo segundo...puede que sea el gran nombre de la Universidad de Salamanca, sus casi 800 años de historia o, por qué no reconocerlo, la fama que tiene una ciudad como Salamanca en cuanto a vida social ¡Algo que a un chico de 18 años siempre le atrae!

Entré con vocación de geólogo y aunque con alguna crisis existencial que otra, poco a poco me fui dando cuenta de que efectivamente tenía vocación de geólogo...pero especialmente de micropaleontólogo. Luego Salamanca, una ciudad que encandila a quien tiene la suerte de disfrutar de sus calles empedradas, sus monumentos que por la noche parecen bañarse en oro, sus gentes, su gastronomía...fue haciendo más llevadera la morriña. Y así, decidí que quería hacer un doctorado ¡Doctor! ¡pero como siendo Geólogo vas a poder ser Doctor! Decía una de mis primas pequeñas...¡buena pregunta!, respondí yo, sin tener muy claro que responder en aquel momento

El mar ha despertado siempre la curiosidad de los grandes aventureros, aquellos que resultaron ser también grandes investigadores, pues yo creo...aventura y ciencia siempre van un poco de la mano. Y así, me lancé a la aventura de realizar una tesis doctoral con el Grupo de Geociencias Oceánicas. ¡Quién me iba a decir a mí, que en Salamanca iba a terminar trabajando en mi amado mar!. Por ello, siento la necesidad de empezar la retahíla de agradecimientos agradeciendo a los doctores José Abel Flores Villarejo, Francisco Javier Siero Sánchez y María Ángeles Bárcena Pernía (Abel, Paco y Lines) por abrirme las puertas de su fantástico grupo y darme la oportunidad de iniciarme en el mundo de la ciencia. ¡Gracias Abel y Paco por dirigirme este trabajo! y por hacerme crecer como investigador pero también como persona. ¡Gracias Lines!, por tu inestimable ayuda, es un placer trabajar con vosotros, y por supuesto, gran mérito de esta tesis es vuestro ¡Gracias!

Gracias por supuesto a todos los compañeros con los que he tenido la gran suerte de poder trabajar. Mariem, que aunque al poco de llegar yo se fue a Bremen, allí en tierras teutonas me acogió con los brazos abiertos, y pese a sus "rayadas" terminó siendo una de mis grandes amigas y una gran compañera de trabajo, y ¡de cervecillas! Margarita, una persona que no encuentro adjetivos para describir, de gran bondad y mayor corazón, que siempre sabe sacarte una sonrisa y ver el lado positivo de las cosas. Marta, que le cuesta ver ese lado positivo a las cosas, pero que cuando la conoces te das cuenta de que tiene un grandísimo corazón...¡gracias por estar ahí, al otro lado del microscopio! Gracias también a Diana, por poner alegría en el despacho a lo largo del último año...siempre tan alegre...¡espero no cambies nunca! Que decir

de Blanca, una gran amiga, gran trabajadora y una gran compañera de crucero...¡oceanográfico! ¡que luego la gente piensa mal! Rocío...siempre dispuesta a salir de cañas y pinchos, y por qué no...¡de copas! Pero además de fiestera, una persona de bondad inigualable. Marlies, una de las personas holandesas del grupo, siempre sonriendo y viendo el lado bueno de las cosas..."es bien". Gloria, mujer trabajadora por excelencia y gran compañera y Ana...la última en llegar, a la que no le ha costado nada entrar en la dinámica del grupo...¡trabajo, cafés y demás!. Gracias también a las demás compañeras que han pasado por aquí, Elena, Mieke, Montse, Bea, Alejandra... ¡Gracias a todas!

Ahora los chicos...¡menuda panda! Iván, el tocapelotas por excelencia del grupo...que al principio cae un poco "gordo"...pero que al poco tiempo resultó ser un gran compañero de trabajo, deportes, y sobre todo un gran amigo. ¡A él debo mi afición al pádel! Aleix, ese loco "perturbado" capaz de reír y hacerte reír en los momentos más complicados. ¡Se os hecha mucho de menos a los dos!. Miguel Ángel, una de las personas más sabias y cultas que he tenido la suerte de conocer, con la que siempre es grato conversar. Bas, el otro holandés del grupo y compañero además de los partidos de pádel que a lo largo de los últimos años hemos podido disfrutar en el área. José Ignacio, capaz de convertir una tarde de laboratorio en un viaje a las antiguas tierras de Vetones y Vacceos o a los lugares más recónditos de Castilla, siempre con grandes consejos en cuanto a gastronomía y enología se refiere. Gracias también a Andrés, que junto con Mieke, se encuentra ahora en las antípodas, pero que de vez en cuando nos sorprenden con una grata visita. Gracias también a aquellas personas que aun no siendo compañeros del GGO he tenido la oportunidad de compartir grandes momentos con ellos, como Diego, Dani o Germán, una de las personas más alegres y de mejor corazón que conozco, sin un ápice de malicia. Desde el primer día de clase que cruzamos las primeras palabras...han sido algo más ya de diez años de compartir clases, rutas en furgoneta por los institutos de Castilla y León y Extremadura, rutas en bicicleta, y un largo etcétera. ¡Gracias a todos!

Quisiera dar las gracias también a las demás personas del Área de Paleontología, Charo, Maruja, Jorge, Ángel...y en general a todo el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca...dirección, profesores, etc...pues en parte gracias a ellos, los diez años que llevo en la facultad han sido unos años que siempre quedarán en mi recuerdo con gran alegría y nostalgia. Gracias también a la gente de la Universidad de Bremen, por acogerme allí con los brazos abiertos y hacerme crecer. Thank you very much Dr. Karl Heiz Baumann for giving me the opportunity to spend some time in your fantastic group! It was a great opportunity to learn new techniques! Thanks to everyone in the group of Sedimentology and Paleoceanography of the University of Bremen! Danke schön! Gracias también a la gente del Instituto de Geociencias de la Universidad Christian Albrechts de Kiel (Alemania), en especial a Ann y a Wolfgang. Thank you very much for provide me new material for my future research! Danke schön! Gracias también a la gente de Barcelona, Isabel Caho, Eva Calvo o Leo, por facilitarme los datos de geoquímica y bioquímica. Gracias por supuesto a la gente de la Universidad de Varanasi, en especial a Arun...por su ayuda con las muestras del Índico. Thank you! Tambien me gustaría transmitir mis palabras de agradecimiento a la gente de la Universidad de São Paulo en Brasil, en especial a Felipe Toledo y Karen, por abrirme las puertas de su grupo de investigación. Muito obrigado!

Gracias también a las grandes amistades de Salamanca, como la gente de la resi, Rebe, Adri, Pupe, Reichel, Victor y Sergio...¡los inseparables de la resi! Cómo no recordarme también de Fran y Uge, compañeros de tertulias y dos grandes amigos que siempre llevaré en mi corazón. Siempre me habían dicho que los amigos de la mili y de la facultad, eran amigos para toda la vida...de la mili no puedo opinar, pero de la facultad me llevo alguna amistad, que sin ninguna duda...¡sé que serán para toda la vida!. Gracias también al resto de compañeros de mi promoción, como Edu, Álex, Ainoa, Crisca, Carmen y una larga lista. También echando la vista atrás no puedo dejar de acordarme de la gente del equipo de atletismo de la Usal, pues fueron muchas horas de duros entrenos pero también de grandes momentos, tanto en los viajes a las diferentes competiciones por toda España como en las fiestas por Salamanca. Sin duda, mis cuatro años en el equipo fueron muy gratos tanto en lo deportivo como en lo personal.

Gracias por supuesto a la gente de As Pontes, a la gente del pueblo...que pese al paso de los años han seguido acogéndome como si en realidad nunca me hubiese ido, que en cierta medida así ha sido...pues en mi cabeza y mi corazón siempre está y estará mi tierra natal. ¡Grazas polos bós momentos vividos xuntos! A la gente maravillosa que conocí en Bremen...Francesca, Zsuzsi, Antje, Claudia, Doménico, James, Hendrik, Sebastian... Danke schön! Gracias por supuesto a grandes amigos como David, Andrea o Estela...que con el paso de los años han demostrado estar siempre ahí.

Por supuesto...ahora la parte más sentimental...gracias a toda mi familia, sin su apoyo nunca podría haber llegado hasta aquí. Sé que el verme partir no fue un momento ni alegre ni fácil, y pese a ello me apoyaron desde el momento que dije que quería estudiar Geología en Salamanca. ¡Gracias a mis abuelos!...que sé que es duro tener a un nieto lejos, pero que siempre que puedo me escapo para poder disfrutar de sus abrazos y adulaciones...¡gracias a mis padrinos, a mis tíos, a mis primos!...pero sobre todo ¡gracias a mis padres y a mi hermana!. Gracias a mis padres, Victor e Isabel, por hacerme llegar vuestro apoyo en todo momento, cuando todo va bien y cuando todo no va tan bien, sin vosotros esto no hubiese sido posible de ninguna manera. ¡Esta tesis es en parte gracias a vosotros! Como no, gracias también a mi hermana Laura, incansable en sus estudios...y una persona, que pese a ser más pequeña, me ha enseñado que se puede trabajar y estudiar a la vez y otras muchísimas cosas...¡no cambies nunca hermanita! Gracias también a Miguel...un hermano siempre se queda más tranquilo cuando ve que su hermana está con una persona como tú. ¡Grazas polo voso apoio incondicional, este traballo vai dedicado para vós!

Como no acordarme de la persona con la que llevo casi una década compartiendo penas y alegrías, y que siempre ha sido mi principal apoyo fuera de casa, por supuesto, ¡esta tesis también va dedicada para ti! Gracias por tu apoyo incondicional, ¡no solo en los aspectos estadísticos! ¡Bendita paciencia que has tenido! Es una suerte poder compartir mi vida contigo y espero que la vida nos depare mucha felicidad allá donde quiera que estemos. No estaría bien no acordarme también de su familia, sus padres, sus hermanos, Sami, Javi, Sandra...de algún modo u otro, siempre he sentido también su apoyo.

Se me agotan ya las palabras de agradecimiento, y si me dejo a alguien en el tintero, que seguramente sea así, mis disculpas, pues han sido muchos años de conocer a gente maravillosa y compartir grandes momentos con ella...¡GRACIAS A TODOS! GRACIÑAS! THANK YOU!

La realización de esta tesis doctoral ha sido posible gracias a la concesión de una beca predoctoral de la Universidad de Salamanca cofinanciada por el Banco Santander, y a la financiación de los proyectos CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067, PASUR CGL2009-08651, CONSOLIDER-GRACCIE VACLIODO339 y MINECO CTM2012-38248 del Ministerio de Ciencia e Innovación. Adicionalmente se ha obtenido financiación de la Universidad de Salamanca para la Movilidad de Personal Docente e Investigador así como del Programa de Difusión de Resultados de la Agencia de la Investigación.



CAPÍTULO 1

CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y OCEÁNICA

1. Circulación atmosférica y oceánica

1.1. Circulación atmosférica tropical

La distribución del calor a lo largo de la Tierra es heterogénea: mientras las regiones ecuatoriales reciben más energía solar de la que son capaces de emitir, las regiones polares emiten más radiación de la que reciben. Este desequilibrio es el motor de la circulación atmosférica que, junto con la circulación oceánica, distribuye el calor desde bajas latitudes hasta las regiones polares.

La circulación atmosférica es un movimiento a gran escala, y se compone de seis celdas: una en cada polo que reciben el nombre de **celdas Polares**; dos en latitudes medias, una en cada hemisferio, llamadas **celdas de Ferrel**; y por último, dos en los trópicos, una a cada lado del Ecuador, conocidas como **celdas de Hadley** (Circulación de Hadley) (Fig. 1.1). Como veremos, estas últimas son de vital importancia en la dinámica atmosférica tropical.

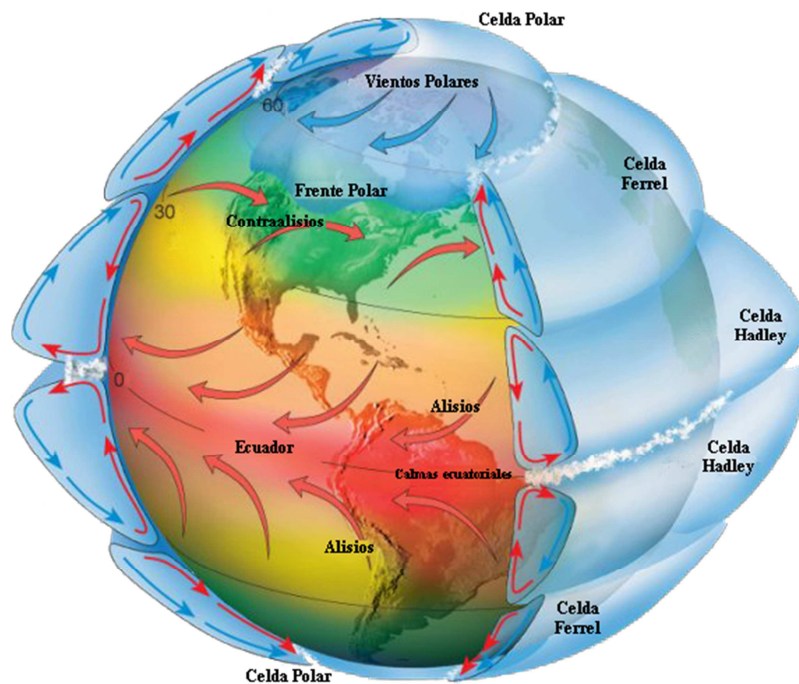


Figura 1.1. Disposición de las principales celdas circulatorias atmosféricas del Planeta. Modificado de: <http://www.dgeo.udec.cl/wiki/index.php>

1.1.1. Circulación de Hadley

La Circulación de Hadley podría describirse como un mecanismo de circulación atmosférica a gran escala, controlado por gradientes térmicos latitudinales que se

extienden entre los trópicos de Cáncer y Capricornio (Webster, 2005). Las masas de aire se elevan en el ecuador y luego descienden en los trópicos generando las altas presiones. Esta circulación presenta una fuerte estacionalidad, siendo ésta más débil durante los equinoccios y mucho más fuerte durante los solsticios (Webster, 2005).

Los vientos superficiales de las celdas Hadley, los alisios, se dirigen desde las altas presiones que se generan en los trópicos hasta las bajas presiones ecuatoriales. En el hemisferio norte soplan desde el noreste, y en el hemisferio sur desde el sureste. Estos alisios transportan aire cálido y húmedo de ambos hemisferios, y convergen en la zona denominada como Zona de Convergencia Inter-Tropical (ITCZ, *Intertropical Convergence Zone*). Ésta representa un cinturón atmosférico de abundante humedad y precipitaciones que rodea todo el Planeta, delineando la confluencia de los alisios del norte y del sur (Koutavas y Lynch-Stieglitz, 2005). La posición de la ITCZ varía con el ciclo estacional según con la posición con respecto al Sol, de tal forma que alcanza su posición más al norte durante el verano boreal y su posición más al sur durante el invierno (Fig. 1.2).

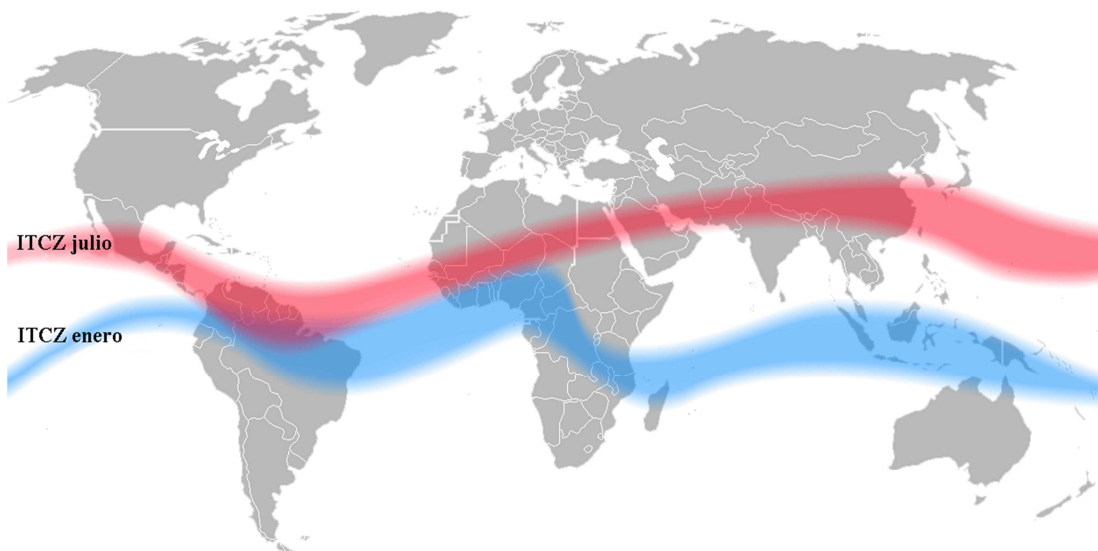


Figura 1.2. Posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) en julio y enero. Modificado de: http://es.wikipedia.org/wiki/Zona_de_convergencia_intertropical.

En el Pacífico ecuatorial, cuando la ITZC está situada en la posición más al norte, los vientos alisios del sureste que atraviesan el ecuador producen una intensificación del afloramiento en el Pacífico ecuatorial oriental, enfriando las aguas superficiales (Chelton *et al.*, 2001). Por el contrario, cuando la ITCZ se desplaza hacia

su posición más meridional, los vientos alisios que afectan a la región ecuatorial se debilitan, lo cual promueve un aumento de la temperatura del agua superficial y una mayor estratificación, debilitando el afloramiento.

Por su parte, en el lo que al Mar de Arabia se refiere, el monzón de verano estaría condicionado por la migración latitudinal de la ITCZ (Chao y Chen, 2001; Gadgil, 2003). Un mayor calentamiento durante el verano boreal como respuesta a una mayor insolación, empujaría la ITCZ hacia el norte a la vez que intensificaría la circulación monzonal, debido al mayor calentamiento del continente y al consiguiente incremento del contraste térmico entre el continente y el océano (Fleitmann *et al.*, 2007; Webster *et al.*, 1998).

1.1.2. Circulación de Walker

Aun siendo la principal componente en la distribución de la energía, la circulación de Hadley no es capaz de explicar toda la dinámica del Pacífico ecuatorial, ya que también se producen corriente zonales. El principio fundamental para explicar este fenómeno se debe a que el océano tiene una capacidad calorífica, o calor específico, mucho más alta que el continente, y por lo tanto, es capaz de absorber y liberar calor más lentamente que las masas terrestres. En el Océano Pacífico se produce una célula circulatoria zonal, de vital importancia, ya que influye directamente en el clima de diferentes regiones del Planeta. Esta célula, resultado de la distribución asimétrica de la temperatura del agua superficial entre el Pacífico oriental y occidental, se conoce como Circulación de Walker, en honor a Sir Gilbert Walker, quién descubrió este patrón a principios del siglo XX.

La Circulación de Walker se caracteriza por vientos superficiales (alisios) que viajan de este a oeste, cargándose de humedad que liberan en forma de importantes lluvias en el Pacífico occidental, antes de comenzar el ascenso hacia la troposfera (Fig. 1.3). Estas masas de aire descargadas ya de humedad, son transportadas por los vientos de la troposfera hacia el este, para finalmente descender de nuevo frente a las costas de Suramérica, generando el centro de altas presiones del Pacífico oriental. Los alisios empujan las aguas superficiales del Pacífico hacia el oeste, apilándola en el Pacífico occidental, lo cual provoca un ascenso de unos 60 cm del nivel medio del mar con

respecto al Pacífico oriental. Como veremos, el estudio de la Circulación de Walker y su variabilidad, resulta esencial para la comprensión del fenómeno ENSO, pues ambos procesos están íntimamente ligados (Bjerknes, 1966; 1969).

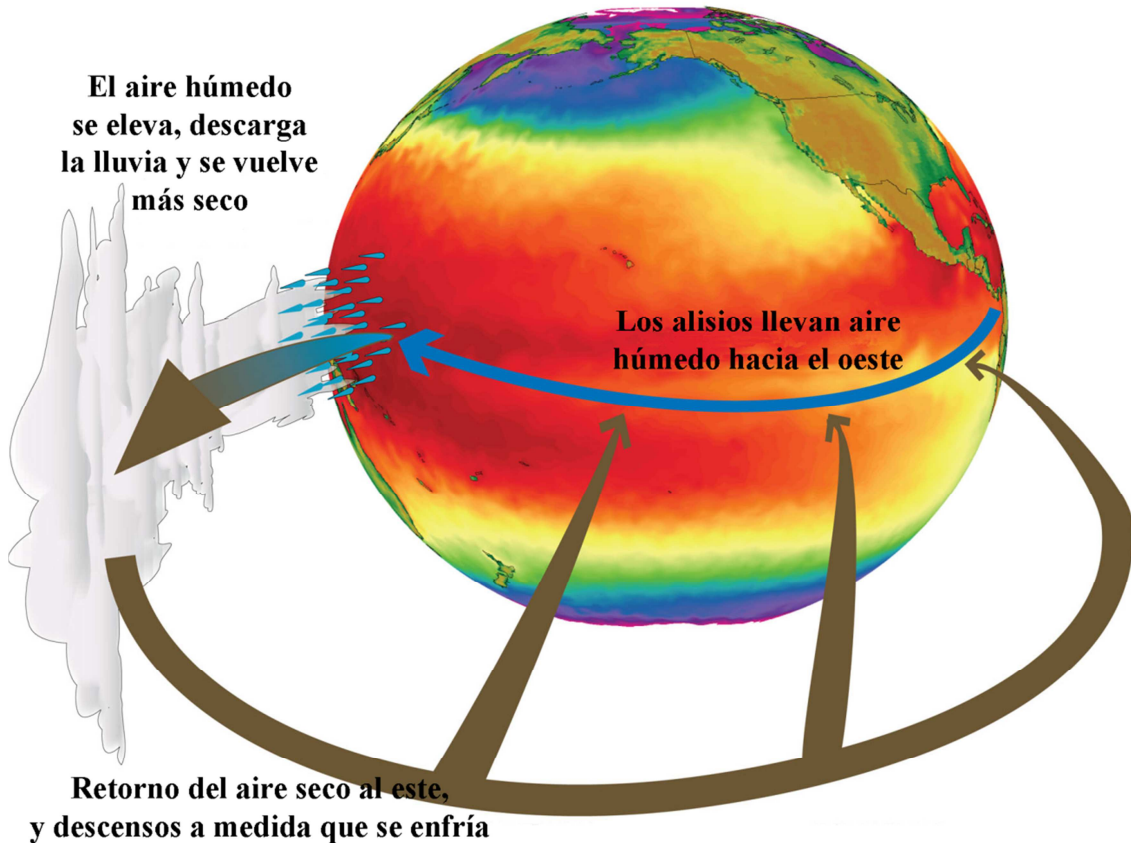


Figura 1.3. Esquema de la Circulación de Walker sobre el Océano Pacífico. Los colores rojos indican aguas más cálidas mientras que los colores más azulados son indicativos de aguas más frías. Modificado de: <http://www.ucar.edu/news/releases/2006/walker.shtml>.

1.2. El Niño y la Oscilación del Sur

1.2.1. Introducción

El fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur, también conocido como ENSO (El Niño-*Southern Oscillation*) representa la principal fuente de variabilidad climática interanual en la región tropical del Océano Pacífico. En los últimos años se ha demostrado que su influencia climática se extiende a lo largo de todo el Planeta (McPhaden *et al.*, 2006; Neelin *et al.*, 1998; Trenberth *et al.*, 1998). En condiciones normales, el Pacífico ecuatorial oriental está entre 4 y 10° C más frío que el occidental (Cane, 2005). La divergencia entre los vientos alisios que se produce al este del Pacífico

tropical provoca un descenso de la superficie del mar, permitiendo el afloramiento de aguas frías profundas. En el otro lado, convergen los vientos alisios, que se generan en parte debido a la diferencia de temperaturas entre el océano y la atmósfera, dando lugar a las bajas presiones del Pacífico occidental en contraposición con las altas presiones del Pacífico oriental. Este equilibrio se ve alterado entre cada 3 y 7 años.

Se trata de una fluctuación entre condiciones inusualmente cálidas (**El Niño**) y condiciones especialmente frías (**La Niña**) en las aguas superficiales del Pacífico tropical. El fenómeno de El Niño está caracterizado por un calentamiento en las aguas superficiales del Pacífico tropical desde la Línea Internacional de Cambio de Fecha (*International Date Line*) hasta la costa pacífica de Suramérica. Este fenómeno está íntimamente ligado a la Oscilación del Sur (SO, *Southern Oscillation*), lo cual conlleva cambios en los vientos alisios, la circulación tropical y el régimen de precipitaciones.

1.2.2. Historia

Los primeros datos históricos que tenemos del fenómeno El Niño como tal, fueron recopilados por geógrafos peruanos y datan de finales del siglo XIX, aunque existen documentos históricos sobre fenómenos meteorológicos catastróficos que se asocian a eventos El Niño que datan del siglo XIV. Los pescadores peruanos fueron los primeros en relatar un fenómeno que tenía lugar cada pocos años en torno a la Navidad, y que consistía en la desaparición de la pesca en una zona habitualmente rica, junto con la presencia de aguas anormalmente cálidas. Este cambio se atribuyó a una corriente Norte-Sur de aguas cálidas que denominaron “Corriente de El Niño”, y que reemplazaba a la Corriente de Perú. El nombre de El Niño, hace referencia al hijo del dios cristiano, por su proximidad al día de la Navidad.

Fue a principios del siglo XX, a raíz de numerosas expediciones extranjeras a Perú, cuando comenzó a aceptarse entre la comunidad científica la identificación de estas anomalías como fenómeno El Niño (Lobell, 1942; Murphy, 1926). Durante los años 20 y 30, Sir Gilbert Walker observó notables anomalías climáticas acusadas que ocurrían cada pocos años y que estaban asociadas con lo que él denominó *Southern Oscillation* (SO) u Oscilación del Sur (Walker, 1923; 1924; 1928; Walker y Bliss, 1932). El índice de la SO o SOI (*Southern Ocean Index*) se definió como la anomalía en

la diferencia de presiones atmosféricas a nivel del mar entre Darwin (Australia) y Tahití (Walker y Bliss, 1932). Sin embargo, no sería hasta la década de los 60 cuando los científicos reconocieron que las anomalías de aguas cálidas en la costa de Perú eran parte de una perturbación a escala oceánica que se extendía hacia el oeste a lo largo del ecuador, más allá de la Línea Internacional de Cambio de Fecha.

Berlage (1957; 1966) estableció la relación entre la SO y los calentamientos episódicos de las masas de agua superficiales a lo largo de la costa sur de Ecuador y norte de Perú, hasta entonces conocidos localmente como El Niño. Será a partir de este momento, cuando el fenómeno El Niño se asocie a los poco frecuentes pero intensos calentamientos que ocurren cada 2-4 años en concordancia con las anomalías a escala de cuenca del océano Pacífico tropical. Bjerknes (1966; 1969) postuló que El Niño era la expresión de la interacción océano-atmósfera a gran escala. También fue el primero en postular acerca de la presencia de un mecanismo de retroalimentación o *feedback* positivo entre el océano y la atmósfera, ligado a la Circulación de Walker, y que era el responsable del calentamiento de las masas de agua superficiales observado en el Pacífico oriental y central, fundamentos que perduran hasta la actualidad.

A raíz del intenso episodio que tuvo lugar entre 1982 y 1983, se retomó el interés por el fenómeno El Niño, que había caído poco a poco en el olvido. Este evento fue tan anómalo, que los indicadores de predicción ENSO empleados hasta la fecha no fueron capaces de reconocerlo hasta su completo desarrollo. Esto motivó la creación del programa TOGA (*Tropical Ocean-Global Atmosphere*), cuya finalidad fue la de estudiar y predecir la dinámica ENSO. A partir de aquí, el conocimiento del ENSO ha avanzado sustancialmente, sobre todo en lo que concierne a las interacciones entre el Océano Pacífico tropical y la atmósfera (Wang y Fiedler, 2006).

1.2.3. Dinámica ENSO

Durante la fase cálida o negativa del ENSO (El Niño), el Pacífico oriental tropical se caracteriza por un aumento de la temperatura del agua superficial (SST) (anomalía térmica positiva) (Fig. 1.4) y una disminución de la presión atmosférica a nivel del mar (SLP), mientras que en el Pacífico occidental tropical ocurre lo contrario (Fiedler, 2002; Wang y Fiedler, 2006). Puesto que en el oeste se produce una anomalía

positiva de presión atmosférica y al este una anomalía negativa, se altera la Circulación de Walker y los vientos alisios pierden intensidad e incluso llegan a desaparecer o invertirse.

El fenómeno de La Niña, también conocido como “El Viejo” o fase positiva del ENSO, es la situación opuesta a El Niño. Se define por un descenso de la SST (anomalía térmica negativa) (Fig. 1.4) y un aumento de la SLP en el Pacífico ecuatorial oriental, y un incremento de la SST y una disminución de la SLP en el Pacífico ecuatorial occidental. Durante esta fase se intensifica la Circulación de Walker y por lo tanto los alisios en el Pacífico oriental vuelven más intensos.

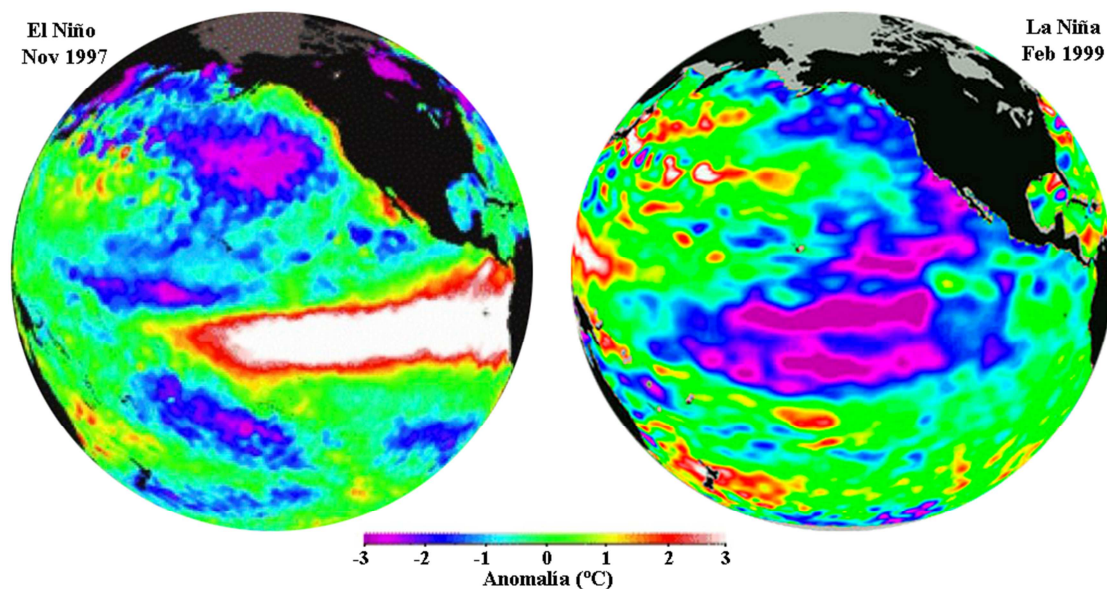


Figura 1.4. Situación típica de El Niño, con anomalía térmica positiva en las aguas del Pacífico ecuatorial oriental y central; y situación típica de La Niña, con anomalía térmica negativa en el Pacífico tropical. Modificado de: <http://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa>.

La serie de tiempo para el SOI y las SST (Fig. 1.5), indican que el ciclo ENSO se repite con una frecuencia media de aproximadamente 4 años, aunque el registro histórico nos indica que esta frecuencia ha variado entre los 2 y los 7 años. En los 80 y los 90 se produjeron unos ciclos ENSO muy marcados, con cinco episodios El Niño (1982/83, 1988/89, 1991-1993, 1994/95, 1997/98) y cuatro episodios La Niña (1984/85, 1988/89, 1995/96 y 1999/2000). Los episodios El Niño de 1982/83 y 1997/98 fueron los eventos más fuertes del siglo XX, y cabe resaltar también la presencia de dos eventos El Niño consecutivos entre 1991 y 1995 sin ningún periodo frío intermedio. Históricamente existe una gran variabilidad en los ciclos ENSO de una década a la

siguiente, pudiendo haber décadas en las que el ciclo parece inactivo y otras en las que es muy acentuado.

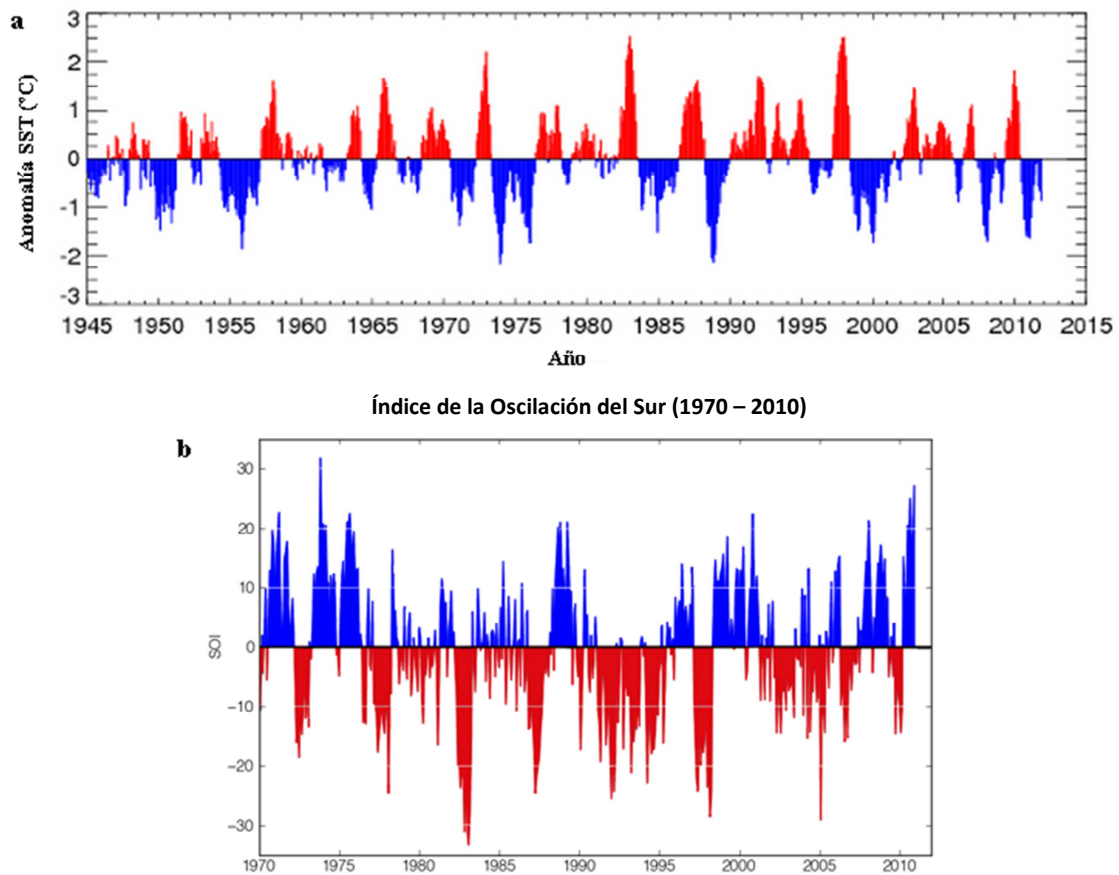


Figura 1.5. (a) Serie temporal de la anomalía de temperatura del agua superficial (SST) en la región del Pacífico ecuatorial central desde 1875. Las anomalías están calculadas con respecto a las temperaturas medias entre 1961 y 1990. Modificado de: <http://www.metoffice.gov.uk/research/news>. (b) Índice de la Oscilación del Sur (*SOI index*) desde 1970 hasta 2010. Los colores azules representan los periodos La Niña, mientras que los colores rojos representan los periodos El Niño. Modificado de: <http://www.oceanographerschoice.com>.

Como fenómeno global, la dinámica ENSO afecta al clima de la mayor parte del Planeta a diferentes escalas (interanual, decadal y secular), puesto que pese a ser un fenómeno regional, influye en los patrones oceánicos y meteorológicos a nivel global, pudiendo causar grandes sequías en Australia e Indonesia y débiles monzones de verano en el sur de Asia. También influye en los ciclones tropicales, reduciendo su frecuencia en el Atlántico, pero incrementándola en algunas partes del Pacífico (Webster y Palmer, 1997). Según Kirov y Georigeva (2002) la actividad solar está íntimamente relacionada con este fenómeno, puesto que está negativamente correlacionado con la actividad solar a escalas de cien años. El Niño presenta estadísticamente un mínimo un año antes de los periodos de fuerte actividad solar (ciclos de 11 años). También se han descritos eventos

similares a El Niño y La Niña a escala milenaria (Álvarez-García, 2005; Beaufort *et al.*, 2001; López-Otálvaro *et al.*, 2008; Pena *et al.*, 2008).

En cuanto a la productividad biológica en el Pacífico ecuatorial oriental, los eventos El Niño se caracterizan por la presencia de una nutriclina profunda (Fig. 1.6), como consecuencia de la mayor estratificación en la columna de agua (Philander, 1995), lo que resulta en un sustancial descenso en los nutrientes de la zona fótica (Barber y Chavez, 1986). Por el contrario, los eventos La Niña, en respuesta a la intensificación de los alisios, se caracterizan por la presencia de una nutriclina somera (Philander, 1995), lo que resulta en un gran incremento de la productividad primaria en el Pacífico ecuatorial oriental (Behrenfeld *et al.*, 2001).

Sea cual sea el mecanismo que desencadena un evento El Niño, el hecho es que comienza con una anomalía térmica positiva en el Pacífico oriental. Una vez se alcanza la fase madura, es necesaria la existencia de procesos de retroalimentación o *feedbacks* negativos que devuelvan el sistema a la fase normal o a la fase opuesta de La Niña. Según la teoría clásica postulada por Bjerknes (1969), con el desarrollo de una anomalía térmica positiva inicial en el Pacífico ecuatorial oriental, disminuye el gradiente E-O de SST y por lo tanto, disminuye también la intensidad de la Circulación de Walker. Esto genera una reducción del afloramiento en el Pacífico oriental, lo cual refuerza aún más la anomalía de SST. No obstante, ciertos trabajos señalan que los vientos del sureste de la costa de Perú no siempre se debilitan durante los eventos El Niño, de hecho pueden llegar a ser más fuertes, lo cual induciría una intensificación del afloramiento. Sin embargo, la profundidad de la termoclina aumenta a lo largo de la costa suramericana, al igual que la SST.

Wyrski (1975), usando datos de vientos ecuatoriales y nivel del mar, propuso un mecanismo de “apilamiento” de agua para explicar el fenómeno El Niño. Sugirió que previamente al desarrollo de un evento El Niño, los vientos alisios se intensificaban a lo largo del ecuador, provocando un apilamiento de aguas cálidas con su consiguiente incremento del nivel del mar en la región del Pacífico occidental, también conocida como *Western Pacific Warm Pool*. Por lo tanto, el mecanismo desencadenante sería un colapso repentino de los vientos alisios del este, que provocaría el colapso de la gran masa de aguas cálidas acumuladas al oeste del Pacífico y su posterior propagación hacia

el este, dando lugar al inicio de un evento El Niño. Sin embargo, esto tampoco explica el inicio del evento El Niño de 1982/83, durante el cual no se registró ninguna elevación del nivel del mar en el Pacífico occidental, ni tampoco una intensificación previa de los alisios.

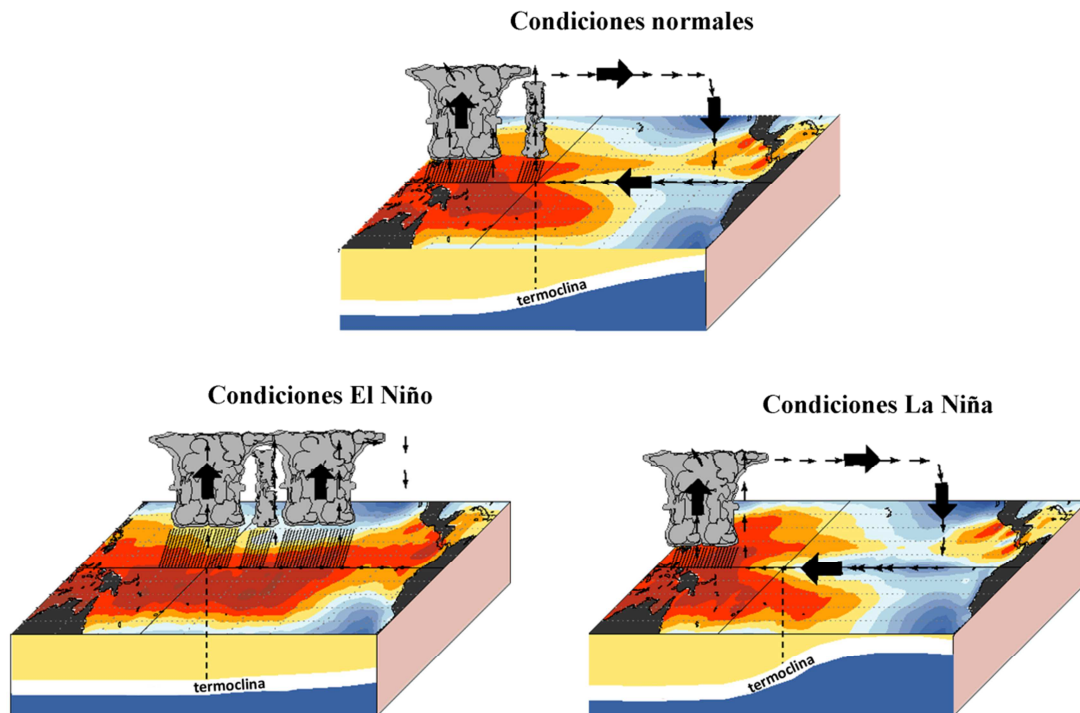


Figura 1.6. Esquema de las diferentes condiciones de temperatura del agua superficial, circulación atmosférica y profundidad de la termoclina/nutriclina en el Pacífico tropical durante condiciones normales, condiciones El Niño y condiciones La Niña. Modificado de: <http://www.cpc.noaa.gov>.

1.2.4. Paleo-registro del ENSO

Existen ciertos registros que ofrecen un excelente indicador de la variabilidad climática, y que han sido empleados como indicadores de la dinámica ENSO. Por ejemplo, los sedimentos del lago Pallcacocha, al sur de Ecuador, presentan importantes cambios de color resultado de la variabilidad ENSO durante el Holoceno (Fig. 1.7) (Moy *et al.*, 2002). Según este registro, los fenómenos El Niño se han intensificado a lo largo del Holoceno, mostrando intensidades bajas hasta 6 o 5.5 ka, e intensidades altas durante el Holoceno tardío (Moy *et al.*, 2002). Este registro también sugiere una reducción de la intensidad de los eventos El Niño durante los últimos 1000 años (Moy *et al.*, 2002). La baja frecuencia de los eventos El Niño durante el Holoceno temprano y gran parte del Holoceno medio, se atribuye a una mayor insolación durante el verano

boreal, el cual incrementa el gradiente de presiones entre el este y el oeste del Pacífico tropical, con el consiguiente refuerzo de los vientos alisios (Cane, 2005).

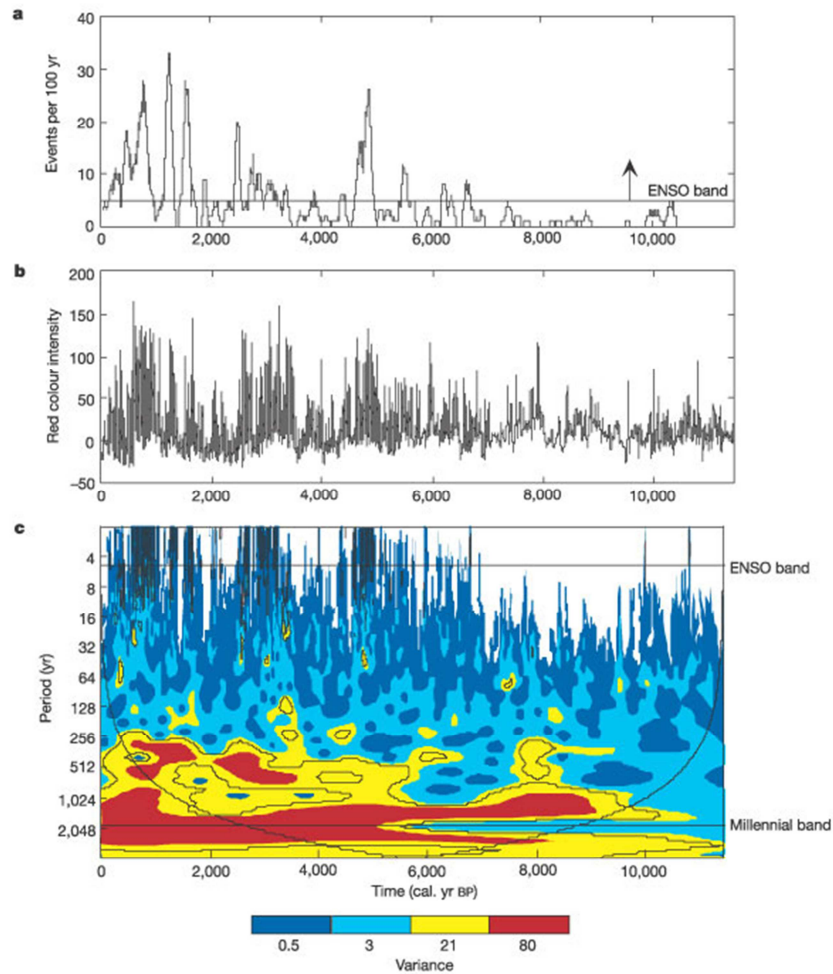


Figura 1.7. (a) Número de eventos El Niño registrados en ventanas temporales de 100 años superpuestas. La línea horizontal marca el mínimo número de eventos en 100 años necesarios para producir varianza en la banda del ENSO (~5). (b) Últimos 11.500 años de la serie temporal de intensidad de colores rojos en el sedimento del lago Pallcacocha. (c) Análisis Wavelet de Morlet sobre la serie de intensidad del color rojo. La varianza de la intensidad espectral (escala de colores) se muestra en función tanto del tiempo como del periodo. Los colores amarillos y rojos indican un mayor grado de varianza, y las líneas de contorno negras muestran regiones de varianza que exceden el intervalo de confianza del 99.98%. Las líneas horizontales indican las escalas temporales promedio en la banda del ENSO y de la variabilidad milenaria (Moy *et al.*, 2002).

En paralelo con la dinámica ENSO varía la posición de la ITCZ, por lo que el registro de la posición de la ITCZ a lo largo del tiempo, permite el desarrollo de una serie temporal de la variabilidad ENSO. Haug *et al.* (2001) elaboraron un registro del contenido de titanio (Ti) de origen continental en la Cuenca de Cariaco, en la plataforma norte de Venezuela (Fig. 1.8). Este registro refleja los cambios en los patrones de precipitaciones al norte de Suramérica, íntimamente ligados a la posición latitudinal de

la ITCZ, por lo que su registro, representa un valioso testigo de las migraciones de la ITCZ.

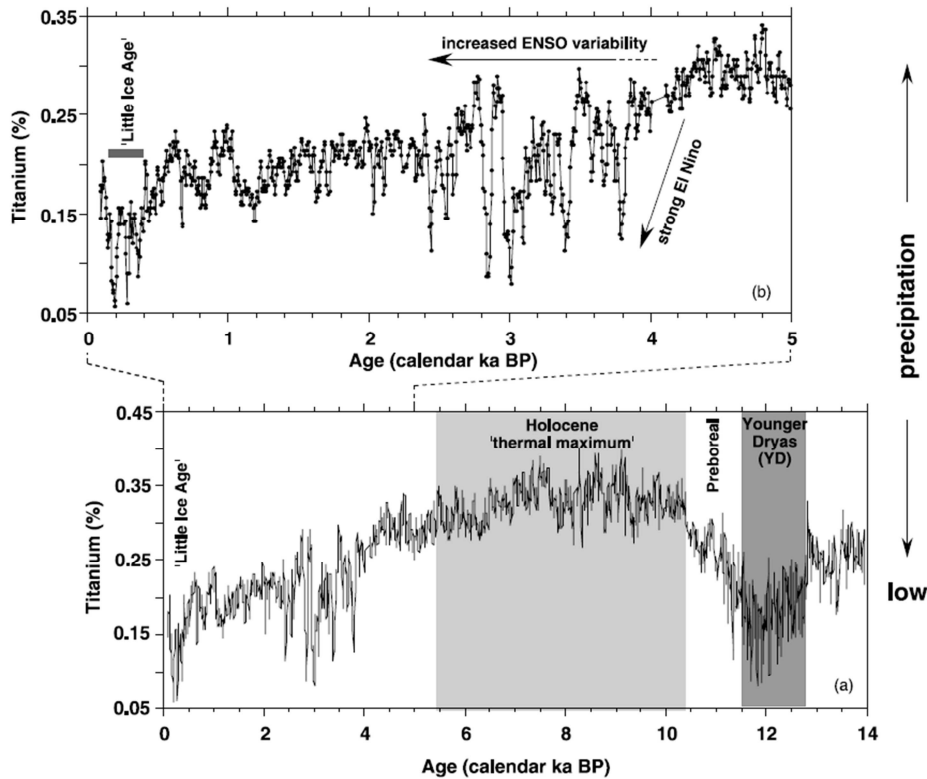


Figura 1.8. Contenido total en Ti en los sedimentos de la Cuenca de Cariaco. Los contenidos altos de Ti reflejan un mayor aporte de terrígenos a la cuenca por escorrentía fluvial, y se interpretan como un indicador de precipitaciones abundantes y por lo tanto, una posición media de la ITCZ más al norte (Haug *et al.*, 2001).

Los eventos El Niño se caracterizan por un desplazamiento de la posición media de la ITCZ hacia el sur. La ITCZ se desplazó hacia el norte hace aproximadamente 11 ka, coincidiendo con el máximo de insolación en el verano boreal. Hacia el Holoceno tardío, se observa un desplazamiento promedio de la ITCZ hacia el sur, que podría deberse a cambios en la estacionalidad como respuesta a cambios en la precesión de los equinoccios, pues en el Holoceno tardío, la insolación del Hemisferio Sur se volvió más estacional, mientras que la estacionalidad disminuyó en el Hemisferio Norte (Haug *et al.*, 2001).

Beaufort *et al.* (2001) elaboraron un registro de productividad primaria basado en los cocolitóforos para los últimos 250 ka para las regiones ecuatoriales de los océanos Pacífico e Índico a escala orbital. Según este estudio, la productividad primaria

en regiones ecuatoriales muestra una variabilidad glacial-interglacial controlada por las variaciones en la precesión de los equinoccios (Beaufort *et al.*, 2001). Este hecho queda patente también en el trabajo de Pena *et al.* (2008), donde se puntualiza que el control de la precesión de los equinoccios sobre el Pacífico ecuatorial oriental durante los últimos 275 ka, fue ejercido a través de un mecanismo de termostato. Este mecanismo regularía la intensidad de los afloramientos, y fue especialmente significativo durante las Terminaciones glaciares, estableciéndose condiciones similares a La Niña en la región (Pena *et al.*, 2008). Estas variaciones en la productividad estarían regidas por procesos similares al fenómeno ENSO. Por otro lado, López-Otálvaro *et al.* (2008) observaron que la paleoproduktividad de los coccolitóforos en el Pacífico ecuatorial oriental no siguió un patrón glacial/interglacial durante los últimos 550 ka, y concluyeron que los cambios drásticos en los registros de productividad están influidos por eventos similares a El Niño.

1.3. Sistema monzonal en el Mar de Arabia

1.3.1. Introducción

La palabra monzón podría derivar de la palabra árabe *mausim*, que significa tiempo. Se utiliza para nombrar a los cambios estacionales en la dirección de los vientos a lo largo de la costa de la India, especialmente en la región del Mar de Arabia, debido a los contrastes de temperatura y presión entre el continente y el océano. Pues bien, esta región se caracteriza por sus grandes variaciones estacionales a causa de los monzones, los cuales son de vital importancia para la economía y la sociedad de los países de la región. Los monzones provocan lluvias y fuertes vientos dos veces al año en el sudeste asiático y la India, y están causados por la interacción de la atmósfera, el océano y por último, la disposición de las masas continentales.

El sistema monzonal asiático es un componente dinámico del sistema climático moderno, y los cambios que se producen en éste, son capaces de generar grandes sequías y graves inundaciones sobre las regiones del sudeste asiático, en general densamente pobladas. Se debe principalmente al calentamiento y enfriamiento conjunto de la Meseta Tibetana y del Océano Índico, y al consiguiente movimiento de la ITCZ (Webster, 1998).

En verano los vientos sobre el Mar de Arabia soplan de sur a norte, cargándose de humedad, que liberan en forma de fuertes precipitaciones en el subcontinente de la India y el sudeste asiático. Por el contrario, durante el invierno los vientos soplan de norte a sur, es decir desde la región de Siberia hacia el Océano Índico. Al llegar al océano, los vientos se cargan en humedad, que liberan en las islas del Océano Índico y la región del sureste de la India, aunque estas precipitaciones son mucho menos importantes que las que se producen durante el verano.

1.3.2. Dinámica monzonal

El Mar de Arabia se caracteriza por una dinámica altamente estacional controlada fundamentalmente por el sistema monzonal. Éste se activa dos veces a lo largo del año, lo cual define los dos monzones: el monzón del suroeste (*SW Monsoon*) o **monzón de verano**, y el monzón del noreste (*NE Monsoon*) o **monzón de invierno**, separados por dos períodos de relativa calma durante la primavera y el otoño (intermonzones). Como veremos, cada uno de los monzones tiene diferentes implicaciones oceanográficas. De manera similar a la dinámica ENSO, la dinámica monzonal también presenta una variabilidad interanual, que suele quedar registrada como cambios en la intensidad de las lluvias, por ejemplo de la India (Fig. 1.9).

Durante el monzón de verano, la mayor insolación promueve el desarrollo de fuertes centros de bajas presiones en el interior del continente asiático. Esto provoca la aparición de vientos que soplan desde el suroeste, es decir, desde las altas presiones del Océano Índico hacia las bajas presiones del continente (Fig. 1.10). Estos vientos soplan a lo largo de las costas de Somalia y la península de Arabia, lo cual desplaza las masas de agua superficiales y permite la generación del afloramiento de aguas profundas a lo largo del margen oeste del Mar de Arabia. El ascenso de estas aguas frías y ricas en nutrientes induce un fuerte aumento de la productividad biológica a lo largo de las costas somalíes y de la Península Arábiga (Anderson *et al.*, 1991; Anderson y Prell, 1992; Currie *et al.*, 1973; Emeis *et al.*, 1995; Nair *et al.*, 1989). Sin embargo, durante esta época del año, la productividad en el Mar de Arabia oriental se mantiene relativamente baja (Naidu y Malmgren, 1999).

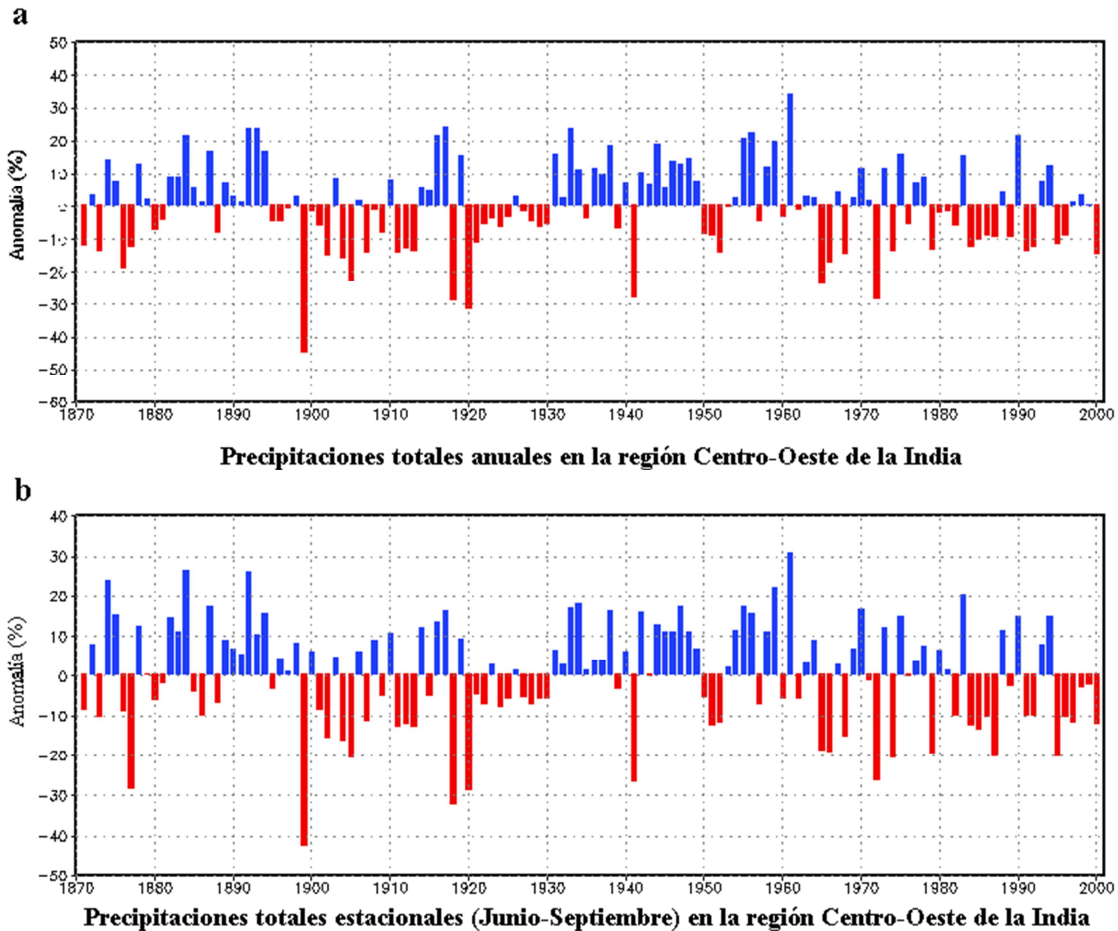


Figura 1.9. Series temporales de la anomalía de precipitaciones expresada como porcentaje de diferencia con respecto a las precipitaciones medias en la región Centro-Oeste de la India, desde 1870 hasta 2000. (a) Anomalía de las precipitaciones anuales totales y, (b) Anomalía de las precipitaciones totales estacionales desde junio a septiembre. Los datos están recogidos del Instituto Indio de Meteorología Tropical (IITM, *Indian Institute of Tropical Meteorology*). <http://www.monsoondata.org/hist/>.

Por su parte, el monzón de invierno, mucho más débil que el de verano, está provocado por una menor insolación, lo cual mantiene el continente frío y favorece la generación de células de altas presiones en el Tíbet y Asia Central. En contraposición, se generan células de bajas presiones en el interior del Océano Índico al estar este más caliente, lo cual induce a la aparición de los alisios que soplan desde el noreste (Fig. 1.10). Estos vientos, en general, impiden el afloramiento frente a las costas de Somalia y la Península Arábiga, pero induce un moderado afloramiento a lo largo de la costa central de la India (Colborn, 1975; Dueing y Koske, 1967; Schott y McCreary, 2001).

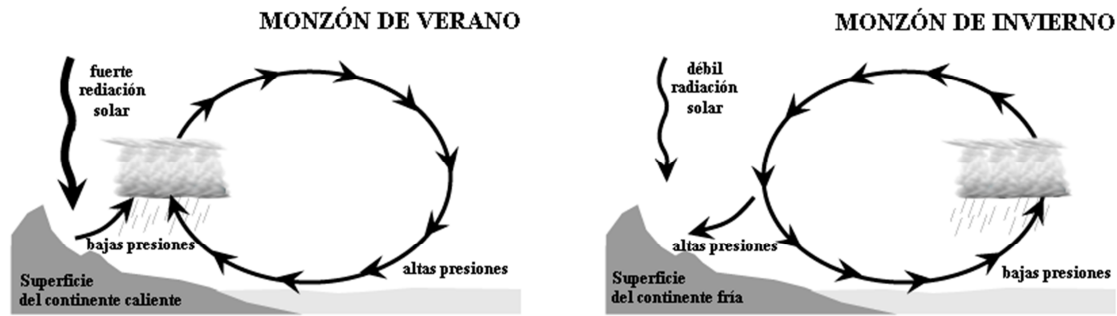


Figura 1.10. Diagramas esquemáticos de la circulación atmosférica durante los monzones de verano e invierno en el Mar de Arabia. Modificado de Ruddiman (2001).

Durante el monzón de verano, la productividad en general aumenta en todo el Mar de Arabia, debido posiblemente a la aparición de filamentos de aguas ricas en nutrientes que se separan de las células de surgencia y se derivan hacia otras zonas (Andruleit y Rogalla, 2002; Ivanova *et al.*, 2003). Además, la combinación de los afloramientos costeros y el efecto del transporte Ekman de los vientos del suroeste, extiende la zona de alta productividad más allá de 400 km de la costa (Nair *et al.*, 1989). Sin embargo, todo parece indicar que el monzón de invierno ejerce un fuerte control sobre la productividad del este del Mar de Arabia. El aporte de nutrientes en el Mar de Arabia está gobernado, como en otras muchas regiones del océano tropical, principalmente por la mezcla vertical (Longhurst, 1993). El monzón de invierno genera una fuerte mezcla convectiva, resultando en capas de mezcla profundas en la parte norte del Mar de Arabia (Lee *et al.*, 2000; Weller *et al.*, 1998). Esta mezcla tiene un fuerte efecto en la biomasa del fitoplancton y en la productividad (Wiggert *et al.*, 2000; Wiggert *et al.*, 2002).

1.3.3. Registro paleoceanográfico

La dinámica monzonal así como los fenómenos de surgencia de aguas profundas ricas en nutrientes en el Mar de Arabia, han centrado la atención de un número importante de trabajos y campañas oceanográficas. Los primeros estudios fueron llevados a cabo por Prell *et al.* (1980) y Bryson y Swain (1981). Durante los últimos treinta años, han surgido un gran número de trabajos, con una alta resolución temporal de archivos tanto continentales como oceánicos. Sedimentos varvados (Von Rad *et al.*, 2006), espeleotemas (Fleitmann *et al.*, 2004; Rampelbergh *et al.*, 2013), y diferentes

proxies, sobre todo con foraminíferos y geoquímica (e.g. Anand *et al.*, 2008; Anderson *et al.*, 2002; Bassinot *et al.*, 2011; Marra y Barber, 2005; Singh *et al.*, 2011).

Las variaciones de las características de los espeleotemas pueden reflejar cambios ambientales en el exterior de las cuevas, y en el contexto en el que nos movemos, pueden aportar gran cantidad de información a cerca de la variabilidad del sistema monzonal durante los últimos miles de años. Un ejemplo es el reciente estudio de Rempelbergh *et al.* (2013), en el cual, a partir de diferentes registros de espeleotemas de Yemen y Omán, realizan una reconstrucción de la dinámica monzonal para los últimos 10 ka (Fig. 1.11). Este registro sugiere un descenso en la intensidad del monzón de verano a partir de 6 ka.

Numerosos trabajos en el oeste y en el sur del Mar de Arabia muestran una menor productividad durante el Último Máximo Glacial (LGM, *Last Glacial Maximum*) en relación con el Holoceno (e.g. Emeis *et al.*, 1995; Pattan *et al.*, 2003; Spaulding and Oba, 1992), relacionado con un debilitamiento de los monzones de verano (Anderson y Prell, 1993). Sin embargo, en el Mar de Arabia oriental, la productividad fue mayor durante el LGM, relacionado con una intensificación de los monzones de invierno (Cayre and Bard, 1999; Rostek *et al.*, 1997; Schulte *et al.*, 1999; Singh *et al.*, 2006), lo cual induce a una mayor mezcla vertical y el ascenso de nutrientes desde las aguas subsuperficiales ricas en nutrientes hacia la zona eufótica.

Por lo tanto, la evolución de la productividad a un lado y al otro del Mar de Arabia es muy distinta, algo que se observa también durante el Holoceno. Bassinot *et al.* (2011) observaron un progresivo descenso de la productividad con el avance del Holoceno en las costas de Omán, mientras que en sur de la India la evolución es la opuesta, con un progresivo aumento de la productividad a medida que avanza el Holoceno. Por otro lado, en algunos registros del Mar de Arabia oriental se observaron descensos en la productividad coincidiendo con los eventos fríos Heinrich, bien reconocibles en altas latitudes del hemisferio norte (Singh *et al.*, 2006; Singh *et al.*, 2011). Estas caídas en la productividad podrían responder a una reducción de la intensidad de los vientos del monzón de invierno coincidiendo con estos eventos extremadamente fríos.

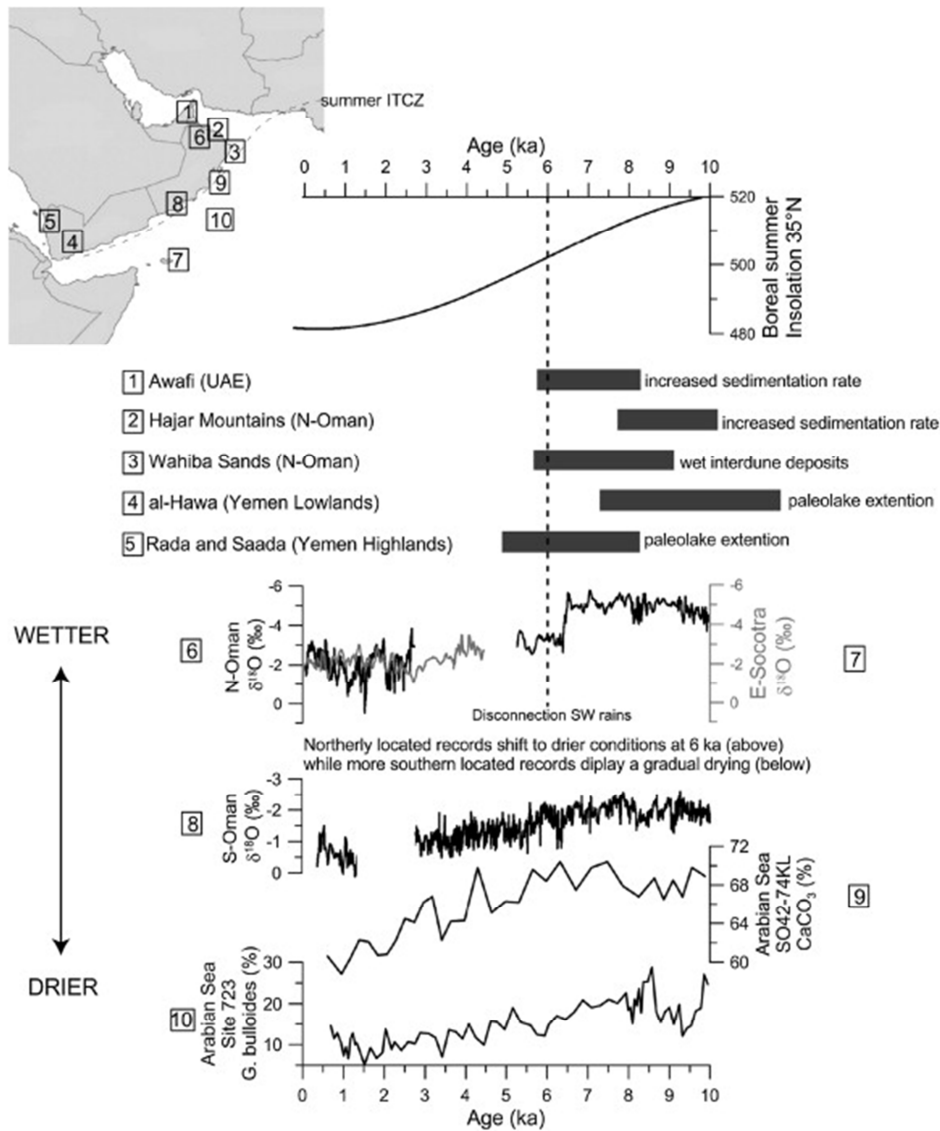


Figura 1.11. Recopilación de registros $\delta^{18}\text{O}$ del sur de la Península Arábiga y norte del Océano Índico desde el Holoceno medio. La localización de los registros se muestra en el mapa de la esquina superior izquierda. El registro de la Cueva Hoq (7) se correlaciona bien con el registro del espeleotema del norte de Omán (6), lo que sugiere que durante los últimos 6 ka el norte de Omán recibió precipitaciones solo de los vientos del noreste. Los registros que actualmente se encuentran fuera la zona de influencia de la ITCZ (1-4 y 6) muestran un final abrupto del período húmedo del Holoceno medio en torno a 6 ka (línea de puntos) debido a la desconexión de la influencia de las lluvias del monzón de verano. Los registros que se localizan dentro de la zona de migración de la ITCZ (8-10) muestran un descenso más gradual en la precipitación debido al debilitamiento del monzón de verano. Los registros de Yemen (5) siguen recibiendo precipitaciones después de 6 ka debido al efecto de la orografía, que favorece las condiciones húmedas para la región (Rampelbergh *et al.* 2013).

1.4. Circulación oceánica de las regiones de estudio

1.4.1. Pacífico ecuatorial oriental

1.4.1.1. Aguas superficiales y subsuperficiales

La distribución de las corrientes en el Pacífico ecuatorial oriental es muy compleja y está claramente influenciada por el sistema de corrientes de Perú-Chile. Este sistema representa una rama de la Corriente Circumpolar Antártica, y transporta aguas frías y relativamente salinas, hacia el ecuador, siendo la principal ruta de intercambio de calor y nutrientes desde altas hasta bajas latitudes en el Pacífico sur (Strub *et al.*, 1998). Este sistema se divide en una corriente oceánica, llamada Corriente de Perú (PC, *Peru Current*) o Corriente de Humboldt, y una rama costera conocida como Corriente Costera de Perú (PCC, *Peru Coastal Current*) (Fig. 1.12). Entre la PC y la PCC, en dirección opuesta, fluye la Contracorriente de Perú-Chile (PCCC, *Peru-Chile Countercurrent*), la cual es débil e irregular y transporta aguas con temperaturas moderadas hacia el sur a unos 200 km de la costa (Huyer *et al.*, 1991).

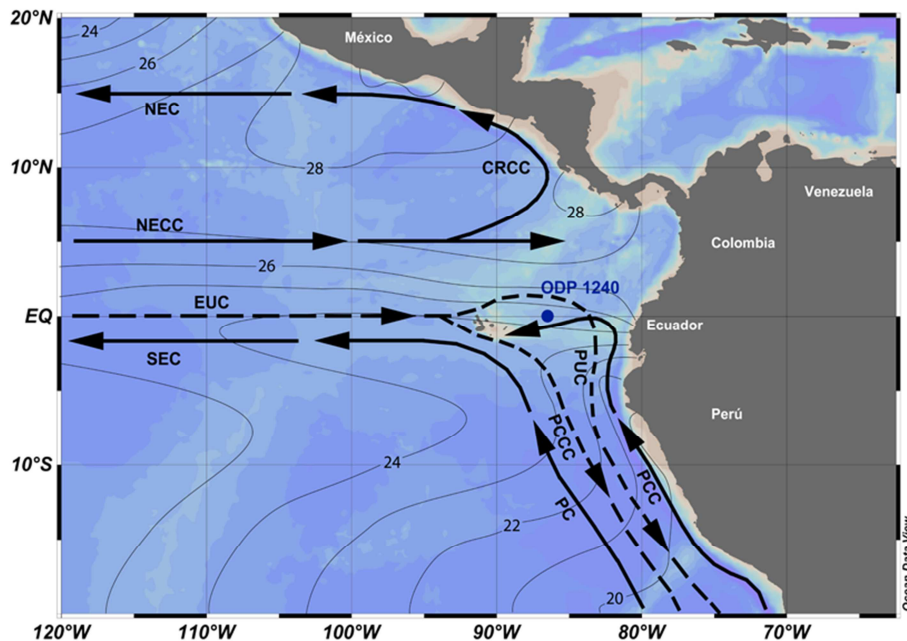


Figura 1.12. Corrientes superficiales y subsuperficiales en el Océano Pacífico ecuatorial oriental y localización del testigo ODP 1240. Corrientes superficiales: Corriente de Perú (PC, *Peru Current*); Corriente Costera de Perú (PCC, *Peru Coastal Current*); Contracorriente de Perú-Chile (PCCC, *Peru-Chile Countercurrent*); Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*); Corriente Norecuatorial (NEC, *North Equatorial Current*); Contracorriente Norecuatorial (NECC, *North Equatorial Countercurrent*) y Corriente Costera de Costa Rica (CRCC, *Costa Rica Coastal Current*). Corrientes subsuperficiales: Contracorriente de Perú (PUC, *Peru Undercurrent*) y Contracorriente Ecuatorial (EUC, *Equatorial Undercurrent*) (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006; Mix *et al.*, 2003).

Los vientos alisios del sureste dominantes a lo largo de la costa, mantienen el sistema de corrientes de Perú e inducen el afloramiento, convirtiendo al Pacífico ecuatorial oriental en una de las zonas oceánicas más productivas (Toggweiler *et al.*, 1991). Estas aguas alimentan la Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*), que fluye hacia el oeste mantenida por los alisios. En el Pacífico norte, la Contracorriente Norecuatorial (NECC, *North Equatorial Countercurrent*) representa la corriente ecuatorial más importante con flujo hacia el este (Tomczac y Godfrey, 2001). En su parte más oriental, esta corriente es desviada hacia el norte, alimentando la Corriente Costera de Costa Rica (CRCC, *Costa Rica Coastal Current*) y la Corriente Norecuatorial (NEC, *North-Equatorial Current*), formando el giro ciclónico en el Pacífico norte. La NEC fluye hacia el oeste impulsada por los alisios del noreste.

Debajo de la SEC, y en dirección opuesta, fluye la Contracorriente Ecuatorial (EUC, *Equatorial Undercurrent*). La parte alta de esta corriente alimenta con aguas ricas en nutrientes el afloramiento ecuatorial. Además, esta corriente es la fuente principal de micronutrientes como el hierro hacia las aguas superficiales, por lo que su papel como fertilizante es crucial para la productividad primaria de la región (Murray *et al.*, 1994). Esta corriente se identifica en la columna de agua como un máximo de salinidad subsuperficial, y deriva de aguas subtropicales del hemisferio sur como resultado del flujo convergente meridional a la profundidad de la termoclina, y su posterior entrada en el flujo hacia el este (Lukas, 1986). La parte profunda de la EUC continua hacia el este, provocando que afloren aguas frescas a lo largo de la costa peruana (Toggweiler *et al.*, 1991). Esta masa de agua alimenta la Contracorriente de Perú (PUC, *Peru Countercurrent*) o Corriente Gunther, caracterizada por aguas frías, altamente salinas y empobrecidas en oxígeno disuelto (Strub *et al.*, 1998; Wyrski, 1981). Esta corriente alimenta el afloramiento costero, caracterizado por bajas temperaturas superficiales y alta productividad a lo largo de la costa.

Tanto la SEC como la EUC responden rápidamente a los cambios que se producen en los campos de vientos. Así, cuando los alisios dominantes de la región se debilitan, se reduce también la intensidad de ambas corrientes. Durante las fases cálidas El Niño, tanto la SEC como la EUC se debilitan e incluso pueden llegar a desaparecer (Feldman *et al.*, 1984), con la consiguiente reducción en el aporte de nutrientes a la región.

1.4.1.2. Aguas intermedias y profundas

En la actualidad, las aguas intermedias de la Cuenca de Panamá proceden de la Cuenca de Guatemala, entrando por el norte a través de las zonas de fractura de la Dorsal de Cocos, y de las aguas que entran desde la Cuenca de Perú a través de la fosa de Ecuador (Lonsdale, 1977). El Agua Intermedia del Pacífico Norte (NPIW, *North Pacific Intermediate Water*) se forma en el noroeste del Pacífico, con una interacción escasa con la atmósfera (Talley, 1993), y se caracteriza por un contenido relativamente abundante de nutrientes y por estar empobrecida en oxígeno. Estas aguas se encuentran en el Pacífico tropical a profundidades entre ~500 y ~1000 m (Fig. 1.13) (Mix *et al.*, 2003).

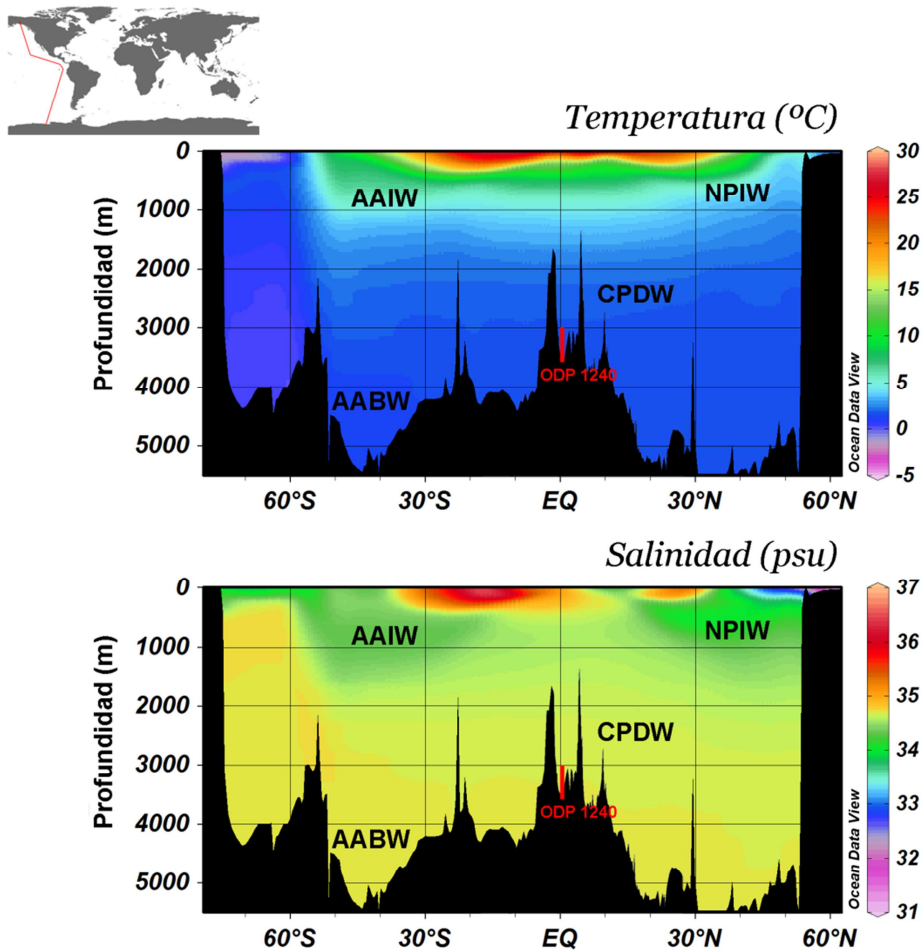


Figura 1.13. Perfiles Norte-Sur de la temperatura y la salinidad para el Océano Pacífico, y localización del testigo ODP 1240. Masas de agua: Agua Antártica Intermedia (AAIW, *Antarctic Intermediate Water*); Agua Intermedia del Pacífico Norte (NPIW, *North Pacific Intermediate Water*); Agua Profunda Circumpolar (CPDW, *Circumpolar Deep Water*); y Aguas Antárticas de Fondo (AABW, *Antarctic Bottom Water*). Gráficos elaborados con el Ocean Data View, a partir de los datos del World Ocean Atlas 2009.

El Agua Antártica Intermedia (AAIW, *Antarctic Intermediate Water*) (Fig. 1.13), está relativamente empobrecida en fosfatos y presenta un abundante contenido en oxígeno disuelto, debido a que su formación tiene lugar en contacto con la atmósfera por debajo de Frente Subantártico. Más al norte de la formación de las AAIW se originan las Aguas Subantárticas (SAMW, *Subantarctic Mode Water*), debido al hundimiento de la capa de mezcla durante la convección que se produce en invierno (Sloyan *et al.*, 2010). Esta masa de agua ocupa la pincoclina de los giros subtropicales en el Pacífico sur (Hartin *et al.*, 2011), y ha sido identificada como la principal fuente de nutrientes desde el Océano Sur hacia las regiones ecuatoriales (Sarmiento *et al.*, 2004; Toggweiler *et al.*, 1991).

Las aguas que bañan el fondo de la Cuenca de Panamá entran en la actualidad desde el sur, por debajo de 3 km de profundidad (Lonsdale, 1977; Tsuchiya y Talley, 1998). El Agua Circumpolar Profunda (CPDW, *Circumpolar Deep Water*) se caracteriza por estar levemente enriquecida en oxígeno y empobrecida en nutrientes, sin embargo, en su recorrido hacia el norte, acumula nutrientes y pierde oxígeno (Mix *et al.*, 2003).

1.4.2. Mar de Arabia

1.4.2.1. Aguas superficiales y subsuperficiales

El sistema de corrientes del Océano Índico cambia estacionalmente en respuesta a la dinámica monzonal. El hecho más destacable es el cambio en el sentido de la Corriente de Somalia (SC, *Somali Current*), siendo ésta una de las corrientes mejor estudiadas del Océano Índico (e.g. Bruce, 1970; 1973; 1977; Düing, 1977; Düing *et al.*, 1980; Düing y Schott, 1978; Schott *et al.*, 1990; Schott y Quadfasel, 1982; Schott, 1983; Swallow y Fieux, 1982). Durante el monzón de invierno, esta corriente fluye hacia el suroeste, pero durante el resto del año fluye hacia el noreste, convirtiéndose durante el monzón de verano en la mayor corriente de los márgenes occidentales del Planeta. La SC juega un papel esencial en la generación del afloramiento que tiene lugar durante el verano en el oeste y norte del Mar de Arabia (Colborn, 1975; Wyrтки, 1973).

En el sureste del Océano Índico se produce subducción de aguas (Karstensen y Quadfasel, 2002; Zhang y Yalley, 1998), las cuales se mueven hacia el oeste en la Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*) (Fig. 1.14). Parte de estas aguas se mueven hacia el sur, en la Corriente Sureste de Madagascar (SEMC, *South East Madagascar Current*), y la otra continúa su camino hacia el oeste en la Corriente Noreste de Madagascar (NEMC, *North East Madagascar Current*). La NEMC se divide en una rama hacia el norte, denominada Corriente de la Costa Este Africana (EACC, *East African Coast Current*), y una hacia el sur a lo largo del Canal de Mozambique (Schott *et al.*, 2002).

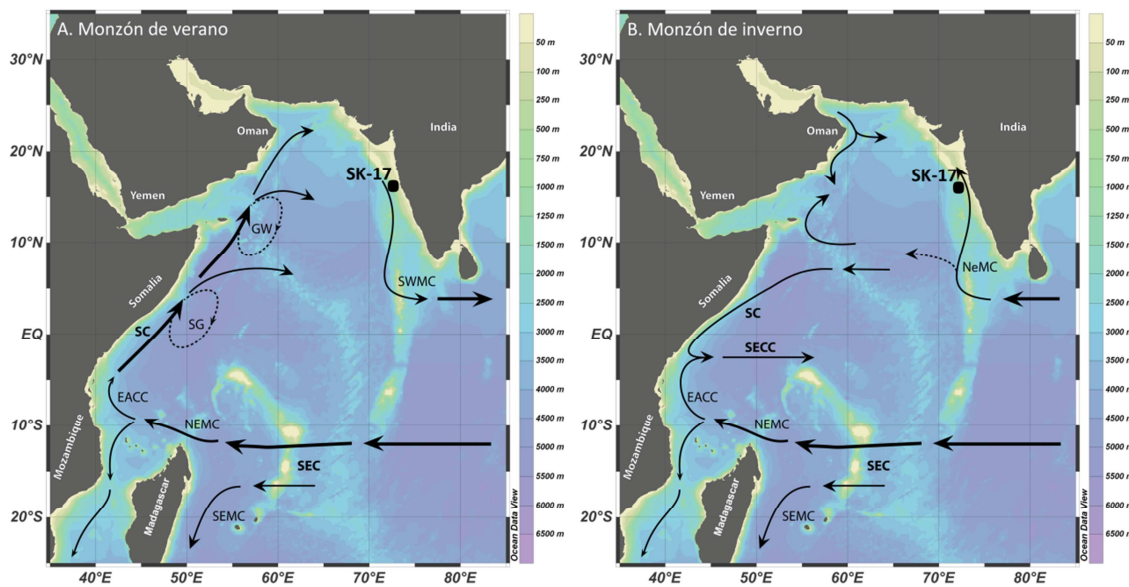


Figura 1.14. Localización del testigo SK 17 y corrientes superficiales y subsuperficiales en el Mar de Arabia durante (a) el monzón de verano (Monzón del Suroeste) y (b) monzón de invierno (Monzón del Noreste). Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*); Corriente Sur del Este de Madagascar (SEMC, *South East Madagascar Current*); Corriente Norte del Este de Madagascar (NEMC, *North East Madagascar Current*); Corriente Costera del Este Africano (EACC, *East African Coast Current*); Corriente de Somalia (SC, *Somali Current*); Contracorriente Surecuatorial (SECC, *South Equatorial Countercurrent*); Corriente del Monzón del Noreste (NeMC, *Northeast Monsoon Current*); Corriente del Monzón del Suroeste (SWMC, *Southwest Monsoon Current*); Giro del Sur (SG, *Southern Gyre*) y Gran Giro (GW, *Great Whirl*) (Schott *et al.*, 2002).

Durante el monzón de verano, la EACC alimenta la SC, la cual fluye hacia el norte a lo largo de la costa, alimentando el afloramiento costero de Somalia (Fig. 1.14a). Las aguas ricas en nutrientes que afloran, se extienden más allá de la costa a lo largo de dos giros: uno en el sur (SG, *Southern Gyre*) cercano al ecuador, y otro más al norte (GW, *Great Whirl*). La influencia del afloramiento se extiende a todo el Mar de Arabia, posiblemente debido a la formación de filamentos de aguas ricas en nutrientes que se

separan de las células de afloramiento y se extienden a otras regiones (Andruleit y Rogalla, 2002; Schott *et al.*, 2002; Ivanova *et al.*, 2003).

Durante el monzón de invierno, la SC fluye hacia el sur y se junta con la EACC alimentando la Contracorriente Surecuatorial (SECC, *South Equatorial Countercurrent*) (Düing y Schott, 1978), la cual no está presente durante el monzón de verano (Fig. 1.14b). Durante esta estación se produce subducción en ciertas áreas del Mar de Arabia, lo cual contribuye a alimentar el afloramiento (Morrison, 1997; Schott y Fischer, 2000; Schott *et al.*, 2002). También puede haber pequeños aportes de nutrientes hacia la termoclina debido a los aportes del Mar Rojo y del Golfo Pérsico (Schott *et al.*, 2002).

Un hecho destacable de la dinámica oceánica del Océano Índico es el flujo de agua que se produce desde el Océano Pacífico, a través de los pasajes de Indonesia (ITF, *Indonesian Throughflow*) (Schott y McCreary, 2001), el cual parece ser más fuerte durante el verano boreal (Meyers *et al.*, 1995). Estas aguas se caracterizan por su alta salinidad, pero sufren cambios por la fuerte mezcla vertical a medida que fluyen por los canales de Indonesia, mostrando un mínimo relativo de salinidad en el Océano Índico. La mayor parte del agua fluye hacia Madagascar dentro de la SEC, aunque el flujo hacia el margen oeste y como se difunde por éste no está del todo claro. Parte del agua podría pasar a través del Canal de Mozambique y emerger luego en la Corriente de Agulhas, para llevar agua caliente hacia el Atlántico. Las aguas de la termoclina en el Océano Índico están formadas por las Aguas Ecuatoriales del Índico (IEW, *Indian Equatorial Waters*), producto de las mezclas de aguas que vienen por Indonesia y entran por el este del Océano Índico, y aquellas que vienen del norte y del sur del Índico (You y Tomczak, 1993).

1.4.2.2. Aguas intermedias y profundas

En el Océano Índico las aguas profundas y de fondo ascienden al nivel de las aguas intermedias y de la termoclina, juntándose con las aguas con bajo contenido en oxígeno de la Corriente Circumpolar Profunda (CPDW, *Circumpolar Deep Water*), que trae aguas desde el Océano Atlántico, las aguas intermedias con origen Antártico (Talley, 2008), y las aguas de origen pacífico que fluyen por Indonesia. Por un lado, las Aguas Antárticas Intermedias (AAIW, *Antarctic Intermediate Waters*) se generan por

subducción en la zona del frente subpolar, y son identificadas por un mínimo de salinidad (Fig. 1.15). Por otro lado, las Aguas Subantárticas (SAMW, *Subantarctic Mode Water*), que como hemos visto se forman debido al hundimiento de la capa de mezcla durante el invierno (Sloyan *et al.*, 2010), llegan también a ser una fuente importante de nutrientes hacia la termoclina del Océano Índico ecuatorial (Sarmiento *et al.*, 2004; Toggweiler *et al.*, 1991), al igual que ocurre en el Pacífico ecuatorial oriental.

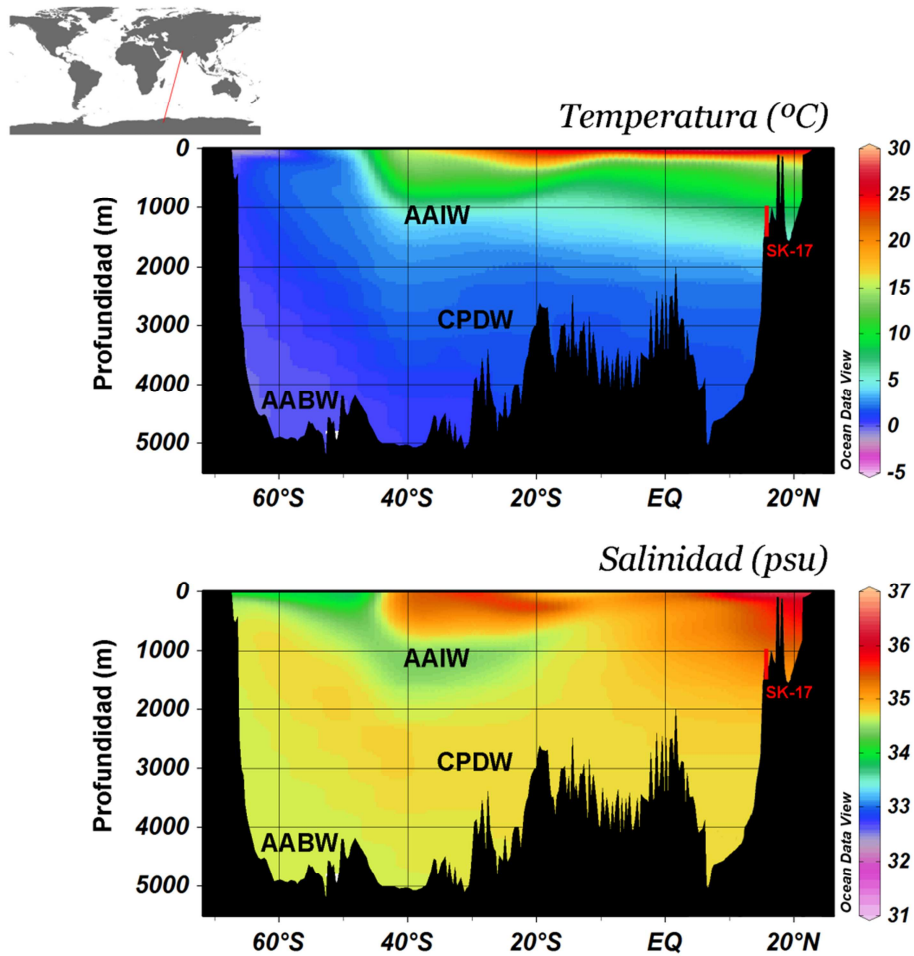


Figura 1.15. Perfiles Norte-Sur de la temperatura y la salinidad para el Océano Índico, y localización del testigo SK 17. Masas de agua: Agua Antártica Intermedia (AAIW, *Antarctic Intermediate Water*); Agua Profunda Circumpolar (CPDW, *Circumpolar Deep Water*); y Aguas Antárticas de Fondo (AABW, *Antarctic Bottom Water*). Gráficos elaborados con el Ocean Data View, a partir de los datos del World Ocean Atlas 2009.

1.5. Teleconexiones climáticas

Mucho se ha escrito acerca del efecto que tienen las regiones ecuatoriales sobre el clima a nivel global (e.g. Lau, 1997; Liu y Yang, 2003), aunque todavía hoy en día quedan muchas lagunas respecto a los mecanismos de teleconexión, sobre todo en lo

referente al efecto que las altas latitudes tienen sobre las regiones tropicales. Existen muchos datos que demuestran que la dinámica ENSO ejerce una importante influencia sobre el clima global (e.g. Alexander *et al.*, 2002; Yuan, 2004). Por ejemplo, durante los eventos El Niño, tanto los modelos como las observaciones, muestran un aumento de las precipitaciones en el Pacífico tropical central, y un descenso generalizado de las precipitaciones en el Pacífico occidental, Indonesia, norte de Brasil y la India. Por el contrario, durante los eventos La Niña, el norte de Suramérica e Indonesia, muestra un fuerte incremento en las precipitaciones, a la vez que en la India se registra un descenso generalizado de las temperaturas (Fig. 1.16).

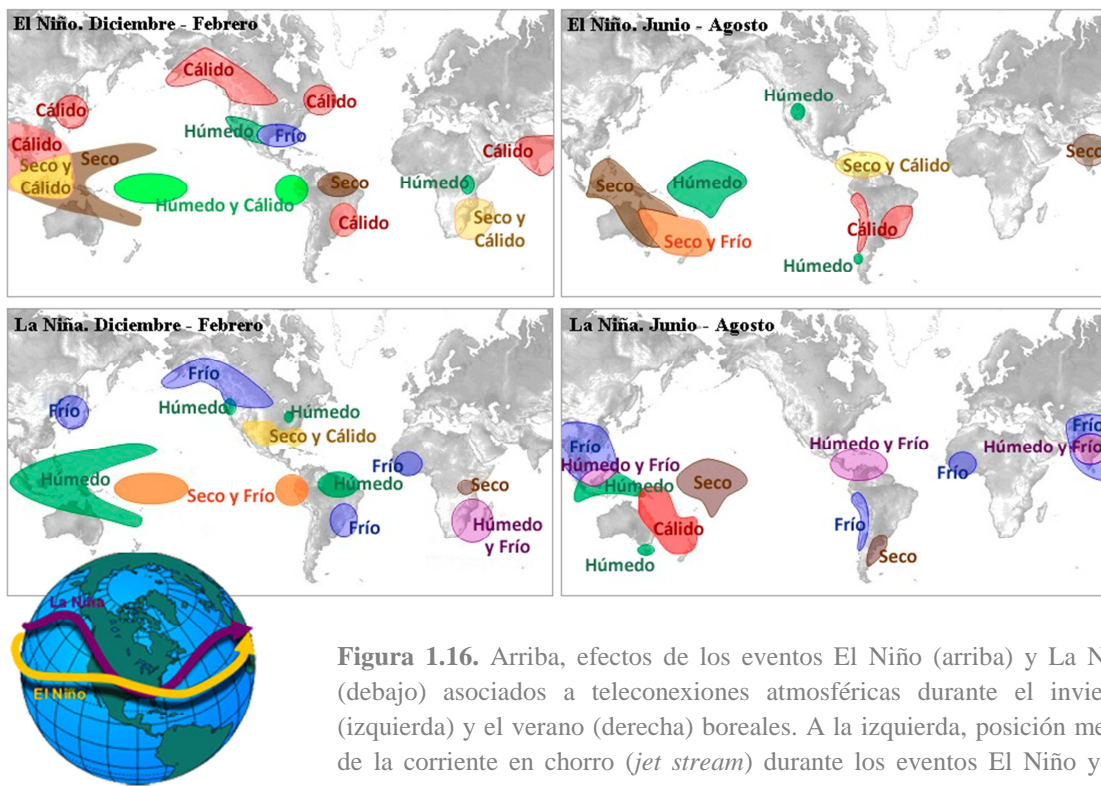


Figura 1.16. Arriba, efectos de los eventos El Niño (arriba) y La Niña (debajo) asociados a teleconexiones atmosféricas durante el invierno (izquierda) y el verano (derecha) boreales. A la izquierda, posición media de la corriente en chorro (*jet stream*) durante los eventos El Niño y La Niña. Modificado de: <http://oceanservice.noaa.gov>.

Yuan (2004) encontró una relación lineal entre la extensión de hielo en la Antártida y la dinámica ENSO. Durante los eventos El Niño, con una anomalía positiva de temperatura en el Pacífico tropical se intensifica y se contrae la célula de Hadley, lo que refuerza el *jet* subtropical y los frentes atmosféricos se desplazan hacia el ecuador en la región del Pacífico sur. A su vez, la circulación zonal se ve desplazada hacia el este, y por lo tanto la rama descendente de la Circulación de Walker tiene lugar en el Atlántico tropical, lo cual relaja y expande la célula de Hadley en esta zona (Yuan, 2004). Como consecuencia, los frentes atmosféricos en el Atlántico sur se desplazan

hacia altas latitudes. Estos cambios, dan como resultado una célula de Ferrel más intensa en el Pacífico sur y más debilitada en el Atlántico sur (Yuan, 2004). El resultado es una anomalía de temperatura positiva en el Pacífico Sur, y una anomalía de temperatura negativa en el Atlántico sur. Esto provoca un aumento de la extensión del hielo antártico en el Mar de Weddell, en contraposición a los mares de Bellingshausen, Amundsen e incluso Ross, donde se observa una disminución del hielo antártico (Fig. 1.17).

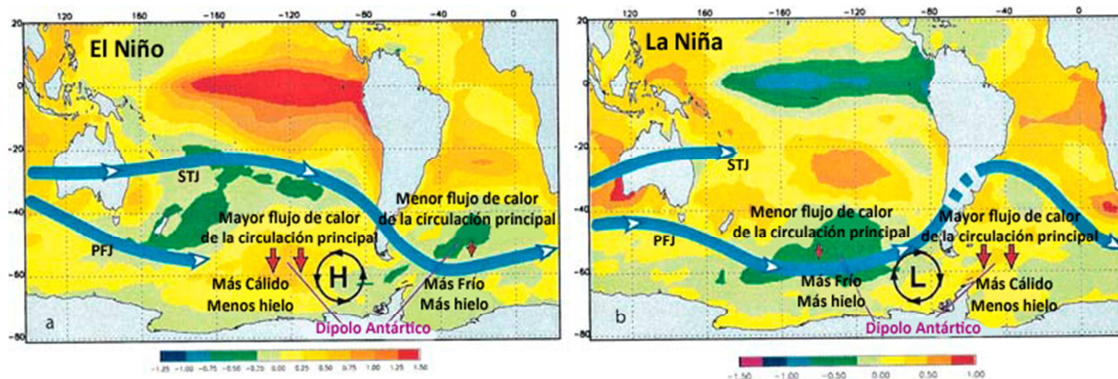


Figura 1.17. Anomalías de temperaturas del agua superficial en condiciones El Niño (izquierda) y La Niña (derecha). Diagrama esquemático de la corriente en chorro (*jet stream*), dividida en *jet* subtropical (STJ) y *jet* del frente polar (PFJ), anomalías de altas y bajas presiones persistentes y flujos anómalos de calor debido a la circulación meridional promedio (Yuan, 2004).

Durante los eventos La Niña, la circulación atmosférica es la opuesta, y la anomalía térmica negativa en el Pacífico relaja la célula de Hadley y debilita la célula de Ferrel en el Pacífico. La circulación zonal se desplaza hacia el oeste, con lo que la rama descendente de la Circulación de Walker se sitúa en el Pacífico ecuatorial oriental. La célula de Hadley es relativamente intensa en el Atlántico sur como consecuencia de las temperaturas superficiales cálidas en los trópicos y la falta de competencia para la rama descendente de la circulación zonal. También se observa una célula de Ferrel más intensa en el Atlántico sur. Como consecuencia el *jet* del frente polar se refuerza en el Pacífico sur y el frente atmosférico se desplaza hacia el ecuador en el Atlántico sur (Yuan, 2004). Esta situación genera una anomalía térmica positiva en el Atlántico sur, y una anomalía térmica negativa en el Pacífico sur, con lo que tiene lugar un descenso de la extensión de hielo antártico en el Mar de Weddell, y un aumento en los mares de Bellingshausen, Amundsen y Ross (Fig. 1.15).

La subducción de masas de agua superficiales, también puede jugar un papel fundamental en la transferencia de señales desde regiones de altas latitudes hasta las regiones tropicales, en lo que se conoce como el “túnel oceánico”. El hundimiento de masas de agua en altas latitudes, generan masas de agua intermedias que pueden ser transportadas hacia bajas latitudes donde pueden aflorar nuevamente ventilando la nutriclina tropical. Un ejemplo son las Aguas Antárticas Intermedias (AAIW) y las Aguas Subantárticas (SAMW), estas últimas, como hemos visto, identificadas como la principal fuente de nutrientes hacia los giros que se producen en los océanos del hemisferio sur y de la nutriclina en regiones tropicales (Sarmiento *et al.*, 2004; Toggweiler *et al.*, 1991).

También se ha demostrado que existe una gran dependencia entre el sistema monzonal asiático y el fenómeno ENSO (e.g. Beaufort *et al.*, 2001; Beaufort *et al.*, 1997; Charles *et al.*, 1997; Cole *et al.*, 2000). Jang y Straus (2012) observaron que un calentamiento diabático positivo sobre el Pacífico oriental y central y un calentamiento diabático negativo sobre el Pacífico occidental durante ciertos eventos El Niño, inducían a un debilitamiento de la convección monzónica en el Océano Índico. Sin embargo, durante algunos eventos El Niño, no se observaron cambios significativos en la intensidad de los monzones (Jang y Straus, 2012).

Referencias

- Alexander, M. A., I. Blade, M. Newman, J. R. Lanzante, N. C. Lau, y J. D. Scott (2002), The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans, *Journal of Climate*, 15(16), 2205-2231.
- Álvarez-García, C., J. A. Flores, F. J. Sierro, y A. Molina-Cruz (2010), Long-term upwelling evolution in tropical and equatorial Pacific during the last 800 kyr as revealed by coccolithophore assemblages, *Geobios*, 43, 123-130.
- Anand, P., D. Kroon, A. D. Singh, R. S. Ganeshram, G. Ganssen, y H. Elderfield (2008), Coupled sea surface temperature-seawater $d^{18}O$ reconstructions in the Arabian Sea at the millennial scale for the last 35 ka, *Paleoceanography*, 23.
- Anderson, D. L. T., D. J. Carrington, R. Corry, y C. Gordon (1991), Modeling the variability of the Somali Current, *Journal of Marine Research*, 49(4), 659-696.
- Anderson, D. M., y W. L. Prell (1992), The structure of the Southwest Monsoon winds over the Arabian Sea during the late Quaternary - Observations, simulations, and marine geology evidence, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 97(C10), 15481-15487.

- Anderson, D. M., y W. L. Prell (1993), A 300 kyr record of upwelling off Oman during the late Quaternary - evidence of the Asian Southwest monsoon, *Paleoceanography*, 8(2), 193-208.
- Anderson, D. M., J. T. Overpeck, y A. K. Gupta (2002), Increase in the Asian southwest monsoon during the past four centuries, *Science*, 297(5581), 596-599.
- Andrulleit, H., y U. Rogalla (2002), Coccolithophores in surface sediments of the Arabian Sea in relation to environmental gradients in surface waters, *Marine Geology*, 186(3-4), 505-526.
- Barber, R. T., y F. P. Chavez (1986), Ocean variability in relation to living resources during the 1982-83 El Niño, *Nature*, 319, 279-285.
- Bassinot, F. C., C. Marzin, P. Braconnot, O. Marti, E. Mathien-Blard, F. Lombard, y L. Bopp (2011), Holocene evolution of summer winds and marine productivity in the tropical Indian Ocean in response to insolation forcing: data-model comparison, *Climate of the Past*, 7(3), 815-829.
- Beaufort, L., T. de Garidel-Thoron, A. C. Mix, y N. G. Pisias (2001), ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene, *Science*, 293(5539), 2440-2444.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F. y Labeyrie, L. (1997), Insolation cycles as major control of Equatorial Indian Ocean primary production, *Science*, 278, 1451-1454.
- Behrenfeld, M. J., J. T. Randerson, C. R. McClain, G. C. Feldman, S. O. Los, C. J. Tucker, P. G. Falkowski, C. B. Field, R. Frouin, W. E. Esaias, D. D. Kolber, y N. H. Pollack (2001), Biospheric primary production during an ENSO transition, *Science*, 291(5513), 2594-2597.
- Berlage, H. P. (1957), Fluctuations in the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value, *Koninklijke Nederlandse Meteorologisch Instituut, Mededelingen en verhandelingen*, 69, 1-152.
- Berlage, H. P. (1966), The Southern Oscillation and world weather, *Koninklijke Nederlandse Meteorologisch Instituut, Mededelingen en verhandelingen*, 88, 1-152.
- Bjerknes, J. (1966), A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, 18, 820-829.
- Bjerknes, J. (1969), Atmospheric teleconnections from equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, 97, 163-172.
- Bruce, J. G. (1970), Notes on Somali current system during Southwest monsoon, *Journal of Geophysical Research*, 75(21), 4170-&.
- Bruce, J. G. (1973), Large-scale variations of Somali current during Southwest monsoon, 1970, *Deep-Sea Research*, 20(9), 837-846.
- Bruce, J. G. (1977), Somali Current - Recent measurements during Southwest monsoon, *Science*, 197(4298), 51-53.
- Bryson, R. A., y A. M. Swain (1981), Holocene variations of monsoon rainfall in Rajasthan, *Quaternary Research*, 16(2), 135-145.
- Cane, M. A. (2005), The evolution of El Niño, past and future, *Earth and Planetary Science Letters*, 230(3-4), 227-240.
- Cayre, O., y E. Bard (1999), Planktonic foraminiferal and alkenone records of the last deglaciation from the Eastern Arabian Sea, *Quaternary Research*, 52(3), 337-342.
- Chao, W. C., y B. Chen (2001), The origin of monsoons, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(22), 3497-3507.
- Charles, C. D., D. E. Hunter, y R. G. Fairbanks (1997), Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of tropical climate, *Science*, 277(5328), 925-928.

- Chelton, D. B., S. K. Esbensen, G. Schlax, N. Thum, M. H. Freilich, F. J. Wentz, C. L. Gentemann, M. J. McPhaden, y P. S. Schopf (2001), Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific, *Journal of Climate*, 14(7), 1479-1498.
- Colborn, J. G. (1975), *The Thermal Structure of the Indian Ocean*, Int. Indian Ocean Exped. Monogr., Univ. of Hawaii Press, Honolulu.
- Cole, J. E., R. B. Dunbar, T. R. McClanahan, y N. A. Muthiga (2000), Tropical Pacific forcing of decadal SST variability in the western Indian Ocean over the past two centuries, *Science*, 287(5453), 617-619.
- Currie, R. I., A. E. Fisher, y P. M. Hargraves (1973), Arabian Sea upwelling, in *The Biology of the Indian Ocean*, edited by B. Zeitzschel and S. A. Gerlach, pp. 37-52, Springer-Verlag, New York.
- Dueing, W., y P. H. Koske (1967), Hydrographic observation in the Arabian Sea during the N.E. monsoon period 1964-1965, *Meteor Forschungsergeb., Reihe A*, 8, 1-43.
- Duing, W. (1977), Large-scale eddies in Somali Current, *Geophysical Research Letters*, 4(4), 155-158.
- Duing, W., R. L. Molinari, y J. C. Swallow (1980), Somali current - Evolution of surface flow, *Science*, 209(4456), 588-590.
- Düing, W., y F. A. Schott (1978), Measurements in the source region of the Somali Current during the monsoon reversal, *Journal of Physical Oceanography*, 8, 278-289.
- Emeis, K. C., D. M. Anderson, H. Doose, D. Kroon, y D. Schulzbull (1995), Sea-Surface Temperatures and the history of monsoon upwelling in the northwest Arabian Sea during the last 500,000 years, *Quaternary Research*, 43(3), 355-361.
- Feldman, G., D. Clark, y D. Halpern (1984), Satellite color observations of the phytoplankton distribution in the Eastern Equatorial Pacific during the 1982-1983 El Niño., *Science*, 226(4678), 1069-1071.
- Fiedler, P. C. (2002), Environmental change in the eastern tropical Pacific Ocean: review of ENSO and decadal variability, *Marine Ecology-Progress Series*, 244, 265-283.
- Fiedler, P. C., y L. D. Talley (2006), Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69(2-4), 143-180.
- Fleitmann, D., S. J. Burns, U. Neff, M. Mudelsee, A. Mangini, y A. Matter (2004), Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from Southern Oman, *Quaternary Science Reviews*, 23(7-8), 935-945.
- Fleitmann, D., S. J. Burns, A. Mangini, M. Mudelsee, J. Kramers, I. Villa, U. Neff, A. A. Al-Subbary, A. Buettner, D. Hippler, y A. Matter (2007), Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra), *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2), 170-188.
- Gadgil, S. (2003), The Indian monsoon and its variability, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 429-467.
- Hartin, C. A., R. A. Fine, B. M. Sloyan, L. D. Talley, T. K. Chereskin, y J. Happell (2011), Formation rates of Subantarctic mode water and Antarctic intermediate water within the South Pacific, *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 58(5), 524-534.
- Haug, G. H., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson, y U. Röhl (2001), Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene, *Science*, 293(5533), 1304-1308.

- Huyer, A., M. Knoll, T. Paluszkiwicz, y R. L. Smith (1991), The Peru undercurrent: A study in variability, *Deep Sea Research*, 38 (1), 247-271.
- Ivanova, E., R. Schiebel, A. D. Singh, G. Schmiedl, H. S. Niebler, y C. Hemleben (2003), Primary production in the Arabian Sea during the last 135 000 years, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 197(1-2), 61-82.
- Jang, Y., y D. M. Straus (2012), The Indian Monsoon Circulation Response to El Niño Diabatic Heating, *Journal of Climate*, 25(21), 7487-7508.
- Karstensen, J., y D. Quadfasel (2002), Water subducted into the Indian Ocean, *Deep-Sea Research II*, 49, 1441-1458.
- Kessler, W. S. (2006), The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69(2-4), 181-217.
- Kirov, B., y K. Georgieva (2002), Long-term variations and interrelations of ENSO, NAO and solar activity, *Physics and Chemistry of the Earth*, 27(6-8), 441-448.
- Koutavas, A., y J. Lynch-Steiglitz (2005), Variability of the marine ITCZ over the eastern Pacific during the past 30,000 years: Regional perspective and global context, in *The Hadley Circulation: Present Past and Future*, edited by R. Bradley and H. Diaz, pp. 347-369, Springer.
- Lau, N. C. (1997), Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1-13.
- Lee, C. M., B. H. Jones, K. H. Brink, y A. S. Fischer (2000), The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea: seasonal and spatial variability, *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 47(7-8), 1177-1226.
- Liu, Z. Y., y H. J. Yang (2003), Extratropical control of tropical climate, the atmospheric bridge and oceanic tunnel, *Geophysical Research Letters*, 30(5).
- Lobell, M. J. (1942), Some observations on the Peruvian coastal current, *EOS Transactions*, 23, 332-336.
- Longhurst, A. (1993), Seasonal cooling and blooming in tropical oceans, *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 40(11-12), 2145-2165.
- Lonsdale, P. (1977), Clustering of suspension-feeding macrobenthos near abyssal hydrothermal vents at oceanic spreading centers, *Deep Sea Research*, 24(9), 857-863.
- López-Otálvaro, G. E., J. A. Flores, F. J. Sierro, y I. Cacho (2008), Variations in coccolithophorid production in the Eastern Equatorial Pacific at ODP site 1240 over the last seven glacial-interglacial cycles, *Marine Micropaleontology*, 69, 52-69.
- Lukas, R. (1986), The termination of the Equatorial Undercurrent in the eastern Pacific, *Progress In Oceanography*, 16(2), 63-90.
- Marra, J., y R. T. Barber (2005), Primary productivity in the Arabian Sea: A synthesis of JGOFS data, *Progress In Oceanography*, 65(2-4), 159-175.
- McPhaden, M. J., S. E. Zebiak, y M. H. Glantz (2006), ENSO as an integrating concept in Earth science, *Science*, 314(5806), 1740-1745.
- Meyers, G., R. J. Bailey, y A. P. Worby (1995), Geostrophic transport of Indonesian Throughflow, *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 42(7), 1163-1174.
- Mix, A. C., R. Tiedemann, P. Blum, Fatima F. Abrantes, Heather Benway, Isabel Cacho-Lascorz, Min-Te Chen, Margaret L. Delaney, José-Abel Flores, Liviu Giosan, Ann E. Holbourn, Tomohisa Irino, Masao Iwai, Leah H. Joseph, Helga F. Kleiven, Frank Lamy, Steven P. Lund, Philippe Martinez, Jerry F. McManus, Ulysses S. Ninnemann, Nicklas G. Piasias, Rebecca S. Robinson, Joseph S. Stoner, Arne Sturm, Michael W. Wara, y W. Wei (Eds.) (2003), *Proceedings of the Ocean*

- Drilling. Program. Southeast Pacific paleoceanographic transects, Initial Reports, 202: College Station TX (ODP)*, 145 pp.
- Morrison, J. M. (1997), Intermonsoonal changes in the T-S properties of the near-surface waters of the northern Arabian Sea, *Geophysical Research Letters*, *24*, 2553-2556.
- Moy, C. M., G. O. Seltzer, D. T. Rodbell, y D. M. Anderson (2002), Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch, *Nature*, *420*(6912), 162-165.
- Murphy, R. C. (1926), Oceanic and climatic phenomena along the west coast of South America durin 1925., *Geographical Review*, *16*, 25-54.
- Murray, J. W., R. T. Barber, M. R. Roman, M. P. Bacon, y R. A. Feely (1994), Physical and biological-controls on carbon cycling in the Equatorial Pacific, *Science*, *266*(5182), 58-65.
- Naidu, P. D., y B. A. Malmgren (1999), Quaternary carbonate record from the equatorial Indian Ocean and its relationship with productivity changes, *Marine Geology*, *161*(1), 49-62.
- Nair, R. R., V. Ittekkot, S. J. Manganini, V. Ramaswamy, B. Haake, E. T. Degens, B. N. Desai, y S. Honjo (1989), Increased particle-flux to the deep ocean related to monsoons, *Nature*, *338*(6218), 749-751.
- Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F. F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, y S. E. Zebiak (1998), ENSO theory, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, *103*(C7), 14261-14290.
- Pattan, J. N., T. Masuzawa, P. D. Naidu, G. Parthiban, y M. Yamamoto (2003), Productivity fluctuations in the southeastern Arabian Sea during the last 140 ka, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, *193*(3-4), 575-590.
- Pena, L. D., I. Cacho, P. Ferretti, y M. A. Hall (2008), El Niño-Southern Oscillation-like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections, *Paleoceanography*, *23*(3).
- Philander, G. (1995), El Niño and La Niña, in *Oceanography: Contemporary Readings in Ocean Sciences*, edited by R. G. Pire, pp. 72-87, Oxford Univ. Press, Oxford, U.K.
- Prell, W., W. H. Hutson, D. F. Williams, A. W. H. Bé, K. R. Geitzenauer, y B. Molino (1980), Surface circulation of the Indian Ocean during the Last Glacial Maximum, approximately 18,000 yr B.P., *Quaternary Research*, *14*, 309-336.
- Rampelbergh, M. V., D. Fleitmann, S. Verheyden, H. Cheng, L. Edwards, P. De Geest, D. De Vleeschouwer, S. J. Burns, A. Matter, P. Claeys, y E. Keppens (2013), Mid-to late Holocene Indian Ocean Monsoon variability recorded in four speleothems from Socotra Island, Yemen, *Quaternary Science Reviews*, *65*, 129-142.
- Rostek, F., E. Bard, L. Beaufort, C. Sonzogni, y G. Ganssen (1997), Sea surface temperature and productivity records for the past 240 kyr in the Arabian Sea, *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, *44*(6-7), 1461-1480.
- Ruddiman, W. F. (2001), *Earth's climate: past and future*, W. H. Freeman & Company, Nueva York.
- Sarmiento, J. L., N. Gruber, M. A. Brzezinski, y J. P. Dunne (2004), High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity, *Nature*, *427*(6969), 56-60.
- Schott, F., J. C. Swallow, y M. Fieux (1990), The Somali Current at the equator - Annual cycle of currents and transports in the upper 1000-M and connection to neighboring latitudes, *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers*, *37*(12), 1825-1848.

- Schott, F. A., y D. Quadfasel (1982), Variability of the Somali Current system during the onset of the SW monsoon, *Journal of Physical Oceanography*, 12, 133-141.
- Schott, F. A. (1983), Monsoon response of the Somali Current and associated upwelling, *Prog. Oceanogr.*, 12, 357-382.
- Schott, F. A., y J. Fischer (2000), Winter monsoon circulation of the northern Arabian Sea and Somali Current, *Journal of Geophysical Research*, 105, 6359-6376.
- Schott, F. A., y J. P. McCreary (2001), The monsoon circulation of the Indian Ocean, *Progress In Oceanography*, 51(1), 1-123.
- Schott, F. A., M. Dengler, y R. Schoenefeldt (2002), The shallow overturning circulation of the Indian Ocean (vol 53, pg 57, 2002), *Progress In Oceanography*, 55(3-4), 373-384.
- Schulte, S., F. Rostek, E. Bard, J. Rullkotter, y O. Marchal (1999), Variations of oxygen-minimum and primary productivity recorded in sediments of the Arabian Sea, *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3), 205-221.
- Singh, A. D., D. Kroon, y R. S. Ganeshram (2006), Millennial scale variations in productivity and OMZ intensity in the Eastern Arabian Sea, *Journal of the Geological Society of India*, 68(3), 369-377.
- Singh, A. D., S. J. A. Jung, K. Darling, R. Ganeshram, T. Ivanochko, y D. Kroon (2011), Productivity collapses in the Arabian Sea during glacial cold phases, *Paleoceanography*, 26.
- Sloyan, B. M., L. D. Talley, T. K. Chereskin, R. Fine, y J. Holte (2010), Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water Formation in the Southeast Pacific: The Role of Turbulent Mixing, *Journal of Physical Oceanography*, 40(7), 1558-1574.
- Spaulding, S. A., y T. Oba (1992), Association of late Pleistocene calcareous nanofossil assemblages and 18O and 13C isotopic changes, ODP Leg 117, Oman Margin, Arabian Sea, *Mem. Sci. Geol., Univ. Padova, XLIII*, 389-407.
- Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino, J. Ruttlant, y S. Salinas (1998), Coastal ocean circulation off Western South America, in *The Global Coastal Ocean. Regional Studies and Syntheses*, edited by E. R. Robinson and K.H. Brink, pp. 273-315, Wiley.
- Swallow, J. C., y M. Fieux (1982), Historical evidence for two gyres in the Somali Current, *Journal of Marine Research*, 40, 747-755.
- Talley, L. D. (1993), Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water, *Journal of Physical Oceanography*, 23(3), 517-537.
- Talley, L. D. (2008), Freshwater transport estimates and the global overturning circulation: Shallow, deep and throughflow components, *Progress In Oceanography*, 78(4), 257-303.
- Toggweiler, J. R., K. Dixon, y W. S. Broecker (1991), The Peru Upwelling and the Ventilation of the South Pacific Thermocline., *Geophysical Research*, 96, 20467-20497.
- Tomczac, M., y J. S. Godfrey (2001), *Regional Oceanography: An Introduction*.
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N. C. Lau, y C. Ropelewski (1998), Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures, *Geophysical Research*, 103, 14291-14324.
- Tsuchiya, M., y L. D. Talley (1998), A Pacific hydrographic section at 88 degrees W: Water-property distribution, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 103(C6), 12899-12918.

- Von Rad, U., A. Luckge, W. H. Berger, y H. D. Rolinski (2006), Annual to millennial monsoonal cyclicity recorded in Holocene varved sediments from the NE Arabian Sea, *Journal of the Geological Society of India*, 68(3), 353-368.
- Walker, G. T. (1923), Correlation in seasonal variations of weather VIII: A preliminary study of world weather, *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, 24, 75-131.
- Walker, G. T. (1924), Correlation in seasonal variations of weather IX: A further study of world weather, *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, 24, 275-332.
- Walker, G. T. (1928), World weather III, *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 2, 97-106.
- Walker, G. T., y E. Bliss (1932), World weather V., *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4, 53-84.
- Wang, C., y P. C. Fiedler (2006), ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69 (2-4), 239-266.
- Webster, P. J., y T. N. Palmer (1997), The past and the future of El Niño, *Nature*, 390(6660), 562-564.
- Webster, P. J., V. O. Magana, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai, y T. Yasunari (1998), Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 103(C7), 14451-14510.
- Webster, P. J. (2005), The elementary Hadley circulation, in *The Hadley circulation: present, past and future*, edited by H. F. Díaz and R. S. Bradley, pp. 9-60, Springer.
- Weller, R. A., M. F. Baumgartner, S. A. Josey, A. S. Fischer, y J. C. Kindle (1998), Atmospheric forcing in the Arabian Sea during 1994-1995: observations and comparisons with climatology and models, *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 45(10-11), 1961-1999.
- Wiggert, J. D., B. H. Jones, T. D. Dickey, K. H. Brink, R. A. Weller, J. Marra, y L. A. Codispoti (2000), The Northeast Monsoon's impact on mixing, phytoplankton biomass and nutrient cycling in the Arabian Sea, *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 47(7-8), 1353-1385.
- Wiggert, J. D., R. G. Murtugudde, y C. R. McClain (2002), Processes controlling interannual variations in wintertime (Northeast Monsoon) primary productivity in the central Arabian Sea, *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 49(12), 2319-2343.
- Wyrski, K. (1973), Physical oceanography of the Indian Ocean, in *The Biology of the Indian Ocean*, edited by B. Zeitzschel and S. A. Gerlach, pp. 28-36, Springer-Verlag, New York.
- Wyrski, K. (1975), El Niño-dynamic-response of equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *Journal of Physical Oceanography*, 5(4), 572-584.
- Wyrski, K. (1981), An estimate of equatorial upwelling in the Pacific, *Journal of Physical Oceanography*, 11(9), 1205-1214.
- You, Y., y M. Tomczak (1993), Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis, *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 40(1), 13-56.
- Yuan, X. J. (2004), ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms, *Antarctic Science*, 16(4), 415-425.
- Zhang, H., y L. D. Talley (1998), Heat and buoyancy budgets and mixing rates in the upper thermocline of the Indian and Global Oceans, *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1961-1978.



CAPÍTULO 2

COCOLITÓFOROS

2. Cocolitóforos

2.1. Introducción

Los cocolitóforos son uno de los componentes principales del fitoplancton marino. Son algas (unicelulares) autótrofas, de tamaño generalmente inferior a 30 μm y que se reproducen por división binaria o mitosis. Se clasifican dentro de la división *Haptophyta*, en la clase *Prymnesiophyceae*. Por su capacidad de producir una envuelta calcárea, son susceptibles de fosilizar y preservarse en el sedimento de los fondos oceánicos, llegando a ser uno de los componentes mayoritarios de éstos.

Su primer registro data del Triásico superior (Bown *et al.*, 2004), y desde entonces representan uno de los mayores grupos de productores primarios de los océanos, a la vez que son fundamentales en el ciclo del CO_2 , transportando carbono orgánico y carbonato hacia el sedimento (Baumann, 2005). Por este motivo, influyen directamente en el sistema climático terrestre a través de la retirada de CO_2 atmosférico y posterior enterramiento del mismo, además de por ser emisores de sulfuro de dimetilo (DMS) hacia la atmósfera, un componente esencial en la formación de nubes.

Además, el estudio de las asociaciones cocolitoforales aporta gran cantidad de información a la hora de realizar reconstrucciones paleoambientales y paleoceanográficas, pues estas asociaciones, reflejan las condiciones ambientales de la columna de agua en la que vivían los cocolitóforos que nos encontramos en el registro sedimentario.

2.2. Reseña histórica

En 1836, Christian Gottfried Ehrenberg (1795-1876), considerado fundador de la Micropaleontología, observó por primera vez unos objetos con forma ovoide a los que les atribuyó un origen inorgánico. Más tarde, el biólogo Thomas Henry Huxley (1825-1895) propuso el término cocolito, debido al parecido con las células de *Protococcus*, un género de alga verde, para los restos calcáreos que él encontró en sedimentos oceánicos del Atlántico norte.

En 1860, el doctor en medicina y biólogo marino inglés George Charles Wallich (1815-1899) identificó agregados de cocolitos que formaban esferas diminutas similares a las larvas de algunos foraminíferos planctónicos, a las que denominó cocosferas. En ese mismo año, el geólogo inglés Henry Clifton Sorby (1826-1908) notó que los cocolitos eran cóncavos por un lado y convexos por el otro, lo que le hizo dudar del origen inorgánico de estas formas. Sin embargo, su naturaleza algal no fue demostrada hasta finales del siglo XIX, cuando Georges Murray y colaboradores afirmaron que las cocosferas eran esqueletos de minúsculas algas calcáreas.

Ya en el siglo XX, Lohmann (1902) clasificó las cocosferas como algas Chysomonadales y acuñó además el término de nanoplancton calcáreo, y es a partir de entonces cuando autores como el propio Lohmann, Ostefeld, Arkhangelsky, Shiller entre otros, describen la gran mayoría del nanoplancton calcáreo, tanto vivo como fósil. En los años 50 y 60, con la sustancial mejora de las técnicas microscópicas, con el desarrollo del microscopio petrográfico, microscopio electrónico de transmisión y microscopio electrónico de barrido, se contribuyó en gran medida al desarrollo de las investigaciones en nanoplancton.

Durante los años 70 y 80, las investigaciones en torno al nanoplancton calcáreo alcanzaron un notable estado de madurez y a día de hoy éste tiene múltiples aplicaciones, entre las que destacan las reconstrucciones paleoclimáticas y paleoceanográficas, biocronología o isótopos estables entre otros (Siesser, 1994).

2.3. Biología de los cocolitóforos

Los cocolitóforos, como la gran mayoría de los organismos fitoplanctónicos, están formados por el **protoplasma**, y una cubierta celular o **periplasto**, que generalmente está formada por una o varias capas de placas orgánicas. En el protoplasma se encuentran todos los órganos internos de la célula: cloroplastos, mitocondrias, aparato de Golgi y otros orgánulos (Fig. 2.1). El periplasto, además de por placas orgánicas, está formado también por placas inorgánicas calcáreas, que reciben el nombre de cocolitos (Young, 1994). La esfera resultante que cubre la célula,

formada por cocolitos, recibe el nombre de cocosfera, manteniéndose así, los términos acuñados años atrás.

Un hecho que distingue a las algas haptofitas de otros grupos del fitoplancton es la presencia de **haptonema**, órgano multifuncional que puede estar doblado, rotado o enrollado. Este órgano está compuesto por 6 o 7 microtubos rodeados completamente, o en parte, por un retículo endoplasmático. Hacia la base, el número de microtúbulos aumenta hasta 8 o 9 y cambia su posición en anillo a arco (Billard y Inouye, 2004). En algunos grupos aparece reducido o incluso desaparece, es lo que se conoce como haptonema vestigial.

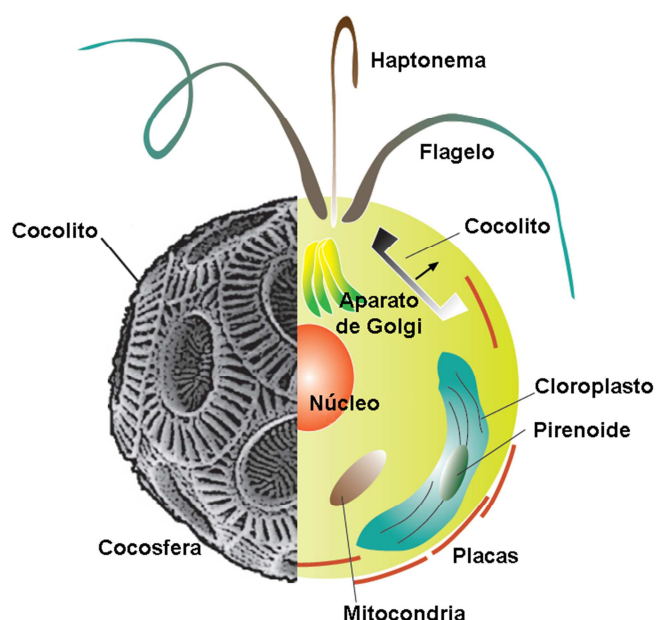


Figura. 2.1. Esquema de una célula cocolitóforal. Modificado de (Flores y Sierro, 1997).

El haptonema suele aparecer entre dos flagelos, formando lo que se conoce como el **aparato flagelar** (Sáez *et al.*, 2003), que generalmente emerge de una depresión apical superficial (Pienaar, 1994). Su función es poco conocida, pero puede ser responsable de la fijación al sustrato, podría ser un orgánulo táctil y sensorial, o posiblemente pueda servir para la captura de materia particulada en algunas *Prymnesiophyceae* (Pienaar, 1994).

Los **cloroplastos**, que pueden ser uno o dos, contienen clorofilas a, c1 y c2 entre los pigmentos fotosintéticos y carotenoides como la diadinoxantina o la fucoxantina, formando parte de los accesorios que le dan el color amarillo-pardo característico (Brand, 1994; Pienaar, 1994). Estos cloroplastos están rodeados por cuatro membranas,

dos de las cuales presentan el retículo endoplasmático del cloroplasto. El **núcleo** se encuentra en el centro y la parte final antapical de la célula (Billard e Inouye, 2004; Pienaar, 1994; Sáez, 2003). El **aparato de Golgi** parece ser el responsable de la síntesis de las placas orgánicas y de la cocolitogénesis (Billard e Inouye, 2004; Pienaar, 1994).

2.4. Producción y tipos de cocolitos

Como ya se ha comentado, un rasgo distintivo de los cocolitóforos es la presencia de una cubierta externa de cocolitos o cocosfera que rodea la célula. La producción de cocolitos es una importante característica bioquímica de los cocolitóforos y posiblemente este proceso pueda influir en la fotosíntesis o incluso en su ciclo biológico (Young, 1994).

Se distinguen tres tipos morfológicos de cocolitos distintos: holococolitos, heterococolitos y nanolitos (Fig. 2.2). Estos tipos no solo se diferencian por su forma, sino también por su modo de formación y por los estadios de los ciclos de vida durante los cuales se producen (Cros y Fortuño, 2002; Flores y Sierro, 2007; Young *et al.*, 2003; Young y Bown, 1997).

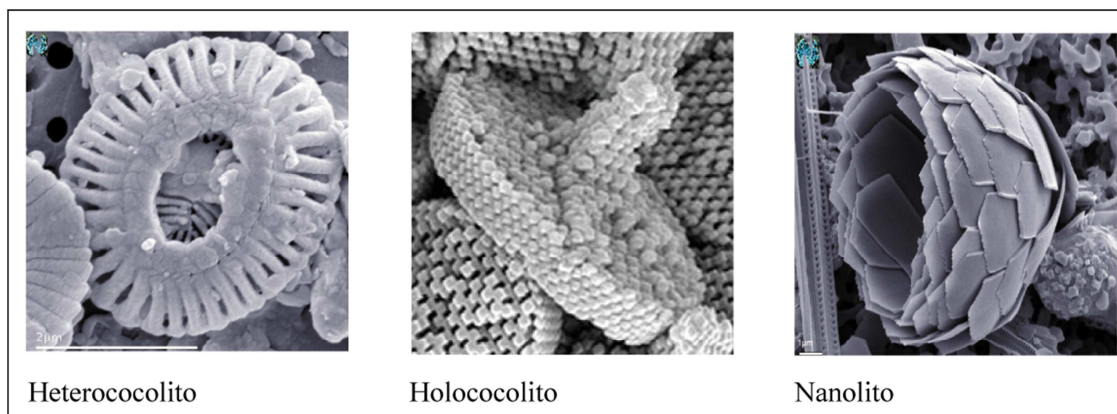


Figura 2.2. Tipos de cocolitos. Las imágenes han sido extraídas de <http://nannotax.org>. La imagen de la izquierda (Heterococolito) corresponde a un cocolito de *Emiliana huxleyi*. La fotografía central (Holococolito) corresponde a una cocosfera de *Helicosphaera carteri*. Por último, la imagen de la derecha (Nanolito) pertenece a una cocosfera de *Florisphaera profunda*.

Los **holococolitos** están compuestos por un gran número de microcristales de igual forma y tamaño (Young, 1997). Presentan una gran diversidad morfológica y su formación, aunque pueda iniciarse intracelularmente en el aparato de Golgi, parece que

la calcificación se completa extracelularmente, durante la fase haploide (Rowson *et al.*, 1986). No es común encontrarlos en el registro fósil, pues son muy susceptibles a la disolución (Siesser, 1994).

Los **heterococolitos** están formados por microcristales de diferente forma y tamaño que se unen y se ordenan radial y verticalmente, dando como resultado una placa ovalada. Son las formas más comunes en el registro fósil y su formación es intracelular durante la fase diploide (Pienaar, 1994; Westbroek *et al.*, 1989). Una vez que están completamente calcificados, son expulsados al exterior. Morfológicamente constan de un borde y de un área central (Fig. 2.3a), que puede estar vacía o poseer elementos e incluso presentar estructuras complejas o espinas (Young, 1992). Se pueden diferenciar tres grupos de heterococolitos (Fig. 2.3b):

- *Murolitos*: se caracterizan por la presencia de un área central dilatada rodeada por una pared perpendicular de altura variable, que confiere al cocolito un aspecto de tazón.
- *Placolitos*: borde compuesto por dos escudos separados por un tubo, lo cual le confiere al cocolito forma de disco.
- *Planolito*: borde y área central en el mismo plano, por lo que el cocolito presenta forma de disco con un único escudo.

Los **nanolitos** están constituídos por cristales simples, diferentes a los de los tipos anteriores, que se han formado por distintos procesos de biomineralización y que carecen de estructuras típicas de dinoflagelados, heterococolitos u holococolitos y que, por lo tanto, son de afinidad incierta (Cros y Fortuño, 2002; Flores y Sierro, 2007). El nombre de nanolito se aplica actualmente a una serie de taxones vivos cuyas estructuras calcáreas no son definitivamente homólogas a los heterococolitos u holococolitos, tales como los géneros *Florisphaera* (placas), *Ceratolithus* (ceratolitos) o *Braarudosphaera* (pentalitos) (Bown, 1998; Young, 1997). No obstante, este mismo término rige también para formas fósiles sin afinidad clara con los cocolitóforos.

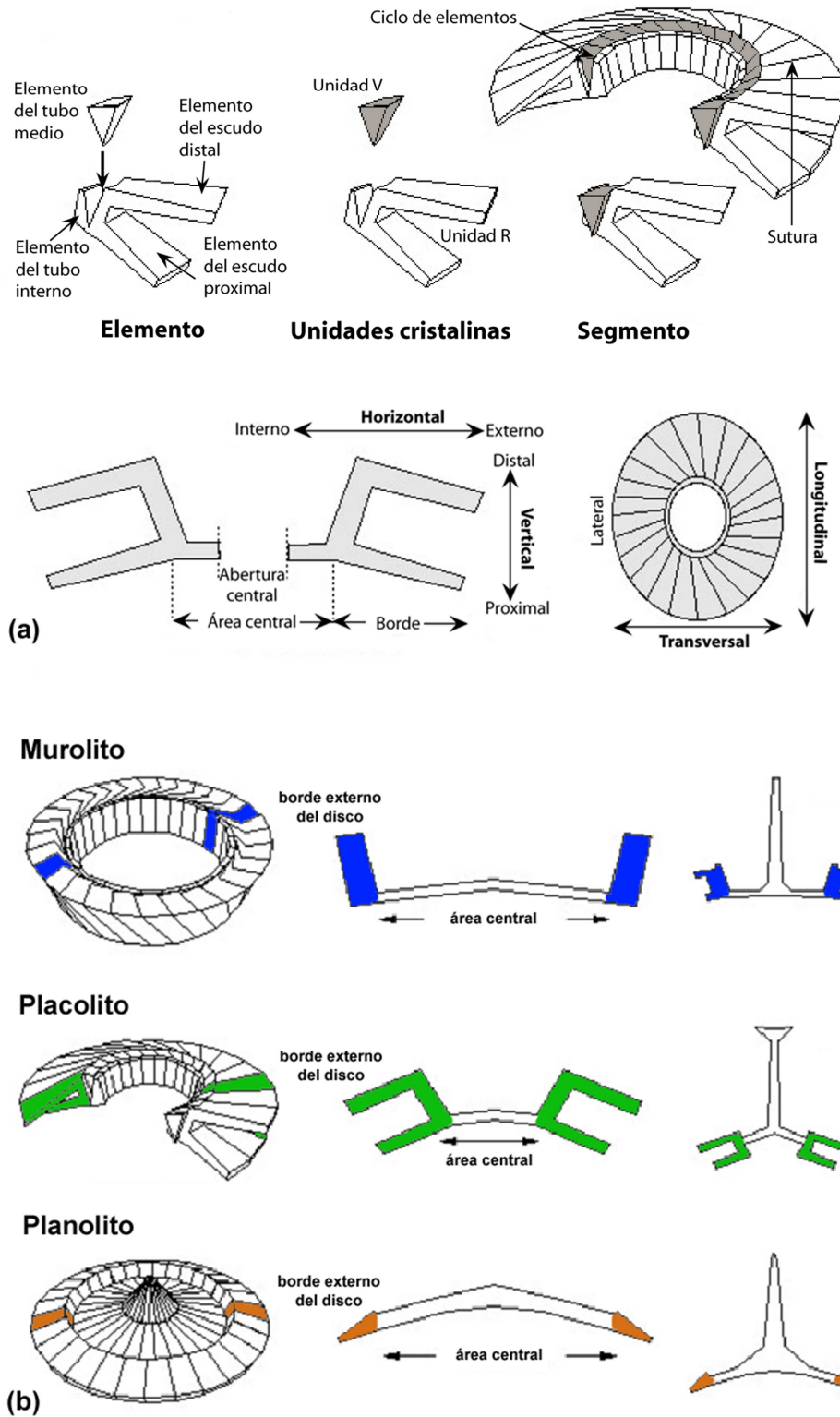


Figura 2.3. (a) Términos para la identificación de los elementos y los componentes estructurales de los heterococcolitos. Modificado de: http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/terminology/4ultrastructure.htm, y morfología y orientación de un heterococcolito, en sección y en vista distal. Modificado de: http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/terminology/4ultrastructure. (b) Términos empleados para describir los tres tipos de heterococcolitos: murolitos, placolitos y planolitos. Modificado de (Young *et al.*, 1997).

2.5. Ciclo de vida de los cocolitóforos

Los cocolitóforos se reproducen asexualmente por fisión binaria y también por división mitótica. En ambos casos, los cocolitos son redistribuidos en las células hija (Billard y Inouye, 2004). Sin embargo, algunos taxones como *Emiliania huxleyi*, *Helicosphaera carteri* o *Coccolithus pelagicus* presentan un ciclo más complejo.

Como característica común a la mayoría de las células eucariotas, las células de los cocolitóforos presentan una alternancia de fase haploide y diploide en su ciclo de vida (Fig. 2.4). Las células diploides tienen dos copias de cada cromosoma ($2n$), mientras que las células haploides tienen solo una copia de cada cromosoma (n). A través de la meiosis, es decir, a través de la división de la célula, se pasa de una fase diploide a una fase haploide, mientras que el paso a una diploide se establece a través de la fusión binaria de dos células haploides (Young y Henriksen, 2003).

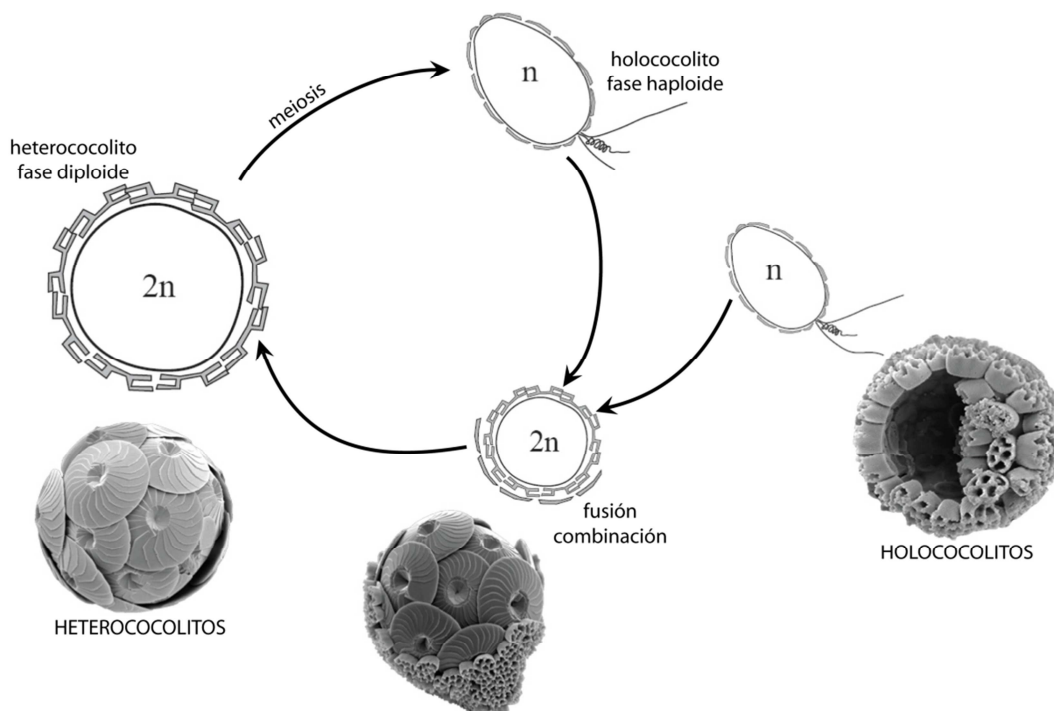


Figura 2.4. Modelo de ciclo de vida de un cocolitóforo con una fase haploide (n) caracterizada por la presencia de holococolitos, y una fase diploide ($2n$) con heterococolitos. Imágenes tomadas de <http://nannotax.org> (Young y Henriksen, 2003). Modificado de (Colmenero-Hidalgo, 2004).

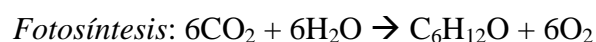
Durante las fases diploides las haptofitas pueden ser móviles o estáticas. Si tiene lugar la calcificación se producen heterococolitos. En la fase haploide, las células son

predominantemente móviles y se pueden cubrir por holococolitos, pero se ha inferido que en el pasado debió de existir un ancestro, representado por el grupo basal Noelaerhabdaceae, que no mineralizaba durante la fase haploide (Young *et al.*, 2005). De hecho, algunos cocolitóforos como los géneros *Emiliana* o *Gephyrocapsa* tienen una fase haploide con células desnudas y una diploide con heterococolitos.

2.6. Funciones de los cocolitos

Todavía hoy en día es tema de discusión la función que desempeñan las cocosferas, aunque seguramente las funciones sean varias. Algunas de las más aceptadas podrían ser las siguientes:

- Cocolitos como **cubierta celular**. Los cocolitos separan el protoplasma del medio extracelular y proporcionan a la célula cohesión y protección. Un recubrimiento continuo puede proteger a la célula contra daños físicos o infecciones bacterianas (Young, 1994). Sin embargo, esta función ha sido fuertemente cuestionada (Bratbak *et al.*, 1996; Wilson *et al.*, 2002).
- Protección contra **predación**. Las cocosferas pueden reducir la predación, y la presencia de espinas aumentan el tamaño aparente de la célula (Young, 1994). La eficiencia del rol protector de los cocolitos contra la predación fue contradicha por Harris (1994).
- Función **reguladora**. La presencia de una cocosfera puede crear una zona que actúe como reguladora de la membrana celular y la toma de nutrientes (Young, 1994).
- Función **bioquímica**. Es posible que la calcita sea ventajosa frente a moléculas orgánicas, puesto que la calcificación confiere rigidez a la célula y/o porque resulta energéticamente mucho más económica (Young, 1994). El CO₂ que se libera durante la calcificación es posteriormente empleado en la fotosíntesis, por lo que los dos procesos podrían estar ligados.



- **Flotación.** El número de cocolitos puede variar la flotabilidad de la célula. Este hecho, y la forma de la cocsfera pueden acelerar o frenar el hundimiento, según los requerimientos del organismo (Young, 1994).
- **Regulación de la luz.** Los cocolitos reflejan la luz para permitir al cocolitóforo vivir en la zona fótica superior, o pueden refractarla intracelularmente para permitir que alguna especie puedan vivir en la zona fótica inferior, donde la intensidad de la luz es mucho menor (Young, 1994).

2.7. Transporte, sedimentación y preservación de los cocolitos

Al morir la célula cocolitoforal, lo más habitual es que la cocsfera se disgregue y los cocolitos se hundan libremente a lo largo de la columna de agua. La tasa de hundimiento de un cocolito libre debido a su geometría plana y a su bajo peso, es pequeñísima, del orden de 13.8 cm/día (Steinmetz, 1994). Por lo tanto, mientras recorre la columna de agua hasta que llega al fondo oceánico puede sufrir diferentes procesos que determinen su preservación, por ejemplo, la disolución, al igual que puede ser transportado por las distintas corrientes oceánicas.

La mayoría de cocolitos que forman el sedimento alcanzan el fondo oceánico en agregados fecales (*pelets*) generados por los organismos heterótrofos. Estos agregados fecales pueden contener, cada uno, hasta 10^5 cocolitos, y aceleran la tasa de hundimiento de los cocolitos, además de protegerlos contra la disolución (Honjo, 1976; Roth y Berger, 1975). Otro mecanismo observado es el hundimiento como partículas amorfas que reciben el nombre de “nieve marina”, que pueden medir desde 0.5 mm hasta varios metros de diámetro (Steinmetz, 1994). Las tasas de hundimiento mediante estos mecanismos aumentan considerablemente, pudiendo alcanzarse velocidades de hasta 160 m/día en el caso de los agregados fecales (Honjo, 1976).

Además de prevenir la disolución, las altas tasas de hundimiento de los agregados ayudan a minimizar el desplazamiento lateral causado por las corrientes oceánicas y aseguran que la asociación existente en el sedimento tenga su origen en las comunidades fóticas superficiales (Baumann *et al.*, 2000; Kinkel *et al.*, 2000; McIntyre y Bé, 1967; Okada y Honjo, 1973). Sin embargo, para interpretar correctamente el

registro fósil se debe de tener en cuenta que la asociación de cocolitos que se puede encontrar en muestras de sedimento no es un registro totalmente completo de la comunidad viva de un momento dado, puesto que procesos biológicos, físicos y químicos, pueden cambiar la composición original después de la muerte de los cocolitóforos.

Estos mecanismos pueden ser la amenaza de organismos heterótrofos (zooplancton), aunque como hemos visto también puede ser beneficioso para la preservación de los componentes calcáreos, la sedimentación de los cocolitos (Samtleben, 1995) o la disolución química y efectos diagenéticos (Berger y Roth, 1975; Steinmetz, 1994). Debido a la disolución selectiva, solo una porción de las especies de cocolitóforos vivos tienen registro fósil significativo. En muchos casos los cocolitos delicados, incluyendo casi todos los holococolitos y varios heterococolitos se disuelven (Berger y Roth, 1975). Además, dependiendo de las tasas de acumulación, la asociación presente en el sedimento puede representar una media de las asociaciones que vivieron en la columna de agua durante varios años o incluso décadas.

2.8. Ecología de los cocolitóforos

Como organismos autótrofos que son, los cocolitóforos habitan la zona fótica, donde los niveles de luz son los suficientes para realizar la fotosíntesis. La disposición temporal y espacial de estos organismos puede responder a otros factores como la salinidad, temperatura, nutrientes, competencia con otros organismos, etc. (Brand, 1994; Winter *et al.*, 1994; Young, 1994). Sin embargo, el amplio rango de temperatura y salinidad que pueden soportar algunas especies (e.g. *Emiliana huxleyi*), sugieren que la disponibilidad de nutrientes, unido a otros factores como la temperatura y la intensidad de la luz, son los factores esenciales en la distribución de los cocolitóforos en las masas de agua superficiales (McIntyre *et al.*, 1970). Resulta complejo considerar cada uno de los factores por separado, pues éstos están interactuando continuamente entre ellos y con otras propiedades físico-químicas del medio, tales como la estratificación, la turbidez o la surgencia, entre otros (Flores y Sierro, 2007).

Geográficamente, en la actualidad la mayor diversidad en los cocolitóforos se da en los centros de los giros oceánicos subtropicales. La diversidad es menor en aguas templadas y solamente unas pocas especies viven en aguas subpolares, aunque aquí pueden llegar a ser bastante abundantes (Fig. 2.5). Son una gran fracción de la comunidad fitoplanctónica, disminuyendo su abundancia hacia la costa y rara vez se encuentran especies en ambientes de estuario o de lagoon (Winter *et al.*, 1994).

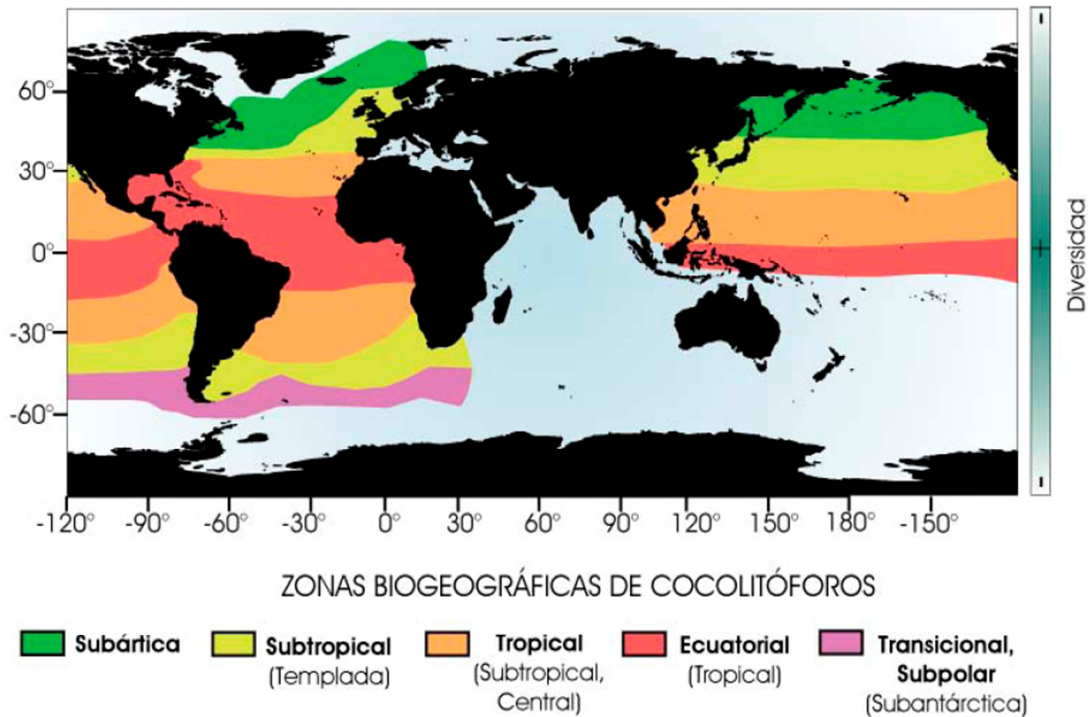


Figura 2.5. Distribución biogeográfica de cocolitóforos actuales de acuerdo con la terminología seguida por McIntyre y Bé (1967); Okada y Honjo (1973); Winter *et al.* (1994); Flores y Sierro (2007). (Saavedra-Pellitero, 2009).

En cuanto a su distribución vertical, la mayoría de los cocolitóforos viven en la zona fótica superior (desde la superficie hasta 50-80 m), aunque otras especies como *Florisphaera profunda* u *Oolithotus* spp. habitan preferentemente en la zona fótica media e inferior, desde aproximadamente los 60 hasta los 180 m, donde los niveles de luz son muy inferiores (Winter *et al.*, 1994). Paralelamente a la luz, la temperatura del agua disminuye también en profundidad, por lo que los habitantes de la zona fótica inferior viven en ambientes más fríos que el resto de cocolitóforos a igual latitud (Flores y Sierro, 2007).

Otros factores como son los nutrientes o la profundidad de la capa de mezcla, entran en juego a la hora de definir la distribución vertical de los cocolitóforos. La disponibilidad de nutrientes biolimitantes, como son los nitratos o los fosfatos, son esenciales para el desarrollo del fitoplancton. La comunidad fitoplanctónica responde a aumentos o descensos en la disponibilidad de nutrientes siguiendo la sucesión biológica propuesta por Margalef (1978) (Fig. 2.6).

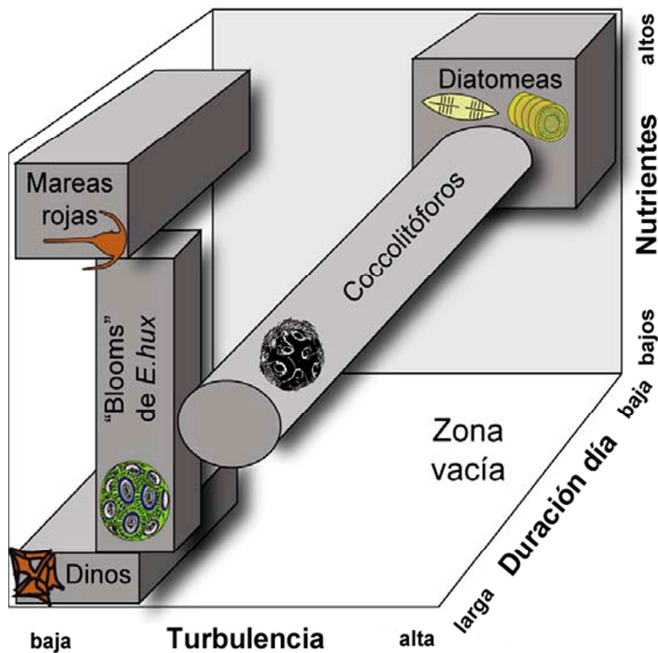


Figura 2.6. Esquema tridimensional en el que se ha añadido el eje de longitud del día al esquema original de Margalef (1978). También se han añadido los blooms de *Emiliana huxleyi*. La respuesta ecológica de *E. huxleyi* se ha separado del resto de los cocolitóforos puesto que su ecología fisiológica no es la misma que la de todas las especies cocolitóforales (Young, 1994) (Balch, 2004; Saavedra-Pellitero, 2009).

En ambientes eutróficos, es decir, con una alta concentración en nutrientes, los cocolitóforos compiten con las diatomeas, lo cual limita el crecimiento de los primeros. En estas condiciones, algunas especies como *Gephyrocapsa* spp. o *Emiliana huxleyi* proliferan junto a las diatomeas, por ser especies adaptadas a alta turbulencia y alto contenido en nutrientes, lo que se conoce como estrategias de la R (oportunistas y tasa de crecimiento alta). Por el contrario, en ambientes oligotróficos, es decir, baja turbulencia y bajo contenido en nutrientes, predominan los dinoflagelados. En condiciones mesotróficas o intermedias, los cocolitóforos alcanzan sus abundancias relativas más altas, desarrollando la estrategia ecológica de la K (especialistas).

Por último, la profundidad de la capa de mezcla también juega un papel fundamental en el control de las asociaciones de cocolitóforos. La profundidad de ésta controla la posición de la termoclina, que a su vez suele ir ligada a la posición de la

nutriclina, la profundidad en la que el gradiente de concentración de nutrientes es máximo. Cuando la nutriclina está profunda, las aguas superficiales están empobrecidas en nutrientes, por lo tanto se reduce la producción de los taxones de la zona fótica superior, y se incrementa el peso las especies características de la zona fótica media e inferior (e.g. *Florisphaera profunda* y *Oolithotus* spp.) (Fig. 2.7). En la zona fótica superior, aparecen los estrategias de la K y hay una mayor diversidad. Cuando la nutriclina es más somera, las aguas superficies se enriquecen en nutrientes y la abundancia relativa de las especies de la zona fótica media e inferior desciende (Molfino, 1990) a favor de los taxones de la zona fótica superior. Éstos últimos aumentan mucho en número, sobre todo los estrategias de la R, como los pequeños placolitos, y la diversidad es mucho menor.

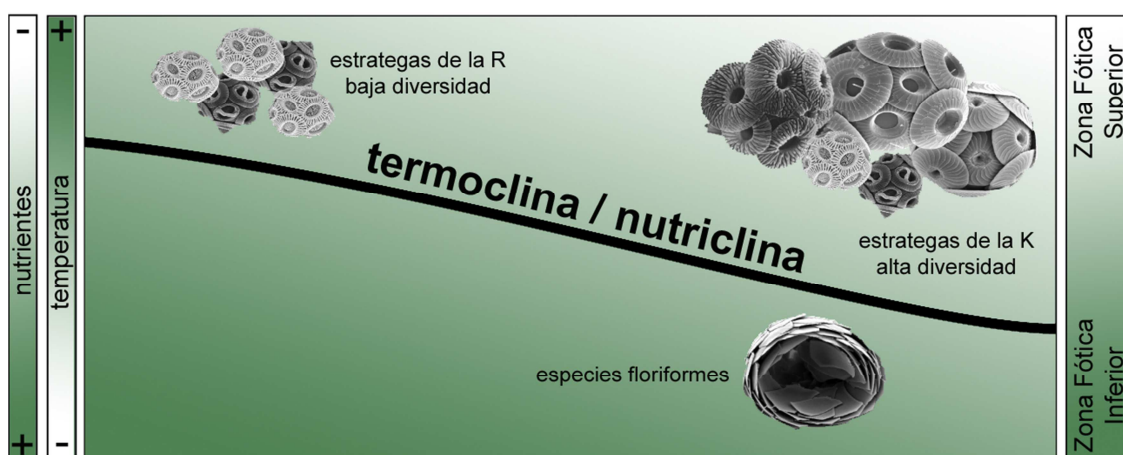


Figura 2.7. Distribución de los cocolitóforos en la columna de agua y su relación con las propiedades oceanográficas y físicas. Modificado de Flores y Sierro (2007).

Por lo tanto, los taxones como *F. profunda* pueden ser buenos indicadores de la posición de la nutriclina (Beaufort *et al.*, 2001; Beaufort *et al.*, 1997; Flores *et al.*, 2000). Además, debido a la correlación que existe entre la productividad primaria y la profundidad a la que se encuentra la nutriclina, algunos trabajos han propuesto una relación entre productividad primaria y la abundancia de *F. profunda* (Beaufort *et al.*, 1997), o entre la productividad primaria y la relación existente entre los taxones de la zona fótica superior y los de la zona fótica media e inferior (Flores *et al.*, 2000).

2.9. Sistemática

La sistemática usada en este trabajo ha sido establecida a partir de la clasificación propuesta por Young y Bown (1997), y posterior revisión realizada por Young *et al.* (2003).

División HAPTOPHYTA

Clase PRYMNESIOPHYCEAE

Orden COCCOLITHALES

Familia CALCIDISCACEAE

Género *Calcidiscus*

Especie *Calcidiscus leptoporus*

Género *Oolithotus*

Especie *Oolithotus fragilis*

Especie *Oolithotus antillarum*

Género *Umbilicosphaera*

Especie *Umbilicosphaera sibogae*

Especie *Umbilicosphaera foliosa*

Familia COCCOLITHACEAE

Género *Coccolithus*

Especie *Coccolithus pelagicus*

Orden ISOCHRYSIDALES

Familia NOELAERHABDACEAE

Género *Emiliana*

Especie *Emiliana huxleyi*

Género *Gephyrocapsa*

Especie *Gephyrocapsa caribbeanica*

Especie *Gephyrocapsa muelleriae*

Especie *Gephyrocapsa oceanica*

Grupo "small" *Gephyrocapsa*

Orden SYRACOSPHAERALES

Familia SYRACOSPHAERACEAE

Género *Syracosphaera*

Especie *Syracosphaera pulchra*

Familia CALCIOSOLENIACEAE

Género *Calciosolenia*

Especie *Calciosolenia murrayi*

Familia RHABDOSPHAERACEAE

Género *Rhabdosphaera*

Especie *Rhabdosphaera clavigera*

Orden ZYGODISCALES

Familia HELICOSPHAERACEAE

Género *Helicosphaera*

Especie *Helicosphaera carteri*

Familia PONTOSPHAERACEAE

Género *Pontosphaera*

Especie *Pontosphaera multipora*
Especie *Pontosphaera japonica*

Grupo de Nanolitos

Familia CERATOLITHACEAE

Género *Ceratolithus*

Especie *Ceratolithus cristatus*

Género *Neosphaera*

Especie *Neosphaera coccolithomorpha*

Familia UMBELLOSPHAERACEAE

Género *Umbellosphaera*

Especie *Umbellosphaera irregularis*

Especie *Umbellosphaera tenuis*

Grupo de Nanolitos “incertae sedis”

Género *Florisphaera*

Especie *Florisphaera profunda*

2.10. Requerimientos ecológicos de los principales taxones estudiados

A continuación, se describen las principales características de los cocolitos de las diferentes especies de cocolitóforos que nos hemos encontrado a lo largo de esta tesis doctoral, haciendo especial énfasis en los requerimientos ecológicos de cada una de ellas.

División HAPTOPHYTA Hibberd 1972 ex Edvardsen y Eikrem 2000

Clase PRYMENIOPHYCEAE Hibberd 1976; emend. Cavalier-Smith *et al.*, 1996.

Orden COCCOLITHALES Schwar, 1932 sensu Jordan *et al.*, 2004

2.10.1. Familia CALCIDISCACEAE Young y Bown, 1997

2.10.1.1. Género *Calcidiscus* Kampter 1950

Calcidiscus leptoporus (Murray y Blackman, 1898) Loeblich y Tappan, 1978

Presenta tres morfotipos distintos (Knappertsbush *et al.*, 1997), aunque ciertos autores los consideran como subespecies (Geisen *et al.*, 2002) o incluso como especies distintas (Quinn *et al.*, 2004; Sáez *et al.*, 2003; Young *et al.*, 2003). La forma de mayor tamaño (7-11 μm) nombrada como *C. quadriperforatus*, con 20-35 elementos en su escudo distal, suturas ligeramente curvadas y con un área central con pequeñas suturas

alrededor del borde del tubo; *C. leptoporus* intermedio (5-8 μm), con suturas continuas y ligeramente curvadas entre sus 15-30 elementos del escudo distal; y por último, *C. leptoporus* pequeño (3-5 μm) con 10-20 elementos en su escudo distal y suturas angulares cerradas.

Se trata de una especie robusta y de distribución global (Ziveri *et al.*, 2004), que clásicamente ha sido considerada como especie característica de condiciones oligotróficas (Giraudeau y Rogers, 1994). Los morfotipos más grandes de *C. leptoporus* parece que se dan en ambientes mesotróficos (Renaud *et al.*, 2002), mientras que la ecología de las formas más pequeñas no está nada clara (Ziveri *et al.*, 2004). Las formas intermedias parecen tener una amplia distribución, con afinidad por aguas frías y pobres en nutrientes.

2.10.1.2. Género *Oolithotus* Reinhardt, 1968

Oolithotus fragilis (Lohmann, 1912) Martini y Müller, 1972

Cocolitos grandes (5-9 μm) y asimétricos con suturas dentadas. Generalmente se le considera como indicador de zonas oligotróficas (Brand, 1994) y suele ocupar la zona fótica inferior o la parte más profunda de la zona fótica superior (Young, 1994).

Oolithotus antillarum (Cohen, 1964) Reinhardt, 1968

Cocolitos muy asimétricos y de tamaño medio (3-6 μm). Habita en la zona fótica intermedia en el Océano Pacífico central y ecuatorial, mientras que el Océano Atlántico norte ha sido encontrado en zonas subtropicales y transicionales (Okada y McIntyre, 1977).

2.10.1.3. Género *Umbilicosphaera* Lohman, 1902

Se trata de un género que normalmente se incluye dentro de la asociación típica de condiciones oligotróficas, aunque otros autores indican que los cocolitóforos de este género podrían responder a un aumento sustancial de nutrientes (Andruleit y Rogalla, 2002; Flores *et al.*, 2003; Roth, 1994).

Umblicosphaera sibogae (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970

Los cocolitos tienen una forma circular y tamaño intermedio (3-7 μm), con una gran abertura central. Se trata de una especie restringida a latitudes tropicales o subtropicales, con una media de temperatura superior a los 15° C. Presenta preferencia por aguas templadas y oligotróficas (Okada y McIntyre, 1979), y en ciertas zonas se ha observado asociada a condiciones El Niño (Ziveri, 1995). En el Océano Pacífico oriental, en la cuenca de Panamá, Honjo (1982) registró una eclosión monoespecífica de esta especie en condiciones de no afloramiento. Sin embargo, Andruleit y Rogalla (2002) encontraron que *U. sibogae* presentaba una respuesta positiva en cuanto al contenido de nutrientes en el Mar de Arabia.

Umblicosphaera foliosa (Kamptner, 1963) Geisen, 2003

Clásicamente ha sido considerada como una variedad de *U. sibogae*, pero debido a las grandes diferencias morfológicas y basándose en las diferencias moleculares existentes actualmente se considera como una especie distinta (Geisen *et al.*, 2004; Sáez *et al.*, 2003). Las preferencias ecológicas son en general las mismas que *U. sibogae*.

2.10.2. Familia COCCOLITHACEAE Poche, 1913; emend. Young y Bown, 1997

2.10.2.1. Género *Coccolithus* Schward, 1894

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1930

Placolitos elípticos con el área central abierta o atravesada por un puente situado en la superficie proximal. En la actualidad es una especie característica de masas de aguas subpolares y polares del Atlántico Norte (McIntyre y Bé, 1967), por lo que tradicionalmente se le considera como una especie fría. Según Okada y McIntyre (1979) y Winter y Siesser (1994) aparece en aguas frías cuya temperatura varía de -1.7 a 15° C, siendo la temperatura óptima para su crecimiento entre 2 y 12° C. Cachão y Moita (2000) también incluyen las regiones de afloramiento en la distribución biogeográfica de esta especie, y ha sido empleada en algunas ocasiones como indicador de enriquecimiento en nutrientes de las masas de aguas superficiales (Roth, 1994).

Orden ISOCHRYSIDALES Pascher, 1910

2.10.3. Familia NOELAERHABDACEAE Jerkovic, 1970; emend. Young y Bown, 1997

2.10.3.1. Género *Emiliana* Hay y Mohler, 1967

Emiliana huxleyi (Lohmann, 1902) Hay y Mohler, 1967

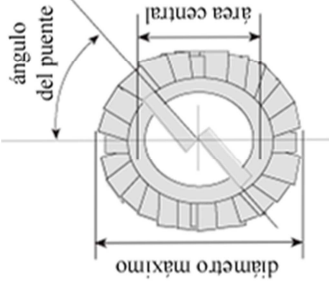
Sus placolitos se caracterizan por no tener puente y presentar hendiduras entre todos los elementos del escudo distal. Se trata de una de las especies más abundantes en los sedimentos oceánicos recientes, e incluso se podría afirmar que es la especie de más amplia distribución en los océanos actuales (McIntyre y Bé, 1967; Winter *et al.*, 1994). Se trata de un taxón cosmopolita, euritópico (Roth, 1994), eurihalino (Winter *et al.*, 1994) y euritermo (Okada y Honjo, 1973). Se desarrolla en ambientes eutróficos y ambientes oligotróficos, y en zonas de afloramiento se pueden observar grandes concentraciones (Kinkel *et al.*, 2000; Kleijne, 1989).

2.10.3.2. Género *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943

Sus cocolitos son similares a los de *Emiliana*, pero con un puente que atraviesa el área central, formado por tubos internos. Para la clasificación de las especies de este género se ha empleado la clasificación propuesta por Flores *et al.* (1999), y posteriormente modificada por Colmenero-Hidalgo (2004) (Fig. 2.8).

Gephyrocapsa oceanica Kamptner, 1943

Presenta tamaños en torno a las 4 μm , en general muy redondeados y bastante gruesos. El puente forma un ángulo mayor a 50° con respecto al eje mayor del placolito. Presenta una afinidad clara por aguas eutróficas, ricas en nutrientes (Giraudeau, 1992; Mitchell-Innes y Winter, 1987). Es típica de zonas tropicales y subtropicales (Okada y McIntyre, 1979), en zonas de aguas templadas y mares marginales (McIntyre y Bé, 1967; Okada y Honjo, 1975). Las mayores abundancias de *G. oceanica* se dan en determinadas zonas de afloramiento (Geitzenauer *et al.*, 1977; Winter, 1982). En el mar de Arabia es una de las especies características de los periodos de monzón y surgencia de aguas profundas (Broerse *et al.*, 2000).



	<i>G. oceanica</i>	<i>G. muelleriae</i>	<i>G. caribbeanica</i>	"small" <i>Gephyrocapsa</i>	<i>G. omega</i>	<i>Gephyrocapsa</i> grande
Flores et al. (1999)						
ángulo del puente	> 50°	< 25°	< 25° área central cerrada	----	~90°	----
diámetro máximo	> 3µm	> 3µm	> 3µm	< 3µm	> 3µm	> 5,5µm área central cerrada
Autor						
Buckry, 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. ericsonii</i>	----	----
Samtleben, 1980	<i>G. oceanica</i>	<i>G. muelleriae</i>	<i>G. caribbeanica</i>	varias especies	----	----
Matsuoka y Okada, 1990	<i>Gephyrocapsa</i> sp. D (grande)	<i>Gephyrocapsa</i> sp. D	<i>Gephyrocapsa</i> sp. D (pequeña)	<i>Gephyrocapsa</i> spp. (pequeña)	<i>Gephyrocapsa</i> sp. C	<i>Gephyrocapsa</i> sp. B
Sato y Takayama, 1992					<i>G. paralela</i>	<i>Gephyrocapsa</i>
Raffi et al., 1993	<i>Gephyrocapsa</i> mediana	<i>Gephyrocapsa</i> pequeña	<i>Gephyrocapsa</i> pequeña	<i>Gephyrocapsa</i> pequeña	<i>G. omega</i>	<i>Gephyrocapsa</i> grande
Jordan et al., 1996	<i>G. oceanica</i>	<i>G. muelleriae</i>		<i>G. aperta</i> <i>G. ericsonii</i>	----	----
Bollmann, 1997	<i>Gephyrocapsa</i> grande+ecuatorial	<i>Gephyrocapsa</i> fria	<i>Gephyrocapsa</i> oligotrófica	<i>Gephyrocapsa</i> diminuta	----	----

Figura 2.8. Clasificación de las diferentes especies y variedades del género *Gephyrocapsa*. Comparación de los criterios de clasificación propuestos por Flores *et al.* (1999) con clasificaciones anteriores. Encima de la tabla, esquema de un cocolito donde se indican los parámetros utilizados para la clasificación (Flores *et al.*, 1999; Colmenero-Hidalgo, 2004).

Gephyrocapsa muellerae Bréhéret, 1978

Es una de las especies intermedias del género, y sus cocolitos tienen un puente poco inclinado con respecto al eje mayor del cocolito y el área central es bastante pequeña. No suelen ser tan circulares y robustas como *G. oceanica*. Presenta afinidad por aguas frías (Findlay y Giraudeau, 2000; Winter *et al.*, 1994; Ziveri *et al.*, 2004), y puede llegar a ser muy abundante, aunque no en este trabajo.

Grupo “small” *Gephyrocapsa*

Probablemente este grupo incluya más de una especie, puesto que resulta complicada la diferenciación de las *Gephyrocapsas* de un tamaño menor a 3µm empleando microscopía óptica. Según la clasificación de Flores *et al.* (1997) este grupo estaría integrado por dos especies:

G. aperta Kamptner, 1953

G. ericsonii McIntyre y Bé, 1967

En esta tesis doctoral únicamente se empleará el término small *Gephyrocapsa*. Además de las dos especies citadas anteriormente, en el microscopio electrónico de barrido (SEM, *Scanning Electron Microscope*) de la Universidad de Bremen, se identificó una especie más: *G. ornata*. Este grupo suele aparecer junto con *E. huxleyi* en zonas con una alta disponibilidad en nutrientes. De hecho, en este trabajo en general se han considerado conjuntamente las small *Gephyrocapsas* y *E. huxleyi*, bajo el nombre de pequeños placolitos, puesto que esta última especie presenta en general tamaños inferiores a 3 µm en las muestras estudiadas, por lo que la diferenciación de estas especies con microscopio petrográfico se hace complicado. Estas especies, junto con *G. oceanica*, han sido empleadas en muchos trabajos como indicadores de alta productividad en zonas de afloramiento (Amore *et al.*, 2012; Baumann y Freitag, 2004; Bollmann *et al.*, 1998; Flores *et al.*, 2003; Flores *et al.*, 1999; Flores *et al.*, 2000; Giraudeau, 1992; Kleijne, 1989; López-Otálvaro *et al.*, 2009; Okada y Wells, 1997; Young, 1994).

Orden SYRACOSPHAERACEAE Hay, 1977; emend. Young *et al.*, 2003**2.10.4. Familia SYRACOSPHAERACEAE** (Lohmann, 1902) Lemmermann, 1908**2.10.4.1. Género *Syracophaera*** Lohmann, 1902

Los cocolitos de este género suelen ser murolitos, con uno, dos o tres salientes en el borde. Se trata de uno de los géneros más diversificados de los cocolitóforos actuales (Giraudeau, 1992; Okada y McIntyre, 1977), y en general no muestra un patrón biogeográfico bien definido (Okada y McIntyre, 1979). En general, las especies de este género son de muy difícil diferenciación.

Syracosphaera pulchra Lohmann, 1902

Esta especie es la más significativa de este género, y a la vez la más común (Ziveri *et al.*, 1995). Presenta una distribución geográfica de 50° N a 50° S, con máximos de abundancia en regiones oligotróficas subtropicales (Ziveri *et al.*, 2004), por lo que suele incluirse dentro de los taxones indicadores de condiciones cálidas, aunque muchas veces no presenta un patrón biogeográfico bien definido (Okada y McIntyre, 1979).

2.10.5. Familia CALCIOSOLENIACEAE Kampter, 1927**2.10.5.1. Género *Calciosolenia*** Gran, 1912; emend. Young *et al.*, 2003*Calciosolenia murrayi* Gran, 1912

Los cocolitos de esta especie son murolitos rómbicos de 2 a 4 µm de longitud. Es una especie característica de aguas tropicales y subtropicales del Atlántico Norte y Pacífico (Okada y McIntyre, 1977), y suele incluirse en los taxones cálidos.

2.10.6. Familia RHABDOSPHAERACEAE Haeckel, 1894**2.10.6.1. Género *Rhabdosphaera*** Haeckel, 1894

Rhabdosphaera clavigera Murray y Blackman, 1898

Los cocolitos de esta especie se caracterizan por presentar una espina muy desarrollada. Presenta un rango de temperaturas de 14 a 30° C, presentando máximas abundancias en masas de agua subtropicales. Se trata de una especie delicada, característica de masas de agua relativamente templadas, salinas y con bajo contenido en nutrientes (Roth, 1994), por lo que suele incluirse en los taxones cálidos y oligotróficos.

Orden ZYGODISCALES Young y Bown, 1997

2.10.7. Familia HELICOSPHAERACEAE Black, 1971

2.10.7.1. Género *Helicosphaera* Kamptner, 1954

Helicosphaera carteri (Wallich, 1877) Kamptner, 1954

Es la especie más común del género, con cocolitos de 6 a 12 µm, con estructuras de flanco que terminan en un ala, y en el área central presenta normalmente dos pequeñas hendiduras. Presenta afinidad por aguas templadas (Brand, 1994; McIntyre y Bé, 1967) y por aguas con un contenido en nutrientes moderado o alto (Andruleit y Rogalla, 2002; Findlay y Giraudeau, 2002). Es común que aparezca junto con *C. leptorporus*, en condiciones de cierta oligotrofia en determinadas zonas de afloramiento (Ziveri *et al.*, 1995).

Helicosphaera hyalina Gaarder, 1970

Tradicionalmente, ha sido considerada como una variedad de *Helicosphaera carteri*, junto a la variedad *wallichii* y *carteri*, propiamente dicha (Jordan y Kleijne, 1994). Sin embargo, actualmente estas tres variedades se consideran como especies distintas (Geisen *et al.*, 2004). Morfológicamente es muy similar a la anterior, y suele aparecer tanto en el Pacífico como en el Atlántico, en las zonas tropical y subtropical, aunque siempre ocasionalmente (Okada y McIntyre, 1977).

2.10.8. Familia PONTOSPHAERACEAE Lemmermann, 1908**2.10.8.1. Género *Pontosphaera*** Lohmann, 1902

Es un género típico de zonas tropicales y subtropicales, aunque siempre en baja proporción (Okada y McIntyre, 1977). Las máximas abundancias relativas de *Pontosphaera* spp. se han observado en determinadas regiones en condiciones de no afloramiento (Broerse *et al.*, 2000), y suele incluirse dentro de los taxones cálidos y oligotróficos.

Pontosphaera multipora (Kamptner, 1984) Roth, 1970

Los murolitos presentan un borde elevado y tres o más anillos de poros. Aparece siempre en un bajo porcentaje tanto en los océanos Pacífico como Atlántico (Winter y Siesser, 1994).

Pontosphaera japonica (Takayama, 1967) Nishida, 1971

Presenta un borde vertical y poros pequeños en el área central. También en porcentaje muy bajo, en zonas ecuatoriales y transicionales del Mar de Arabia (Broerse *et al.*, 2000) y Atlántico norte (Okada y McIntyre, 1977).

Grupo de Nanolitos**2.10.9. Familia CERATOLITHACEAE** Norris, 1965**2.10.9.1. Género *Ceratolithus*** Kamptner, 1950*Ceratolithus cristatus* Kamptner, 1950

Los cocolitos son completamente diferentes a los vistos anteriormente. Son robustos y presenta forma similar a una herradura. Se encuentran en muestras de todos los océanos, aunque con un porcentaje muy bajo. Se trata de estructuras internas y algunas observaciones han demostrado que estos cocolitos se forman durante una fase alternativa del ciclo de vida de *Neosphaera coccolithomorpha* (Alcober y Jordan, 1997; Cros *et al.*, 2000; Sprengel y Young, 2000; Young *et al.*, 1998), por lo que no debería ser considerada como una especie distinta.

2.10.9.2. Género *Neosphaera* Lecal-Schlauder, 1950

Neosphaera coccolithomorpha Lecal-Schlauder, 1950

Los cocolitos son de formas circulares, con el tubo central sobresaliendo, lo que forma un reborde alrededor del área central que es muy abierta. Suele incluirse dentro de los taxones indicadores de condiciones cálidas y oligotróficas (Böeckel y Baumann, 2004).

2.10.10. Familia UMBELLOSPHAERACEAE Young y Kleijne, 2003

2.10.10.1. Género *Umbellosphaera* Paasche, 1955

Umbellosphaera irregularis Paasche, 1955

Sus cocolitos tienen forma de trompeta, siendo cóncavos hacia fuera y con la superficie distal lisa. Esta especie se relaciona con temperaturas elevadas (Kleijne, 1993), y es frecuente a temperaturas superiores a 21° C.

Umbellosphaera tenuis (Kamptner, 1937) Paasche, 1955

Los cocolitos también tienen forma de trompeta, pero en este caso son convexos hacia fuera y la superficie distal aparece ornamentada. Suele aparecer en latitudes subtropicales, pues prefiere aguas *en general más frescas que la especie anterior, entre los 14 y los 21° C* (McIntyre et al., 1970). Según Young (1994), esta especie no tolera ni temperaturas bajas, ni mezcla vertical.

Grupo de Nanolitos “incertae sedis”

2.10.11. Género *Florisphaera* Okada y Honjo, 1973

Sus cocolitos tienen forma de placas ligeramente curvadas. Es una especie característica de la zona fótica inferior, entre los 60 y los 180 m de profundidad, en latitudes medias o bajas, por debajo de los 40° C (Okada y Honjo, 1973). Se trata de un buen indicador de la posición de la nutriclina de manera que, cuando la nutriclina se profundiza, la productividad primaria total es baja, y *F. profunda* se convierte en el

cocolito dominante en las asociaciones fósiles (Molfino, 1990). A medida que la productividad primaria aumenta, su abundancia disminuye. Por este motivo, esta especie ha sido utilizada como indicadora de la posición de la nutriclina y por ende de la productividad primaria (Beaufort *et al.*, 2001; Beaufort *et al.*, 1997; Flores *et al.*, 2000).

Es sabido que hay distintos morfotipos, definidos en base al tamaño de los cocolitos: *Florisphaera profunda* var. *profunda* y *Florisphaera profunda* var. *elongata*, aunque se desconoce si el significado ecológico de ambas especies es distinto (Quinn *et al.*, 2005).

Referencias

- Alcober, J., y R. W. Jordan (1997), An interesting association between *Neosphaera coccolithomorpha* and *Ceratolithus cristatus* (Haptophyta). *European Journal of Phycology*, 32, 91-93.
- Amore, F. O., J. A. Flores, A. H. L. Voelker, S. M. Lebreiro, E. Palumbo, y F. J. Sierro (2012), A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects, *Marine Micropaleontology*, 90-91, 44-59.
- Andruleit, H., y U. Rogalla (2002), Coccolithophores in surface sediments of the Arabian Sea in relation to environmental gradients in surface waters, *Marine Geology*, 186(3-4), 505-526.
- Balch, W. W. (2004), Re-evaluation of the physiological ecology of coccolithophores, in *Coccolithophores: from molecular processes to global impact*, edited by H. R. Thierstein and J. R. Young, pp. 165-190, Springer, Berlin-Heidelberg.
- Baumann, K.-H., y T. Freitag (2004), Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages, *Marine Micropaleontology*, 52(1-4), 195-215.
- Baumann, K. H., H. Andruleit, y C. Samtleben (2000), Coccolithophores in the Nordic Seas: comparison of living communities with surface sediment assemblages, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(9-11), 1743-1772.
- Baumann, K. H., Andruleit, H., Boeckel, B., Geisen, M., y 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.
- Beaufort, L., T. de Garidel-Thoron, A. C. Mix, y N. G. Piasias (2001), ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene, *Science*, 293(5539), 2440-2444.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F. y Labeyrie, L. (1997), Insolation cycles as major control of Equatorial Indian Ocean primary production, *Science*, 278, 1451-1454.
- Berger, W. H., y P. H. Roth (1975), Oceanic Micropaleontology: progress and Prospect., *Rev. Geophys.*, 13(doi: 10.1029/RG013i003p00561).

- Billard, C., y I. Inouye (2004), What is New in Coccolithophore Biology? , in *Coccolithophores From Molecular Processes to Global Impact*, edited by H. R. Thierstein and J. R. Young, pp. 1–30, Springer, Berlin.
- Boeckel, B., y K.-H. Baumann (2004), Distribution of coccoliths in surface sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution, *Marine Micropaleontology*, 51(3-4), 301-320.
- Bollmann, J., K. H. Baumann, y H. R. Thierstein (1998), Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the late Pleistocene: Selective dissolution, evolution, or global environmental change, *Paleoceanography*, 13(5), 517-529.
- Bown, P. R., J. A. Lees, y J. R. Young (2004), *Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time*.
- Bown, P. R. y Y., J.R. (1998), *Calcareous nannofossil biostratigraphy*, Chapman & Hall, Londres.
- Brand, L. E. (1994), Physiological ecology of marine coccolithophores, in *Coccolithophores*, edited by A. y S. Winter, W., pp. 39– 49, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Bratbak, G., W. Wilson, y M. Heldal (1996), Viral control of *Emiliana huxleyi* blooms?, *Journal of Marine Systems*, 9(1-2), 75-81.
- Broerse, A. T. C., P. Ziveri, J. E. van Hinte, y S. Honjo (2000), Coccolithophore export production, species composition, and coccolith-CaCO₃ fluxes in the NE Atlantic (34 degrees N 21 degrees W and 48 degrees N 21 degrees W), *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 47(9-11), 1877-1905.
- Cachão, M., y M. T. Moita (2000), *Coccolithus pelagicus*, a productivity proxy related to moderate fronts off Western Iberia, *Marine Micropaleontology*, 39(1-4), 131-155.
- 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, 255 pp pp, Universidad de Salamanca, Salamanca.
- Cros, L., A. Kleijne, A. Zeltner, C. Billard, y J. R. Young (2000), New examples of holococcolith-heterococcolith combination coccospheres and their implications for coccolithophorid biology., *Marine Micropaleontology*, 39, 1-34.
- Cros, L., y J. M. Fortuño (2002), Atlas of the Northwestern Mediterranean coccolithophores, *Scientia Marina*, 66.
- Findlay, C. S., y J. Giraudeau (2000), Extant calcareous nannoplankton in the Australian Sector of the Southern Ocean (austral summers 1994 and 1995), *Marine Micropaleontology*, 40(4), 417-439.
- Findlay, C. S., y J. Giraudeau (2002), Movement of oceanic fronts south of Australia during the last 10 ka: interpretation of calcareous nannoplankton in surface sediments from the Southern Ocean, *Marine Micropaleontology*, 46(3-4), 431-444.
- Flores, J.-A., M. Marino, F. J. Sierro, D. A. Hodell, y C. D. Charles (2003), Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP Site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): paleoceanographic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(3-4), 409-426.
- Flores, J. A., R. Gersonde, y F. J. Sierro (1999), Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record, *Marine Micropaleontology*, 37, 1-22.

- Flores, J. A., M. A. Bárcena, y F. J. Sierro (2000), Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(3-4), 459-478.
- Flores, J. A., y F. J. Sierro (2007), Coccoliths, in *Encyclopedia of Quaternary Science*, edited by E. A. Scott, pp. 1634-1647, Elsevier, Amsterdam.
- Geisen, M., C. Billard, A. T. C. Broerse, L. Cros, I. Probert, y J. R. Young (2002), Life-cycle associations involving pairs of holococcolithophorid species: intraspecific variation or cryptic speciation?, *European Journal of Phycology*, 37(4), 531 - 550.
- Geisen, M., J. R. Young, I. Probert, A. G. Sáez, K.-H. Baumann, J. Bollmann, L. Cros, D. V. C., L. K. Medlin, y C. Spregel (2004), Species level variation in coccolithophores, in *Coccolithophores From Molecular Processes to Global Impact*, edited by a. J. R. Y. H.R. Thierstein, pp. 327-366, Springer, Berlin.
- Geitzenauer, K. R., R. M.B., y A. McIntyre (1977), Coccolith biogeography from North Atlantic and Pacific surface sediments; a comparison of species distribution and abundances, in *Oceanic Micropaleontology*, edited by A. T. S. Ramsay, pp. 973-1008., Academic Press, London.
- Giraudeau, J. (1992), Distribution of Recent nannofossils beneath the Benguela system: Southwest African continental margin, *Marine Geology*, 108(2), 219-237.
- Giraudeau, J., y J. Rogers (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.
- Harris, R. P. (1994), Zooplankton grazing on the coccolithophore *Emiliania huxleyi* and its role in inorganic carbon flux, *Marine Biology*, 119(3), 431-439.
- Honjo, S. (1976), Coccoliths-production, transportation and sedimentation, *Marine Micropaleontology*, 1(1), 65-79.
- Honjo, S. (1982), Seasonality and interaction of biogenic and lithogenic particulate flux at the Panama Basin, *Science*, 218(4575), 883-884.
- Jordan, R. W., y A. Kleijne (1994), A classification system for living coccolithophores, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter and W. G. Siesser, pp. 83-105, Cambridge University Press, Cambridge.
- Kinkel, H., K. H. Baumann, y M. Cepek (2000), Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and Late Quaternary surface water variability, *Marine Micropaleontology*, 39(1-4), 87-112.
- Kleijne, A. (1993), *Morphology, taxonomy and distribution of extant coccolithophores (calcareous nannoplankton)*, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- 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.
- Knappertsbusch, M., M. Y. Cortes, y H. R. Thierstein (1997), Morphologic variability of the coccolithophorid *Calcidiscus leptoporus* in the plankton, surface sediments and from the Early Pleistocene, *Marine Micropaleontology*, 30(4), 293-317.
- López-Otalvaro, G. E., J. A. Flores, F. J. Sierro, I. Cacho, J. O. Grimalt, E. Michel, E. Cortijo, y L. Laberyrie (2009), Late Pleistocene paleoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton, *eEarth*, 4, 1-13.
- Margalef, R. (1978), Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment, *Oceanologica Acta*, 1(4), 493-509.
- McIntyre, A., y A. W. H. Bé (1967), Modern coccolithophoridae of the Atlantic Ocean I. Placoliths and cyrtoliths, *Deep Sea Research*, 14, 561 - 579.

- McIntyre, A., A. Bé, y M. Roche (1970), Modern Pacific coccolithophorida: a paleontological thermometer, *Transactions of the New York Academy of Sciences II* 32/6, 720–731.
- Mitchell-Innes, B. A., y A. Winter (1987), Coccolithophores: a major phytoplankton component in mature upwelled waters off the Cape Peninsula, South Africa in March, 1983, *Marine Biology*, 95(1), 25-30.
- Molfini, B., McIntyre, A. (1990), Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic, *Science*, 249, 766–769.
- Okada, H., y S. Honjo (1973), The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific, *Deep-Sea Research* 20, 355-374.
- Okada, H., y S. Honjo (1975), Distribution of coccolithophores in marginal seas along the western Pacific Ocean and in the Red Sea, *Marine Biology* 31, 271-285.
- Okada, H., y A. McIntyre (1977), Modern Coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans, *Micropaleontology*, 23(1), 1-55.
- Okada, H., y A. McIntyre (1979), Seasonal distribution of modern coccolithophores in the western North Atlantic Ocean, *Marine Biology*, 54(4), 319-328.
- Okada, H., y P. Wells (1997), Late Quaternary nannofossil indicators of climate change in two deep-sea cores associated with the Leeuwin Current off Western Australia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131, 413-432.
- Pienaar, R. N. (1994), Ultrastructure and calcification of coccolithophores, in *Coccolithophores*, edited by E. A. Winter and W.G. Siesser, pp. 13–39, Cambridge University Press, Cambridge.
- Quinn, P. S., A. G. Sáez, K.-H. Baumann, B. A. Steel, C. Sprengel, y L. K. Medlin (2004), Coccolithophorid biodiversity: evidence from the cosmopolitan species *Calcidiscus leptoporus*, in *Coccolithophores, from Molecular Processes to Global Impact*, edited by H. R. Thierstein and J. R. Young, pp. 299 - 326, Springer.
- Quinn, P. S., M. Y. Cortés, y J. Bollmann (2005), Morphological variation in the deep ocean-dwelling coccolithophore *Floriephaera profunda* (Haptophyta), *European Journal of Phycology*, 40 (1), 123-133.
- Renaud, S., P. Ziveri, y A. T. C. Broerse (2002), Geographical and seasonal differences in morphology and dynamics of the coccolithophore *Calcidiscus leptoporus*, *Marine Micropaleontology*, 46(3-4), 363-385.
- Roth, P. H., y W. H. Berger (1975), Dissolution of deep-sea Carbonates, in *Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication*, edited by W. V. Sliter, et al., pp. 87-113.
- Roth, P. H. (1994), Distribution of coccoliths in ocean sediments, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter and W. G. Siesser, pp. 199 - 218, Cambridge University Press, Cambridge
- Rowson, J. D., B. S. C. Leadbeater, y J. C. Green (1986), Calcium-carbonate deposition in the motile (*Crystallolithus*) phase of *Coccolithus-pelagicus* (Prymnesiophyceae), *British Phycological Journal*, 21(4), 359-370.
- Saavedra-Pellitero, M. (2009), Reconstrucción de las características ambientales de las masas de agua superficiales del Pacífico y Atlántico del último ciclo climático mediante el desarrollo de una función de análogos con cocolitos, Universidad de Salamanca.
- Sáez, A. G., I. Probert, M. Geisen, P. Quinn, J. R. Young, y L. K. Medlin (2003), Pseudo-cryptic speciation in coccolithophores, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 100(12), 7163-7168.
- Samtleben, C., K. H. Baumann, y A. Schröder-Ritzrau (1995), Distribution, composition and seasonal variation of coccolithophore communities in the Northern

- North Atlantic, in *5th INA Conference Proceedings*, edited by J. A. Flores, Sierro, F.J., pp. 219–235, International Nannoplankton Association, Salamanca.
- Siesser, W. G. (1994), Composition and morphology of coccolithophore skeletons, in *Coccolithophores*, edited by E. A. Winter and W.G. Siesser, pp. 51-62, Cambridge University Press, Cambridge.
- Sprengel, C., y J. R. Young (2000), First direct documentation of associations of *Ceratolithus cristatus* ceratoliths, hoop-coccoliths and *Neosphaera coccolithomorpha* planoliths., *Marine Micropaleontology*, 39, 39-41.
- Steinmetz, J. C. (1994), Sedimentation of coccolithophores, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter and W. G. Siesser, pp. 179-197, Cambridge University Press, Cambridge.
- Westbroek, P., J. R. Young, y K. Linschooten (1989), Coccolith production (biomineralization) in the marine alga *Emiliania huxleyi*, *Journal of Protozoology*, 36(4), 368-373.
- Wilson, W. H., G. Tarran, y M. V. Zubkov (2002), Virus dynamics in a coccolithophore-dominated bloom in the North Sea, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(15), 2951-2963.
- 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., R. W. Jordan, y P. H. Roth (1994), Biogeography of living coccolithophores in ocean waters, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter and W. G. Siesser, pp. 161-178, Cambridge University Press, Cambridge.
- Winter, A., y W. G. Siesser (1994), Atlas of living coccolithophores, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter, Siesser, W. G., pp. 107-159, Cambridge University Press, Cambridge.
- Young, J. R. (1992), The description and analysis of coccolith structure, *Nannoplankton Research, II: Tertiary biostratigraphy and paleoecology; quaternary coccoliths*.
- Young, J. R. (1994), Functions of coccoliths, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter, Siesser, W. G., pp. 63–82, Cambridge University Press, Cambridge.
- Young, J. R., y P. R. Bown (1997), Cenozoic calcareous nannoplankton classification, *Journal of Nannoplankton Research*, 19(1), 15 – 47.
- Young, J. R., J. A. Bergen, P. R. Bown, J. A. Burnett, A. Fiorentino, R. W. Jordan, A. Kleijne, B. E. Niel, A. J. T. Romein and K. von Salis (1997), Guidelines for coccolith and Calcareous nannofossil terminology, *Paleontology*, 40 (4), 875-912.
- Young, J. R., R. W. Jordan, y L. Cros (1998), Notes on nannoplankton systematics and life-cycles- *Ceratolithus cristatus*, *Neosphaera coccolithomorpha* and *Umbilicosphaera sibogae*., *Journal of Nannoplankton Research*, 20/2, 89-99.
- Young, J. R., M. Geisen, L. Cros, A. Kleijne, C. Sprengel, I. Probert, y J. Østergaard (2003), A guide to extant coccolithophore taxonomy, *Journal of Nannoplankton Research*, 125.
- Young, J. R., y K. Henriksen (2003), Biomineralization within vesicles: The calcite of coccoliths, in *Biomineralization*, edited by P. M. Dove, et al., pp. 189-215.
- Young, J. R., I. Probert, S. Meier, y S. Feist-Burkhardt (2005), Phytoplankton life-cycles and biomineralization, *Protist*, 156(1), 13-14.
- Ziveri, P., R. C. Thunell, y D. Rio (1995), Export production of coccolithophores in an upwelling region: results from San Pedro Basin, Southern California Borderlands, *Marine Micropaleontology*, 24, 335– 358.
- Ziveri, P., K. H. Baumann, B. Boeckel, J. Bollmann, y J. R. Young (2004), Biogeography of selected Holocene coccoliths in the Atlantic Ocean, in

Coccolithophores, from molecular processes to a global impact, edited by H. R. Thierstein and J. R. Young, pp. 403-428, Springer, Berlin.



CAPÍTULO 3

MATERIALES Y TÉCNICAS

3. Materiales y Técnicas

3.1. Materiales

3.1.1. Océano Pacífico tropical oriental

3.1.1.1. Testigo ODP 1240

Para el Océano Pacífico ecuatorial oriental, el material fue recogido durante la campaña 202 del *Ocean Drilling Program* (ODP), que tuvo lugar entre el 29 de marzo y el 30 de mayo de 2002, a bordo del buque *R/V JOIDES Resolution* (Fig. 3.1) (Mix *et al.*, 2003). Los principales objetivos de esta campaña fueron establecer los cambios climáticos y oceanográficos del Pacífico sureste e investigar su papel en los sistemas biogeoquímicos regionales (Mix *et al.*, 2003).



Figura 3.1. Buque de perforación *JOIDES Resolution*, del Ocean Drilling Program (ODP). Fuente: <http://iodp.tamu.edu>.

El testigo ODP 1240 ($0^{\circ} 01,311'N$; $86^{\circ} 27,758'W$, y 2921 m de profundidad) se extrajo al noreste de las Islas Galápagos, en el flanco norte de la dorsal de Carnegie (*Carnegie ridge*), es decir, en el margen sur de la Cuenca de Panamá (Fig.3.2). Se encuentra en una pequeña fosa de corteza basáltica con orientación E-W, con topografía de colinas abisales típicas de centros expansivos de fondo marino (Fig. 3.3), formada en la provincia extensiva de Cocos-Nazca hace unos 3 Ma (Hey *et al.*, 1977). La localización fue escogida en un valle abisal cercano al ecuador con el objetivo de reconstruir las variaciones del afloramiento ecuatorial con una alta resolución temporal.

La cobertera de sedimentos pelágicos en la zona de la perforación tiene un grosor estimado de entre 250 y 280 m, de acuerdo con perfiles sísmicos obtenidos, siendo una cobertera relativamente gruesa en esta región, dada la juventud de la corteza oceánica subyacente. Esto sugiere que este valle abisal actúa como trampa de sedimentos, recolectando una intensa lluvia de materiales biogénicos bajo el afloramiento ecuatorial. Los sedimentos están compuestos principalmente por fangos de nanofósiles calcáreos ricos en foraminíferos con algunos intervalos de fangos de diatomeas y niveles de cenizas volcánicas ocasionales. El material detrítico es escaso (Mix *et al.*, 2003).

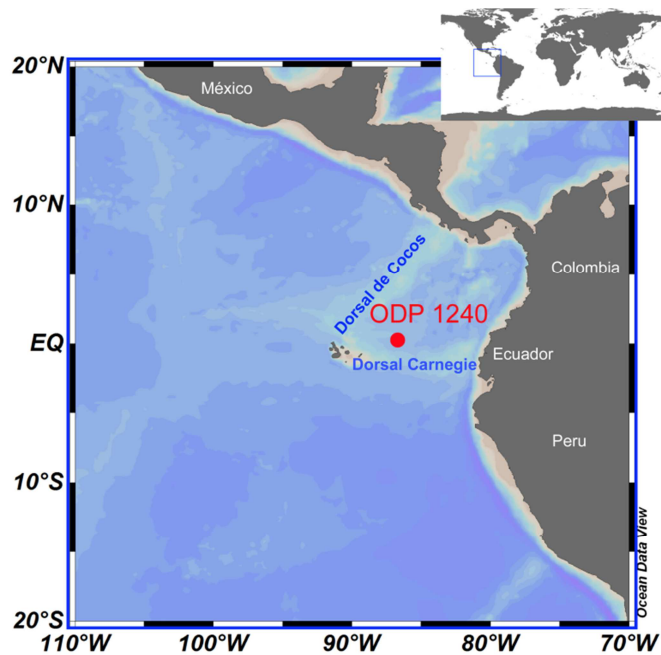


Figura 3.2. Localización del testigo ODP 1240 en la Cuenca de Panamá, limitada al norte con la Dorsal de Cocos y al sur con la Dorsal de Carnegie.

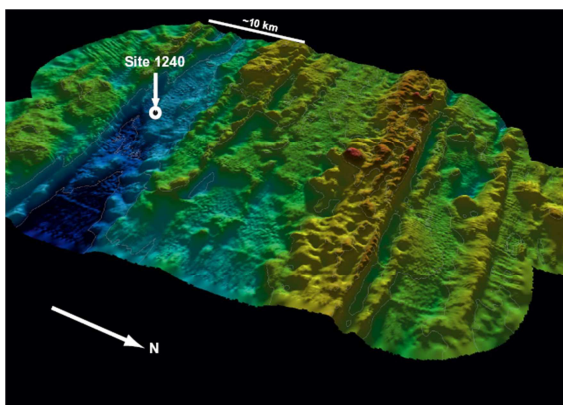


Figura 3.3. Batimetría de alta resolución de la región del testigo ODP 1240. El área ilustrada cubre una región de 30 x 30 km (Mix *et al.*, 2003).

Para la recuperación del material de la campaña ODP 202 se emplearon el sistema APC (*Advanced Hydraulic Piston Corer*) y XCB (*Double Extended Core Barrel*), con el principal objetivo de obtener varios pozos para el mismo testigo, a fin de recuperar secciones estratigráficas completas de gran longitud y con la menor

perturbación posible. En el caso del testigo ODP 1240 se realizaron cuatro perforaciones, en las cuales fueron recuperados 253.0, 248.2, 50.2 y 31.7 metros (mbsf, *Meters Below Sea Floor*). La secuencia sedimentaria construida es de 282.9 metros (mcd, *Meters of Composite Deep*), que comprenden desde el Plioceno hasta la actualidad (Mix *et al.*, 2003).

El material del testigo ODP 1240, estudiado en esta tesis doctoral, corresponde a las secciones 1 y 2 del testigo 1 de la perforación A, y fue muestreado en las instalaciones de IODP en la Universidad A&M de Texas, en College Station (Estados Unidos). Las muestras fueron recogidas con cuñas de plástico centímetro a centímetro, recogiendo en torno a 1cm^3 para cada muestra. Las cuñas de plástico con el sedimento, fueron introducidas en bolsas debidamente etiquetadas y posteriormente selladas, mientras que los huecos creados en la sección del testigo fueron rellenados con gomaespuma a fin de evitar posteriores desplazamientos en el material del testigo.

3.1.1.2. Muestras de sedimento superficial

En esta tesis doctoral, además del material del testigo anterior, se han empleado muestras de sedimentos superficiales (*core tops*), procedentes de diversos puntos del Pacífico tropical oriental (Fig. 3.4).

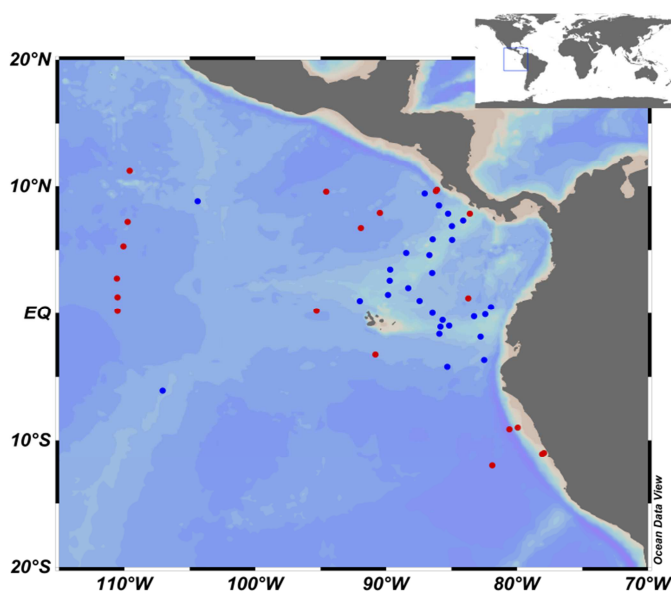


Figura 3.4. Localización de las diferentes muestras de sedimento superficial a lo largo del Pacífico tropical oriental. Los puntos rojos corresponden a las muestras suministradas por IODP de la Universidad A&M de Texas, mientras que los puntos azules representan las muestras suministradas por la Universidad Estatal de Oregón (OSU, *Oregon State University*).

Parte de las muestras de sedimento superficial fueron recogidas durante diferentes campañas del ODP a lo largo del Pacífico tropical oriental (Tabla 3.1). Estas campañas se llevaron a cabo entre los años 1986 (Leg 111) y 2003 (Leg 206) a bordo de *R/V JOIDES Resolution*. Las técnicas de extracción fueron las mismas o similares a la técnica de extracción del testigo ODP 1240, es decir, el sacatestigos de pistón (*Pinston Corer*). En total, fueron seleccionados 24 testigos, de los cuales fue solicitada la muestra correspondiente al primer centímetro de cada uno de ellos. Estas muestras fueron enviadas por IODP de la Universidad A&M de Texas, en College Station (Estados Unidos).

Tabla 3.1. Localización de las muestras de sedimento superficial, correspondientes al primer centímetro de cada testigo de las diferentes campañas oceanográficas de ODP en el Pacífico tropical oriental.

Campaña	Testigo	Sección	Muestra	Latitud	Longitud	Profundidad (m)
111	678B	1H1W	0-1	1,2168	-83,7232	3464
138	844B	1H1W	0-1	7,9167	-90,4833	3414,5
138	845A	1H1W	0-1	9,5833	-94,5833	3704,2
138	847D	1H1W	0-1	0,19295	-95,31991	3335,2
138	849A	1H1W	0-1	0,18305	-110,51971	3837,1
138	850A	1H1W	0-1	1,29728	-110,52138	3876,1
138	851A	1H1W	0-1	2,77038	-110,5718	3761,3
138	852A	1H1W	0-1	5,29276	-110,07631	3861
138	853B	1H1W	0-1	7,21101	-109,7541	3715,4
138	854B	1H1W	0-1	11,2167	-109,6	3567,4
170	1039A	1H1W	0-1	9,6333	-86,2	4351,7
170	1040A	1H1W	0-1	9,6667	-86,1833	4177
170	1041A	1H1W	0-1	9,7333	-86,1167	3306,1
170	1043A	1H1W	0-1	9,65	-86,1833	4312,7
201	1225A	1H1W	0-1	2,77078	-110,57148	3761,3
201	1226A	1H1W	0-1	-3,26114	-90,8179	3296,9
201	1227A	1H1W	0-1	-8,9833	-79,95	427,5
201	1228A	1H1W	0-1	-11,0667	-78,0833	262,2
201	1229A	1H1W	0-1	-10,9833	-77,95	152,2
201	1230A	1H1W	0-1	-9,1167	-80,5833	5086,2
201	1231A	1H1W	0-1	-12,0167	-81,9	4812,6
202	1238A	1H1W	0-1	-1,87183	-82,78232	2202,2
202	1242A	1H1W	0-1	7,85586	-83,60707	1363,4
206	1256A	1H1W	0-1	6,7333	-91,9333	3634,5

El restante de las muestras fueron recogidas por distintas campañas dirigidas por la Universidad Estatal de Oregón (OSU, *Oregon State Univesrity*), en Corvallis (Estados Unidos) (Tabla 3.2). En total, 31 muestras de sedimento superficial (el primer centímetro de cada testigo), fueron enviadas por la propia OSU. Las muestras se extrajeron a bordo de los buques oceanográficos *R/V Melville* y *R/V Thomas*

Washington, operados por la Institución de Oceanografía SCRIPPS (*Scripps Institution of Oceanography*), *R/V Yaquina* y *R/V Wecoma*, operados por la propia OSU, y *R/V Maurice Ewing*, operado por el Observatorio Terrestre Lamont-Doherty (*Lamont-Doherty Earth Observatory*), de la Universidad de Columbia. Estas muestras fueron recogidas mediante sacatestigos de gravedad (*Gravity Corer*), de caja (*Box Corer*) o múltiple (*Multicorer*), dependiendo de la campaña

Tabla 3.2. Localización de las muestras de sedimento superficial obtenidas de diferentes campañas oceanográficas dirigidas por la Universidad Estatal de Oregón (Estados Unidos).

Campaña	Barco	Muestra	Latitud	Longitud	Profundidad (m)
ME0005A	<i>R/V Melville</i>	ME0005A-13TC	5,846	-86,449	2045
ME0005A	<i>R/V Melville</i>	ME0005A-15MC	4,6137	-86,704	904
ME0005A	<i>R/V Melville</i>	ME0005A-19TC	3,2123	-86,486	2674
ME0005A	<i>R/V Melville</i>	ME0005A-21MC	0,0215	-86,463	2942
ME0005A	<i>R/V Melville</i>	ME0005A-25MC	-1,8534	-82,787	2203
ME0005A	<i>R/V Melville</i>	ME0005A-29MC	0,5134	-81,995	1343
ME0005A	<i>R/V Melville</i>	ME0005A-38MC	7,3167	-84,113	1003
YALOC69	<i>R/V Yaquina</i>	YALOC69-72	1,013	-87,45	2586
YALOC69	<i>R/V Yaquina</i>	YALOC69-74	2,025	-88,317	2586
YALOC69	<i>R/V Yaquina</i>	YALOC69-75	3,475	-89,693	2198
YALOC69	<i>R/V Yaquina</i>	YALOC69-76	1,003	-92,01	2319
YALOC69	<i>R/V Yaquina</i>	YALOC69-102	-1,067	-85,852	2220
YALOC69	<i>R/V Yaquina</i>	YALOC69-103	-0,082	-82,427	1808
YALOC69	<i>R/V Yaquina</i>	YALOC69-107	4,775	-88,475	2716
Y71-03	<i>R/V Yaquina</i>	Y71-03-01	6,888	-84,972	1809
Y71-03	<i>R/V Yaquina</i>	Y71-03-04	5,802	-84,963	2628
Y71-03	<i>R/V Yaquina</i>	Y71-03-11	-0,252	-83,285	2656
Y71-03	<i>R/V Yaquina</i>	Y71-03-12	-1,63	-85,933	2584
Y71-03	<i>R/V Yaquina</i>	Y71-03-25	-0,99	-85,187	2395
Y71-03	<i>R/V Yaquina</i>	Y71-03-31	-0,535	-85,692	2840
Y71-09	<i>R/V Yaquina</i>	Y71-09-104	-6,092	-107,077	2988
W7706	<i>R/V Wecoma</i>	W7706-70PC	-4,22	-85,33	3453
W7706	<i>R/V Wecoma</i>	W7706-71PC	-3,68	-82,51	1933
MV0209	<i>R/V Melville</i>	MV0209-15GC	8,499	-85,9695	2810
MV0209	<i>R/V Melville</i>	MV0209-48PC	8,4967	-85,9668	2840
MV0209	<i>R/V Melville</i>	MV0209-58GC	9,4433	-87,0508	3000
VNTR01	<i>R/V Thomas Washington</i>	VNTR01-14PC	1,485	-89,855	1944
VNTR01	<i>R/V Thomas Washington</i>	VNTR01-16PC	2,605	-89,727	1546
EW0104	<i>R/V Maurice Ewing</i>	EW0104-01GC	7,86	-85,273	2705
EW0104	<i>R/V Maurice Ewing</i>	EW0104-21GC	8,506	-85,9765	2783
PLUTO-3	<i>R/V Melville</i>	PLUTO-3-43 GC	8,83	-104,405	2996

En total, 55 muestras fueron estudiadas, de las cuales finalmente fueron desestimadas 15, debido a la ausencia de registro de cocolitóforos o a la presencia de signos severos de disolución.

3.1.2. Mar de Arabia Oriental

3.1.2.1. Testigo SK 17

El testigo SK 17 (15° 15'N; 72° 58'E, y 840 m de profundidad) fue extraído de la parte central de la plataforma continental del oeste de la India, próximo a las costas de Goa, en el año 1999, a bordo del *R/V Sagar Kanya* (Fig. 3.5). Se encuentra por lo tanto en la parte este del Mar de Arabia (Fig. 3.6), un área con una dramática actividad tectónica y climática, tanto en el pasado como en la actualidad.



Figura 3.5. Buque oceanográfico ORV *Sagar Kanya*, del Centro Nacional de Estudios Antárticos y Oceánicos de la India (NCAOR, *National Centre for Antarctic and Ocean Research*). Fuente: <http://ncaor.gov.in>.

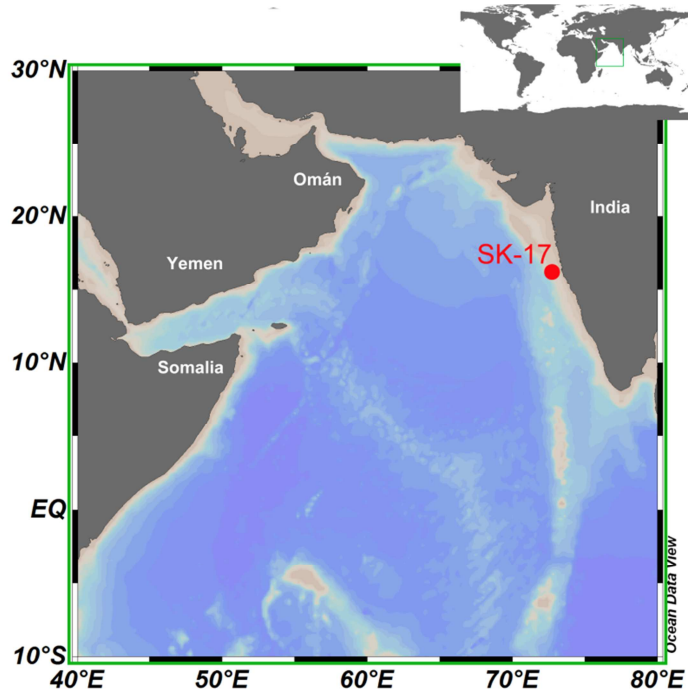


Figura 3.6. Localización del testigo SK 17 en el margen oriental del Mar de Arabia.

El testigo SK 17, fue extraído por un sacatestigos de gravedad (*Gravity corer*). Los sedimentos se caracterizan por una alternancia de sedimentos laminados oscuros y sedimentos claros homogéneos. Los sedimentos laminados contienen abundantes foraminíferos, mientras que los sedimentos homogéneos, están fuertemente bioturbados

y contienen un gran número de conchas de pterópodos (Singh *et al.*, 2006). Las muestras fueron recogidas con un espaciado de entre 2 y 4 cm, y fueron enviadas por la Universidad Hindú de Banaras, en Varanasi (India).

3.1.3. Antecedentes

El testigo ODP 1240 ha sido ampliamente estudiado en multitud de trabajos. Algunos de estos trabajos tienen una clara perspectiva geoquímica (e.g. Pena *et al.*, 2005; Pena *et al.*, 2008; Pena *et al.*, 2013; Pichevin *et al.*, 2009; Robinson *et al.*, 2009) y otros utilizan biomarcadores (Calvo *et al.*, 2009). Pena *et al.* (2008) demostraron que la precesión era el principal forzamiento a escala orbital controlando los cambios pasados en la intensidad del afloramiento del Pacífico ecuatorial oriental y que la oblicuidad actuaba como un mecanismo amplificador o inhibidor. Otros trabajos revelaron que las aguas antárticas intermedias pudieron haber jugado un papel fundamental sobre la producción del fitoplancton en el Pacífico ecuatorial oriental (Pichevin *et al.*, 2009; Calvo *et al.*, 2011; Pena *et al.*, 2013).

En lo referente a los cocolitóforos, López-Otálvaro *et al.* (2008) realizaron un completo análisis de las asociaciones de cocolitóforos e indicadores de productividad para los últimos siete ciclos glaciales con una escala orbital. Estos autores observaron que la variabilidad de la productividad de los cocolitóforos en el Pacífico ecuatorial oriental no siguió un patrón glacial/interglacial, observándose cambios drásticos influidos por otros eventos no directamente vinculados a los ciclos glacial/interglacial, por ejemplo, lo eventos El Niño.

Por su parte, en el trabajo de Saavedra-Pellitero *et al.* (2010), se realizó un estudio de la distribución de cocolitos en sedimentos superficiales del Pacífico ecuatorial y Pacífico sur oriental. A partir de la base de datos generada en este trabajo, se calibró una función de transferencia para estimar la temperatura del agua superficial en un testigo del margen continental de Chile (ODP 1233) para los últimos 27 ka (Saavedra-Pellitero *et al.*, 2011).

En cuanto al testigo SK 17, también ha sido estudiado en un gran número de trabajos, también de carácter geoquímico (Anand *et al.*, 2008), pero sobre todo con el estudio de asociaciones de foraminíferos (Singh *et al.*, 2006; Singh *et al.*, 2011) y pterópodos (Singh, 2007). En algunos de estos trabajos se observó una mayor productividad durante el último periodo glacial relacionado con una intensificación de los vientos de monzón de invierno (Singh *et al.*, 2006). En otros trabajos, se observó un colapso de la productividad del Mar de Arabia coincidiendo en el tiempo con los eventos Heinrich, bien descritos en altas latitudes del hemisferio norte (Singh *et al.*, 2011).

3.2. Técnicas de preparación

La elección de la técnica más adecuada para cada ocasión depende del tipo de estudios que se desee realizar, del tiempo disponible y de la cantidad de material necesaria. Existe una gran cantidad de técnicas de preparación de muestras para el estudio de cocolitóforos, tanto para microscopía óptica como electrónica. A continuación, se describen las técnicas usadas en este trabajo.

3.2.1. Técnicas de preparación para estudios con microscopía óptica

3.2.1.1. Frotis

La preparación de frotis (*smear slides*) es muy rápida, fácil y necesita una cantidad de sedimento muy pequeña (Backman y Shackleton, 1983). Estas características la convierten en la técnica más empleada en los estudios bioestratigráficos, y consiste en lo siguiente:

- ✓ Depositar un poco de sedimento sobre un porta, normalmente con la ayuda de un palillo.
- ✓ Añadir una pequeña cantidad de agua (una o dos gotas)
- ✓ Distribuir la solución (sedimento y agua) sobre la superficie del porta arrastrándola con el palillo hasta dejar una capa muy fina de sedimento lo más homogénea posible.
- ✓ Dejar secar la preparación.

- ✓ Colocar el porta sobre una placa eléctrica, añadir bálsamo de Canadá y tapar con un cubre.
- ✓ Dejar secar y enfriar la preparación fuera de la placa eléctrica.

Es una técnica ideal para una primera y rápida observación de la muestra, pero tiene el inconveniente de que no permite el posterior cálculo de abundancias absolutas, a diferencia de las técnicas que veremos a continuación.

3.2.1.2. Técnicas de decantación

Las técnicas de decantación si proporcionan datos cuantitativos que permiten obtener el número de cocolitos por gramo de sedimento, y posteriormente los flujos de cocolitos, datos que suponen la base de los estudios paleoecológicos en nanoplancton calcáreo.

Básicamente, todas las técnicas de preparación de láminas por decantación parten de una cantidad conocida de sedimento que es diluida en un volumen también conocido de agua y posteriormente dejada a decantar en un recipiente que contiene un cubre en el fondo. Al evaporarse el líquido se extrae el cubre y se monta sobre un porta. La principal diferencia entre unas técnicas y otras es el espesor de la columna de líquido y el tipo de medio líquido en el se produce la decantación. La técnica elegida en este trabajo ha sido la técnica de decantación de Flores y Sierro (1997), que consiste en lo siguiente (Fig. 3.7):

- ✓ Pesar una determinada cantidad de sedimento seca (0.1 g en nuestro caso) en una balanza de precisión e introducirla en un vial de cristal de 10 ml debidamente etiquetado.
- ✓ Rellenar el bote de una solución de agua destilada, tamponada previamente con Na_2CO_3 y NaHCO_3 para evitar así posibles disoluciones.
- ✓ Pasar la muestra por ultrasonidos durante unos 20-30 segundos para disgregar bien el sedimento.
- ✓ Numerar una placa Petri de diámetro conocido y colocar un cubre en su fondo.

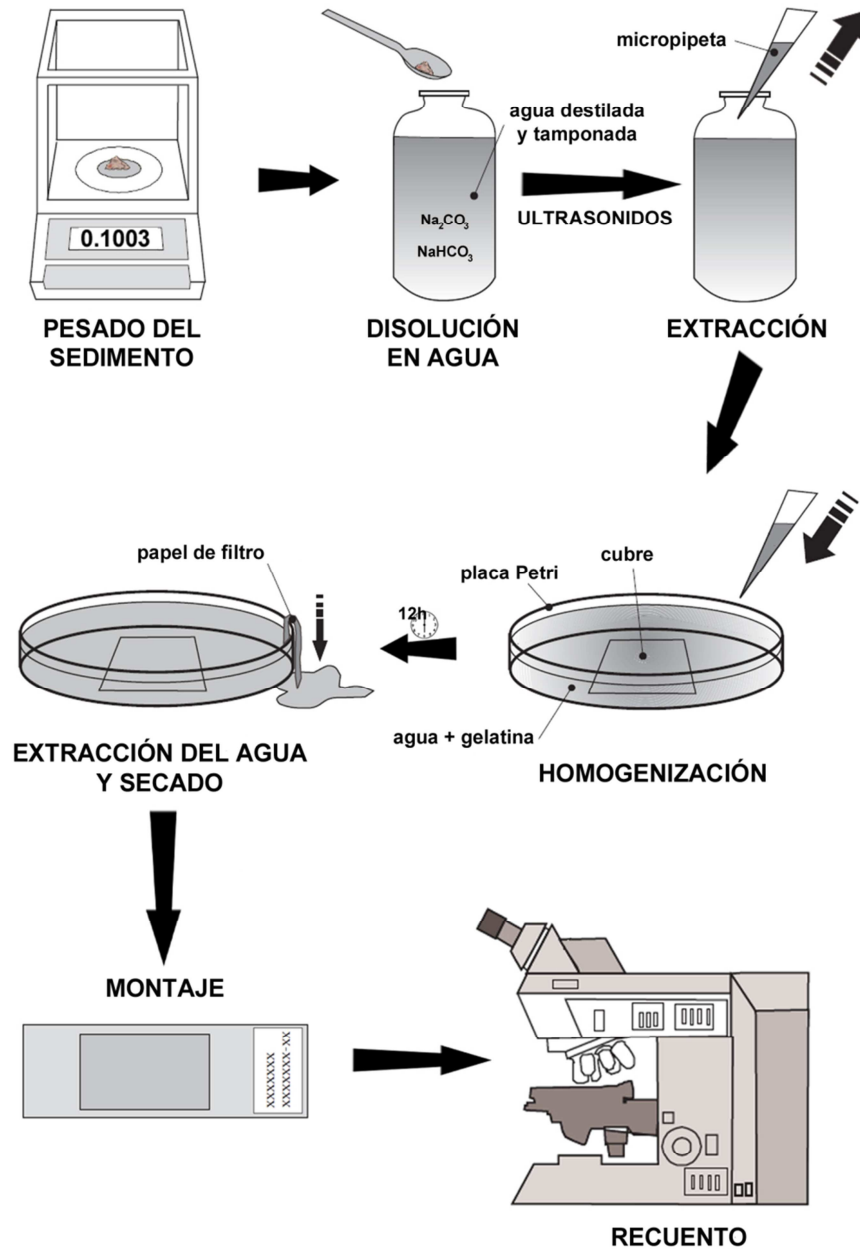


Figura 3.7. Esquema de la preparación de una muestra según la técnica de decantación de Flores y Sierro (1997). Modificado de (Colmenero-Hidalgo, 2004).

- ✓ Rellenar la placa Petri con una mezcla de agua destilada tamponada y gelatina neutra. Esta gelatina evita que la tensión superficial del agua concentre más partículas en el borde de la placa.
- ✓ Agitar el vial con la muestra y dejar reposar unos segundos para, a continuación, extraer con una micropipeta un determinado volumen de solución de la parte media del bote de cristal. Se trata de evitar que los posibles agregados detríticos y/o foraminíferos no pasen a la siguiente etapa del proceso.

- ✓ Añadir el volumen de solución con sedimento extraído a la solución de agua y gelatina de la placa Petri y mezclarlos bombeando delicadamente con la micropipeta varias veces, sin tocar la placa Petri ni el cubre, hasta que se alcance una distribución homogénea del sedimento.
- ✓ Dejar reposar la placa Petri en una superficie horizontal a unos 20° C de temperatura durante varias horas. Normalmente una noche.
- ✓ Extraer el líquido sobrante por capilaridad con pequeñas tiritas de papel secante.
- ✓ Dejar secar la placa Petri a temperatura ambiente.
- ✓ Extraer el cubre y colocarlo sobre una placa térmica calentada a unos 90° C.
- ✓ Colocar en el cubre una gota de bálsamo de Canadá diluido al ~50% con xileno, y luego montar el porta sobre él.
- ✓ Colocar la preparación montada en la estufa a unos 40° C durante varias horas a fin de que el bálsamo madure.

3.2.2. Técnicas de preparación para estudios con microscopía electrónica

La metodología usada para la observación de muestras en microscopio electrónico de barrido (SEM, *Scanning Electron Microscope*) difiere un poco de las anteriores. El rasgo más distintivo es el baño en metal (e.g. oro/paladio) que sufre la muestra como último proceso antes de su observación, para darle propiedades conductoras a la muestra. Este paso se hace esencial en este tipo de microscopía, debido al uso de un haz de electrones en lugar de un haz de luz para generar la imagen.

La técnica de preparación de la muestra llevada a cabo antes del baño, en este caso con oro/paladio, también fue ligeramente distinta. La técnica utilizada fue la técnica que combina dilución y filtrado, seguida en la Universidad de Bremen, que se basa en la metodología de Boeckel *et al.* (2006), como una modificación de la técnica de Andrulleit (1996). Los pasos fueron los siguientes:

- ✓ Pesar una determinada cantidad de sedimento seco, en torno a 0.1 g, en una balanza de precisión e introducirla en un vaso de precipitados.
- ✓ Rellenar el vaso de precipitados con agua tamponada y aplicar ultrasonidos durante unos 30 segundos.

- ✓ División de la muestra con un divisor de muestras eléctrico rotatorio. Para este trabajo, la muestra fue dividida 2 veces, con lo que al final lo que queda son unos 0.001 g de sedimento, es decir, el 1% de la muestra inicial.
- ✓ Filtrado de la muestra a través de membranas de policarbonato (Diámetro: 47 mm y tamaño de poro: 0.4 μm) mediante una bomba de vacío de baja presión.
- ✓ Se coloca el filtro en una placa Petri, en la que previamente hemos escrito el nombre de la muestra, y se deja unas 48 h en una estufa a una temperatura de unos 40° C.

Para terminar, se coge el filtro ya seco y se corta una sección de aproximadamente 1cm² y se fija sobre un soporte de aluminio conocido como *stub*, al que posteriormente se aplica el baño con oro/paladio.

3.3. Técnicas de observación y recuento

Dado el pequeño tamaño de los coccolitóforos y de sus componentes, los cocolitos, es necesario el uso de técnicas de observación capaces de enfocar objetos de pocas micras. Es necesario al menos un microscopio óptico petrográfico, dotado de polarizador y analizador, platina giratoria y un objetivo de inmersión de 100x, que proporcione un mínimo de 1000 aumentos. A largo de esta tesis doctoral, se ha empleado un microscopio petrográfico Leica 1000x, localizado en el Área de Paleontología del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.

Aunque el microscopio óptico ha sido la principal herramienta para la observación de los coccolitóforos en este trabajo, a lo largo del mismo se han realizado observaciones de determinadas muestras en microscopio electrónico de barrido (SEM), con el fin de efectuar estudios complementarios y fotografías. Este trabajo se realizó básicamente en el Departamento de Paleocanografía y Sedimentología de la Universidad de Bremen (Alemania).

3.3.1. Observación y recuento con microscopio óptico

Debido al escaso tamaño, al escaso relieve y a la falta de color el estudio de los cocolitos se hace casi imposible bajo luz natural, por lo que se hace necesario el uso de luz polarizada, es decir, con nícoles cruzados. De este modo, el estudio y recuento de los cocolitos se realiza identificando las figuras de interferencia de cada cocolito. Los cristales de calcita cristalizan de manera distinta en cada especie de cocolitóforo, dando como resultado figuras de interferencia distintas para cada especie (Pienaar, 1994). Este hecho es la base de la identificación y recuento de las distintas especies en el microscopio petrográfico.

El recuento de cocolitos es la principal base sobre la que se asienta esta tesis doctoral. Se analizaron 271 muestras del testigo ODP 1240, 223 del testigo SK 17 y 55 muestras de sedimento superficial del Pacífico tropical oriental. En todos los casos se realizó un primer recuento, en el que se identificaron y contaron un mínimo de 500 cocolitos no retrabajados en cada muestra. Los cocolitos retrabajados (aquellos que no son autóctonos o contemporáneos a la edad que corresponde a la muestra) que fueron encontrados, siempre de manera muy minoritaria, se anotaron a parte. El contar un mínimo de 500 especímenes por muestra nos asegura que todas las especies con una abundancia superior al 1%, es decir, paleontológicamente significativas, han de estar representadas en nuestros recuentos (Dennison y Hay, 1967; Fatela y Taborda, 2002).

Posteriormente, se realizó un segundo recuento para calibrar las abundancias de los taxones más minoritarios. En este recuento, se barrió una gran parte de cada lámina en busca de los taxones más minoritarios, contando el número de campos visuales que se observaron y el número de veces que aparecieron dichos taxones.

3.3.2. Observación y toma de fotografías con microscopio electrónico de barrido

El uso del SEM ha sido restringido en este trabajo básicamente a funciones de apoyo a las observaciones y recuentos realizados con microscopía óptica. Por ejemplo, ha sido muy útil a la hora de diferenciar las distintas especies de cocolitóforos que componen el grupo de los placolitos menores de 3 μm , lo cual se hace casi imposible

con el microscopio petrográfico. Otra gran aportación del SEM a este trabajo, ha sido la observación del grado de preservación así como la toma de imágenes de los cocolitos de las distintas especies de cocolitóforos.

La ventaja de esta técnica sobre la microscopía óptica es que permite obtener imágenes de los propios cocolitos y no de sus figuras de interferencia con una gran resolución y con un mayor aumento (en este trabajo en torno a los 7000 aumentos). Este hecho hace que la identificación de los diferentes taxones sea mucho más exacta, sin embargo, debido a la no disponibilidad directa de este tipo de microscopía, y al elevado coste de la misma, hacen que el microscopio óptico sea la herramienta esencial en esta tesis doctoral.

3.3.3. Estimación del grado de preservación

Resulta conveniente realizar estudios cualitativos de la preservación de las asociaciones de cocolitóforos, puesto que la disolución y la recristalización pueden alterar la señal de los cocolitos en el sedimento. La escala propuesta por Roth y Thierstein (1972) y Flores y Marino (2002) establece varios niveles de preservación. **bueno** (G, *good*) indica que se pueden distinguir todas las estructuras de los cocolitos; **moderado** (M, *moderate*) indica que se ha alterado por disolución y/o fragmentación alguna característica morfológica pero todos los ejemplares pueden identificarse a nivel de especie; **pobre** (P, *poor*) indica una disolución y/o fragmentación severas y por ello no es posible la identificación a nivel de especie; y por último **estéril** (B, *barren*) indica que no hay registro de cocolitóforos. Además, las escalas de preservación Buena a Moderada, Moderada a Pobre y Pobre a Estéril, indican características de preservación intermedias.

Puesto que la microscopía óptica fue la principal herramienta a lo largo de esta tesis doctoral, el grado de preservación fue establecido a partir de una estimación visual con el microscopio petrográfico. De todos modos, en las muestras observadas en SEM se realizó también una estimación visual del grado de preservación que se comparó luego con las estimaciones en el microscopio óptico.

3.4. Técnicas cuantitativas

La preparación de muestras mediante técnicas de decantación o filtrado, junto con la realización de recuentos en el microscopio petrográfico en los que el área observada ha sido controlada, permite los estudios cuantitativos. Estos datos son esenciales a la hora de realizar interpretaciones paleoceanográficas.

3.4.1. Cálculo de abundancias absolutas

La estimación de las abundancias absolutas de las distintas especies, así como del total de cocolitos, fueron calculadas a partir del método propuesto por Flores y Sierro (1997):

$$N = \frac{n R^2 V}{r^2 g v}$$

donde **N** es la abundancia absoluta (cocolitos/g), **n** es el número de cocolitos contados por campo visual, **R** es el radio de la placa Petri utilizada (mm), **V** es el volumen de agua de la disolución inicial (μl), **r** es el radio del campo visual del microscopio (mm), **g** es el peso seco del sedimento de la disolución (g) y **v** es el volumen de muestra en la micropipeta (μl).

3.4.2. Cálculo de las tasas de acumulación

A partir de las abundancias absolutas se puede calcular la cantidad de cocolitos acumulados por unidad de área (cm^2) y tiempo (ka) (Flores y Sierro, 1997; Mayer *et al.*, 1992):

$$NAR = N d s$$

siendo **NAR** (*Nannofossil Accumulation Rate*) el flujo o ratio de acumulación de cocolitos ($\text{cocolitos} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$), **N** la abundancia absoluta (cocolitos/g), **d** la densidad de sedimento seco (g/cm^3) y **s** la tasa de sedimentación lineal (cm/ka).

3.4.3. Cálculo del Índice N

La relación de los taxones de cocolitóforos habitantes de la zona fótica superior (*Gephyrocapsa oceanica* y los pequeños placolitos (SP, small *Gephyrocapsa* y *Emiliana huxleyi*) y aquellos que habitan en la zona fótica inferior (*Florisphaera profunda*), puede ser utilizada como indicador de productividad primaria (Beaufort *et al.*, 2001; Beaufort *et al.*, 1997; Flores *et al.*, 2000). En este sentido, el Índice N propuesto por Flores *et al.* (2000), puede emplearse como indicador de la productividad. En este trabajo hemos añadido a *Oolithotus* sp. como habitante de la zona fótica inferior, puesto que es un habitante de la zona fótica inferior o de la parte inferior de la zona fótica superior (o zona fótica media), y suele ser indicativo, al igual que *F. profunda*, de condiciones oligotróficas.

$$\text{Índice N} = \frac{SP + G. oceanica}{SP + G. oceanica + F. profunda + Oolithotus spp.}$$

Este índice toma valores entre 0 y 1. Valores próximos a 1 indican una mayor proporción de los taxones de la zona fótica superior, interpretado como señal de alta productividad, relacionada con una nutriclina somera y con una intensificación del afloramiento. Por el contrario, valores próximos a 0 apuntan a un aumento de los taxones de la zona fótica inferior o media, sugiriendo una baja productividad, relacionado con una profundización de la nutriclina y con el debilitamiento del afloramiento.

3.4.4. Grado de preservación

Otra manera de estimar el grado de preservación es la comparación de las abundancias de los taxones más resistente, como *Calcidiscus leptoporus*, con las de los más predispuestos a la disolución, como los pequeños placolitos (SP). Un ejemplo es el índice CEX de disolución de Dittert *et al.* (1999) y luego modificado por Böeckel y Baumann (2004). Valores próximos a 1 indican un buen grado de preservación de las muestras, y por el contrario valores próximos a 0, indican la existencia de una disolución severa.

$$CEX' = \frac{\% SP}{\% SP + \% G. oceanica}$$

Böeckel y Baumann (2004) establecieron como límite el valor de 0.6, bajo el cual, este indicador sugiere la presencia de una disolución severa, por lo que las interpretaciones de las asociaciones de cocolitóforos debería de hacerse con sumo cuidado.

3.5. Técnicas estadísticas

3.5.1. Modelos de regresión

Los modelos de regresión describen la naturaleza de la relación entre dos o más variables. Suelen explicar la dependencia de una variable numérica y , conocida como variable respuesta o dependiente, y una o varias variables numéricas x , conocidas también como variables explicativas o independientes. Estos modelos se pueden utilizar para estimar o predecir el valor desconocido de la variable respuesta (y) sobre la base del valor o valores conocidos de las variables explicativas (x) (Ardanuy y Martín, 2006). Cuando sólo se tiene una variable explicativa el modelo de regresión se dice que es **simple**, mientras que si son varias las variables explicativas se denomina **múltiple**.

En cuanto al tipo de relación entre los dos tipos de variables, los modelos más frecuentes suelen ser los lineales, debido en primer lugar a que su tratamiento estadístico es más sencillo, y en segundo lugar porque en muchos casos reales suelen proporcionar soluciones con una aproximación suficiente para la mayoría de los fines prácticos. En muchos casos de análisis de regresión se admite que la ecuación que representa la relación entre ambas variables es la ecuación de una recta ($y = a + bx$). El parámetro b representa la pendiente de la recta, mientras que el parámetro a representa su ordenada en el origen o término independiente. La pendiente mide la inclinación de la recta, siendo positiva para rectas crecientes, negativa para rectas decrecientes y cero para rectas horizontales. La ordenada en el origen es el valor de y para $x = 0$. Si la regresión es múltiple, entonces el modelo lineal de regresión múltiple es el siguiente: $y = a + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n$ (Ardanuy y Martín, 2006).

3.5.2. Coeficiente de correlación lineal de Pearson

El análisis de correlación en estadística mide la fuerza o el grado de la relación entre dos o más variables. En concreto, el coeficiente de correlación lineal de Pearson es un índice estadístico que nos dice la relación, tanto inversa como directa entre dos variables que son cuantitativas. Dos variables pueden estar fuertemente relacionadas, pero no de forma lineal, en cuyo caso no podría aplicarse este índice de correlación. Este índice tiene la gran ventaja de que su cálculo es muy sencillo, y de igual manera, su interpretación es muy fácil. Toma valores absolutos entre 0 y 1, aunque en realidad podría decirse que oscila entre +1 y -1.

Una correlación de +1 indicaría que la relación es perfecta positiva, es decir, en la medida que aumenta una de las variables, lo hace también la otra en la misma proporción. Por su parte, una correlación de -1 nos indica que la relación es perfecta negativa, es decir, en la medida que aumente una variable en una unidad la otra disminuye otra unidad. Estas correlaciones perfectas difícilmente se darán en la naturaleza. Una correlación de 0 se interpreta como ausencia de correlación lineal entre las dos variables, es decir, las dos variables son independientes y por lo tanto, el comportamiento de una no influye en el de la otra. Los valores absolutos entre 0 y 1, indican en qué medida una variable crece o decrece cuando la otra aumenta una unidad.

3.5.3. Análisis Factorial

El Análisis Factorial es una técnica estadística multivariante empleada para analizar las interrelaciones entre un gran número de variables y calcular un conjunto de dimensiones latentes, conocidas como factores, que buscan explicar dichas interrelaciones. Por lo tanto, se trata de una técnica de reducción de datos, puesto que finalmente la información contenida en la matriz de datos es expresada en un número menor de dimensiones representadas por dichos factores. Los factores representan a las variables originales, con una pérdida mínima de información. Existen en general dos tipos de análisis factorial: el análisis factorial exploratorio, en el que de partida no se conocen los factores; y el análisis factorial confirmatorio, en el que se propone un modelo de partida, según el cual existen unos factores que representan a las variables originales (Bisquerra-Alzina, 1989).

3.5.3.1. Métodos de extracción de los factores

Como se ha dicho, el objetivo final del análisis factorial es determinar un número reducido de factores que puedan representar a las variables originales. Existen diversos métodos para extraer los factores, cada uno de ellos con sus ventajas e inconvenientes. El elegido para este trabajo ha sido el análisis de componentes principales (PCA, *Principal Components Analysis*) (Hotelling, 1933), uno de los métodos pioneros en el análisis multivariante, aunque existen muchos otros métodos de extracción de los factores: centroide, factor principal, factorización de ejes principales, mínimos cuadrados, etc.

El **análisis de componentes** principales es una técnica estadística que permite transformar un conjunto de variables intercorrelacionadas en otro conjunto de variables no correlacionadas denominadas factores. Los factores son combinación lineal de las variables originales. El primer componente principal que se extrae es el que resume lo mejor posible la información contenida en la matriz de datos original. Dicho de otra manera, es el factor o componente que mejor explica la varianza total. El segundo componente principal es el que resume lo mejor posible la información restante, siendo independiente del primero. La secuencia puede continuar extrayendo factores hasta explicar la varianza total.

3.5.3.2. Matriz factorial

A partir de la matriz de correlaciones entre las variables iniciales, el análisis factorial extrae otra matriz que reproduce la primera de una forma mucho más sencilla, que es la matriz factorial. Esta matriz factorial puede presentar un número de factores superior al necesario. Generalmente existe un conjunto reducido de factores que son los que explican la mayor parte de la variabilidad total, mientras que los demás factores suelen contribuir relativamente poco, por lo que en muchos casos podremos prescindir de éstos últimos.

3.5.3.3. Rotaciones factoriales

La matriz factorial indica la relación entre los factores y las variables, pero muchas veces a partir de esta matriz, la interpretación de los factores se hace

complicada. La rotación factorial pretende seleccionar la solución más sencilla e interpretable. De manera sencilla y clara, la rotación factorial consiste en girar los ejes de coordenadas que representan a los factores, hasta conseguir que se aproximen al máximo a las variables en que están saturados, con el objetivo de obtener una nueva matriz que sea más fácilmente interpretable.

En este sentido, el **método de rotación Varimax** (Kaiser, 1958), consiste en maximizar la varianza de los factores. Este método tiende a minimizar el número de variables que tienen saturaciones factoriales (*factor loadings*) repartidas entre varios factores. Se obtiene así una matriz factorial rotada con algunos pesos muy altos en cada columna y los otros próximos a cero. De esta manera, la interpretación de los resultados se hace mucho más sencilla.

3.5.3.4. *Interpretación de los factores*

Para la interpretación de los factores se deberán seguir dos pasos esenciales: primero, estudiar la composición de las saturaciones factoriales o *factor loadings* significativas de cada factor; y segundo, intentar asignar un nombre a cada factor. Con el análisis de componente principales podemos conocer también las puntuaciones factoriales (*factor scores*) de cada individuo, o en nuestro caso, en cada muestra.

3.5.3.5. *Análisis factorial vs. componentes principales*

El análisis factorial y el análisis de componentes principales están muy relacionados, de hecho, muchos autores consideran al segundo como una etapa del primero. Lo cierto es que pueden ser dos técnicas distintas, pero pueden llegar a utilizar el mismo algoritmo, que son los componentes principales de Hotelling (1933). Esto ocurre cuando en el análisis factorial se extraen los factores por el método de componentes principales, lo cual produce la confusión entre ambas técnicas. El propósito inicial de Hotelling (1933) al desarrollar el método de componentes principales era el de dar un paso importante en el problema de la extracción de factores. Posteriormente, el mismo Hotelling lo vio como un fin en sí mismo.

3.6. Análisis espectrales

La búsqueda de periodicidades en los archivos climáticos es uno de los principales objetivos a la hora de analizar los registros paleoclimáticos, pues la ciclicidad es una de las características más importantes y recurrentes de los fenómenos naturales. Mucho se ha escrito de las ciclicidades a nivel orbital, con las ciclicidades características de la excentricidad (400 y 100 ka), la oblicuidad (41 ka) y la precesión (23 y 19 ka) (e.g. Imbrie *et al.*, 1984).

A escala milenaria se han descrito también ciclicidades a menor escala, como pueden ser los Ciclos Dansgaard-Oeschger (Dansgaard *et al.*, 1993; Bond *et al.*, 1997), caracterizados por ciclicidades de entre 1000 y 2000 años. Sin embargo, a escala centenal poco se sabe acerca de las ciclicidades, pues son necesarios registros de alta resolución temporal. La mayoría de las ciclicidades centenales que se han encontrado en el registro sedimentario (e.g. 200 o 500 años) parecen responder a variaciones en la actividad solar (Patterson *et al.*, 2004; Patterson *et al.*, 2005), y alguna de ellas podría ser la responsable por ejemplo del Mínimo de Maunder, durante la Pequeña Edad de Hielo (Ribes y Nesme-Ribes, 1993).

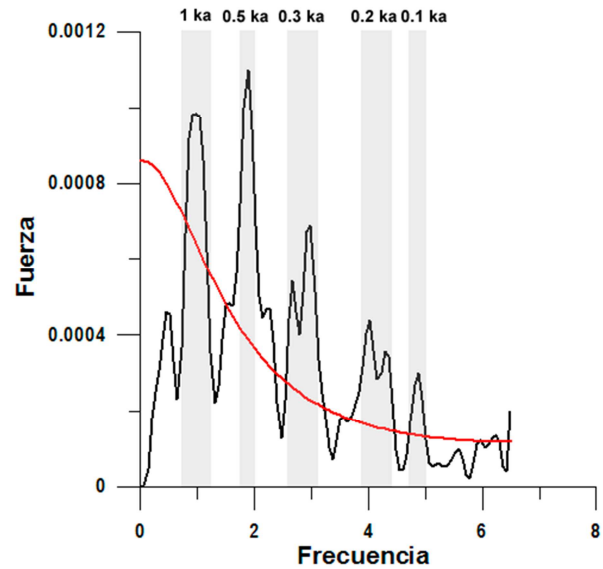
3.6.1. Métodos de análisis espectral

En esta tesis doctoral han sido dos los programas empleados para la realización de los análisis espectrales, siendo los resultados prácticamente idénticos. Por un lado el programa Analyseries 1.1 (Paillard *et al.*, 1996), diseñado específicamente para estudios paleoclimáticos, permite seleccionar diversos métodos de análisis espectral (Blackman-Tukey, máxima entropía, multi-taper, etc). Por otro lado, el programa Past 2.14 (Hammer *et al.*, 2001), incluye el Periodograma Lomb y los análisis REDFIT (Fig. 3.8) y multitaper.

El Blackman-Tukey es uno de los métodos más utilizados en investigaciones paleoclimáticas. Lo que hace este método es generar la autocovarianza de la serie, remuestreada a intervalos equidistantes, seguidamente aplica una ventana espectral y finalmente realiza una transformada de Fourier para obtener el espectro. Puesto que los datos paleontológicos a menudo se muestrean de forma desigual, los métodos basados

en las transformadas de Fourier pueden ser difíciles de usar. Por ello, el programa Past incluye el método del Periodograma Lomb, que representa un algoritmo muy útil para los datos que están muestreados de manera desigual (Press *et al.*, 1992). Junto con el Periodograma Lomb, se realiza un análisis REDFIT, para discriminar el ruido rojo en el periodograma.

Figura 3.8. Ejemplo de periodograma obtenido con Periodograma Lomb y el análisis REDFIT en el programa Past 2.14 para el registro de la productividad del testigo ODP 1240. La línea roja representa la línea por debajo de la cual, los picos observados corresponden a la banda del ruido rojo. Las bandas grises representan los ciclos contenidos en el rango de frecuencias.



3.7. Métodos de reconstrucción a partir de las asociaciones de cocolitóforos

El reconstruir ambientes ecológicos del pasado siempre ha sido uno de los mayores empeños de los paleontólogos. Sin embargo, esta empresa no es nada fácil, pues el encontrar análogos actuales de ejemplares fósiles de sedimentos no es siempre sencillo. Cuando nos movemos en un pasado más o menos cercano en geología, unas pocas centenas de miles de años, se pueden realizar reconstrucciones a partir de sedimentos en los que estén presentes asociaciones fósiles con representantes actuales (Sachs *et al.*, 1977). Clásicamente dos han sido las técnicas cuantitativas empleadas para la reconstrucción de datos paleoambientales: la Técnica de los Análogos Modernos de Hutson (1980) y la Función de Transferencia de Imbrie y Kipp (1971).

3.7.1. Funciones de Transferencia

Desde que Imbrie y Kipp (1971) desarrollaran el método de la Función de Transferencia, basado en la técnica estadística de regresión lineal, la estimación de

parámetros ambientales en el pasado a partir de datos micropaleontológicos se ha convertido en una herramienta esencial en los estudios de paleoceanografía. En general, todos estos métodos asumen que las asociaciones de fauna o flora que vivieron en las aguas superficiales y se preservaron en el registro sedimentario, reflejan las condiciones ambientales que existían en el pasado. Además, se deben de cumplir una serie de supuestos (Sachs *et al.*, 1977):

- ✓ El análisis multivariante es mejor para estimar condiciones del pasado que el uso de una única especie.
- ✓ Las respuestas biológicas están relacionadas con parámetros ambientales, y esos parámetros son importantes en el control del desarrollo de los organismos, o en su defecto, que estén relacionados linealmente con otros factores que lo controlen directamente.
- ✓ Existen relaciones simples entre las condiciones actuales y las del pasado, es decir, no se han producido cambios evolutivos importantes y las preferencias ecológicas de las especies han permanecido constantes a lo largo del intervalo que se quiere estudiar; las condiciones oceanográficas o climáticas que se pretenden reconstruir tienen un representante actual; y las condiciones de preservación se han mantenido constantes a lo largo del tiempo, y no se han producido fenómenos que alteren la asociación original (e.g. disolución).

3.7.1.1. *Desarrollo de una Función de Transferencia*

Los pasos a seguir a la hora del desarrollo de una Función de Transferencia son los siguientes:

- ❖ **Análisis factorial** en la base de datos actual. Debido al gran número de especies es muy difícil trabajar con toda la asociación, por lo que se utiliza este análisis para extraer los factores principales. Sobre un mismo factor se agrupan aquellas especies que presentan un comportamiento similar.

- ❖ **Relación de los factores con las variables ambientales**, mediante la matriz de correlaciones entre las puntuaciones factoriales (*factor scores*) obtenidos del análisis factorial anterior y los parámetros oceánicos actuales. Con ello se comprueba si existe relación entre los factores obtenidos y las variables ambientales. Si un factor está fuertemente relacionado con una variable ambiental significa que este factor puede depender de dicha variable ambiental.
- ❖ **Regresión lineal**, lo que permite calcular una ecuación que prediga el parámetro ambiental a reconstruir (e.g. clorofila, profundidad de la capa de mezcla, temperatura, etc). Se trata de establecer una relación entre los factores y los parámetros ambientales.
- ❖ **Análisis factorial** en la asociación del pasado.
- ❖ **Comparación entre factores**. Se trata de comparar las saturaciones factoriales (*factor loadings*) del presente y del pasado, para identificar los mismos factores que definen la ecuación calculada anteriormente, en la asociación del pasado.
- ❖ **Estimaciones**. Aplicación de las ecuaciones calibradas a los datos del registro fósil, para realizar las estimaciones de las propiedades ambientales en el pasado.

Las Funciones de Transferencia son uno de los métodos más recurrentes a la hora de realizar reconstrucciones paleoambientales empleando foraminíferos planctónicos (e.g. Hutson, 1977; Kipp, 1976; Thompson, 1976; Mix *et al.*, 1999), radiolarios (e.g. Piasias *et al.*, 1997; Abelman *et al.*, 1999), diatomeas (e.g. Zielinski *et al.*, 1998; Abrantes *et al.*, 2007) o con cocolitóforos (e.g. Geitzenauer *et al.*, 1976; Saavedra-Pellitero *et al.*, 2011).

3.7.2. Técnica de Análogos Modernos

La técnica de Análogos Modernos (MAT, *Modern Analog Technique*) cuantifica cambios en la fauna a lo largo del registro sedimentario en términos de condiciones

oceanográficas modernas (Hutson, 1980). Esta técnica consiste en comparar la asociación encontrada en cada nivel del registro sedimentario con una importante cantidad de muestras modernas para determinar los análogos modernos, es decir, las muestras actuales que más se asemejan. Dos supuestos deben de cumplirse para poder emplear este método:

- ✓ Condiciones ambientales similares producen asociaciones similares de fauna o flora.
- ✓ La variable que queremos reconstruir debe ser la variable ambiental que determina variaciones en las asociaciones o está correlacionada con variables ambientales que condicionan la variación de la fauna o la flora.

La importancia de este método radica en que las condiciones oceanográficas de esos análogos, las cuales son conocidas, son aplicables a las muestras del registro sedimentario, permitiéndonos estimar ciertas variables ambientales en el pasado. Este método proporciona un índice de disimilaridad para cada análogo seleccionado de forma que se puede ver que muestras actuales son las más parecidas, obteniendo así un valor de fiabilidad para cada estimación de las variables ambientales. Se consideran valores de análogos aceptables aquellos entre 0 y 0.2 o entre 0 y 0.15, de acuerdo con las consideraciones de Dowsett y Robinson (1997) u Overpeck *et al.* (1985) respectivamente.

Varios han sido los programas informáticos desarrollados en los últimos años que facilitan la aplicación del MAT. Un ejemplo es el programa PaleoAnalog 2.0, desarrollado en el seno del Grupo de Geociencias Oceánicas de la Universidad de Salamanca (Theron *et al.*, 2004). La aplicación, totalmente gratuita está disponible en <http://carpe.usal.es/~paleotools/PaleoAnalog/>. Este programa ofrece múltiples opciones a la hora de elegir los análogos y de estimar las variables ambientales, puesto que permite acotar por ejemplo el número de análogos a utilizar o el porcentaje de disimilaridad.

Este método de análogos modernos da en general muy buenos resultados (e.g. González-Mora *et al.*, 2006; Pérez-Folgado *et al.*, 2003) con el uso de asociaciones de

foraminíferos, sin embargo, usando coccolitóforos los resultados no han sido tan satisfactorios (Saavedra-Pellitero *et al.*, 2009).

3.7.3. Variables ambientales de la base de datos actual

La base de datos de muestras actuales para el Pacífico tropical oriental, usada para las reconstrucciones basadas en las asociaciones de coccolitóforos, fue completada con los datos ambientales de cada punto de muestreo. Los datos de temperatura y salinidad del agua superficial y contenido en nitratos, silicatos y fosfatos, fueron extraídos del World Ocean Atlas 2009 (Antonov *et al.*, 2010; García *et al.*, 2010; Locarnini *et al.*, 2010), mientras que los datos de contenido en clorofila fueron descargados del World Ocean Atlas 2001 (Conkright y Boyer, 2002). Los datos tanto del World Ocean Atlas 2001 como del 2009, son directamente descargados de la web, de una manera cómoda y sencilla.

Por otro lado, los datos de la profundidad de la capa de mezcla han sido obtenidos de <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/overview/index.html> (Acker y Leptoukh, 2007), mientras que los datos de productividad primaria (NPP, *Net Primary Productivity*) fueron descargados de http://data.guillaumemaze.org/ocean_productivity. Estos datos de NPP están calculados a partir de las mediciones de clorofila por parte del SeaWiFS (*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*) (Behrenfeld y Falkowski, 1997). Dicho sensor fue diseñado para proporcionar datos cuantitativos a la comunidad científica a partir de las propiedades bio-ópticas del océano.

El sensor SeaWiFS proporciona datos sobre el color de la superficie del océano, del que puede derivarse información sobre la concentración de diversos pigmentos como la clorofila, directamente relacionada con el contenido en fitoplacton, y por lo tanto con la productividad primaria. Los datos NPP representan una media de los valores estimados a partir de los datos del sensor SeaWiFS durante los años 1997 y 2007.

Referencias

- Abelmann, A., U. Brathauer, R. Gersonde, R. Sieger, y U. Zielinski (1999), Radiolarian-based transfer function for the estimation of sea surface temperatures in the Southern Ocean (Atlantic sector), *Paleoceanography*, 14(3), 410-421.
- Abrantes, F., C. Lopes, A. Mix, y N. Pisias (2007), Diatoms in Southeast Pacific surface sediments reflect environmental properties, *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2), 155.
- Acker, J. G., y G. Leptoukh (2007), Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data, *Eos, Trans. AGU*, 88, 14-17.
- Anand, P., D. Kroon, A. D. Singh, R. S. Ganeshram, G. Ganssen, y H. Elderfield (2008), Coupled sea surface temperature-seawater d18O reconstructions in the Arabian Sea at the millennial scale for the last 35 ka, *Paleoceanography*, 23.
- Andrulleit, H. (1996), A filtration technique for quantitative studies of coccoliths, *Micropaleontology*, 42(4), 403-406.
- Antonov, J. I., D. Seidov, T. P. Boyer, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, y D. R. Johnson (2010), World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity, in *NOAA Atlas NESDIS 69*, edited by S. Levitus, p. 184, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Backman, J., y N. J. Shackleton (1983), Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans, *Marine Micropaleontology*, 8(2), 141-170.
- Beaufort, L., T. de Garidel-Thoron, A. C. Mix, y N. G. Pisias (2001), ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene, *Science*, 293(5539), 2440-2444.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F. y Labeyrie, L. (1997), Insolation cycles as major control of Equatorial Indian Ocean primary production, *Science*, 278, 1451-1454.
- Behrenfeld, M. J., y P. G. Falkowski (1997), Photosynthetic Rates Derived from Satellite-Based Chlorophyll Concentration, *Limnology and Oceanography*, 42(1), 1-20.
- Bisquerra-Alzina, R. (1989), *Introducción conceptual al análisis multivariable: un enfoque informático con los paquetes SPSS-X, LISREL y SPAD*, PPU, Barcelona.
- Boeckel, B., y K.-H. Baumann (2004), Distribution of coccoliths in surface sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution, *Marine Micropaleontology*, 51(3-4), 301-320.
- Boeckel, B., K.-H. Baumann, R. Henrich, y H. Kinkel (2006), Coccolith distribution patterns in South Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(6), 1073-1099.
- Bond, G., W. Showers, M. Cheseby, R. Lotti, P. Almasi, P. deMenocal, P. Priore, H. Cullen, I. Hajdas, y G. Bonani (1997), A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates, *Science*, 278(5341), 1257-1266.
- Calvo, E., C. Pelejero, L. D. Pena, I. Cacho, y G. A. Logan (2011), Eastern Equatorial Pacific productivity and related-CO₂ changes since the last glacial period, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(14), 5537-5541.
- 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, 255 pp pp, Universidad de Salamanca, Salamanca.

- Conkright, M. E., y T. P. Boyer (2002), World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, in *CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center*, edited by M. Silver Spring, p. 17, Washington, D.C.
- Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahljensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffensen, A. E. Sveinbjornsdottir, J. Jouzel, y G. Bond (1993), Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record, *Nature*, 364(6434), 218-220.
- Dennison, J. M., y W. W. Hay (1967), Estimating the needed sampling area for subaquatic ecological studies, *Journal of Paleontology*, 4 (3), 706-708.
- Dittert, N., K. H. Baumann, T. Bickert, R. Henrich, H. Kinkel, y H. Meggers (1999), Carbonate dissolution in the Deep-Sea: Methods, Quantification and Paleoceanographic Application, in *Proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*, edited by G. Fischer and G. Wefer, pp. 255-284, Springer, Berlin.
- Dowsett, H. J., y M. M. Robinson (1997), Application of the Modern Analog Technique (MAT) of sea surface temperature estimation to Middle Pliocene North Pacific planktonic foraminifer faunas, *Paleontología Electrónica*, 1(1).
- Fatela, F., y R. Taborda (2002), Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages, *Marine Micropaleontology*, 45(2), 169-174.
- Flores, J.-A., y M. Marino (2002), Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of the Southern Ocean), *Marine Micropaleontology*, 45(3-4), 191-224.
- Flores, J. A., y F. J. Sierro (1997), Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates, *Micropaleontology*, 43(3), 321-324.
- Flores, J. A., M. A. Bárcena, y F. J. Sierro (2000), Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(3-4), 459-478.
- Garcia, H. E., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, J. I. Antonov, M. M. Zweng, O. K. Baranova, y D. R. Johnson (2010), World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate), in *NOAA Atlas NESDIS 71*, edited by S. Levitus, p. 398, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Geitzenauer, K. R., M. B. Roche, y A. McIntyre (1976), Modern Pacific coccolith assemblages: derivation and application to Late Pleistocene palaeotemperature analysis, *Geol. Soc. Am. Memoir*, 145, 423-448.
- González-Mora, B., F. J. Sierro, y J. A. Flores (2006), Estudio de paleotemperaturas en el Mar de Alborán entre 250 y 150 ka utilizando la técnica de los análogos modernos, *Geogaceta*, 40, 219-222.
- Hammer, Ø., D. A. T. Harper, y P. D. Ryan (2001), PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis, *Paleontol. Electronica* 4(1), 9.
- Hey, R., G. L. Johnson, y A. Lowrie (1977), Recent plate motions in the Galapagos area, *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1385-1403.
- Hotelling, H. (1933), Analysis of a Complex of Statistical Variables into Principal Components, *Journal of Educational Psychology*, 24(417-441), 498-520.
- Hutson, W. H. (1977), Transfer functions under no-analog conditions: Experiments with Indian Ocean planktonic foraminifera, *Quaternary Research*, 8(3), 355-367.
- Hutson, W. H. (1980), The Agulhas Current during the late Pleistocene: analysis of modern faunal analogs, *Science*, 207, 64-66.
- Imbrie, J., y N. G. Kipp (1971), A new micropaleontological method for Quantitative Paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean Core, in *The Late*

- Cenozoic Glacial Ages*, edited by K. K. Turekian, pp. 71–181, Yale University Press, New Haven, Connecticut.
- Imbrie, J., J. D. Hays, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. Mix, J. J. Morley, N. Pisias, W. Prell, y N. J. Shackleton (1984), The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in *Milankovitch and Climate, I*, edited by A. Berger, et al., pp. 269-305, D. Reidel, Massachussets.
- Kaiser, H. F. (1958), The Varimax Criterion for Analytic Rotation in Factor Analysis, *Psychometrika*, 23, 187-200.
- Kipp, N. G. (1976), New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic, in *Investigations of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology*, edited by R. M. Cline and J. D. Hays, pp. 3-41, Geol. Soc. Am. Mem.
- Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, y D. R. Johnson (2010), World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature, in *NOAA Atlas NESDIS 68*, edited by S. Levitus, p. 184, U. S. Government Printint Office, Washington, D. C.
- López-Otálvaro, G. E., J. A. Flores, F. J. Sierro, y I. Cacho (2008), Variations in coccolithophorid production in the Eastern Equatorial Pacific at ODP site 1240 over the last seven glacial-interglacial cycles, *Marine Micropaleontology*, 69, 52-69.
- Mayer, L., N. Pisias, T. Janecek, y A. t. S. s. party (1992), Explanary notes. In L. Mayer, N. Pisias, T. Janeck et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports 138, *College Station, TX: Ocean Drilling Program*, 13-42.
- Mix, A., A. E. Morey, N. G. Pisias, y S. W. Hostetler (1999), Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the No-Analog Problem Yields Cool Ice Age Tropics, *Paleoceanography*, 14(3), 350-359.
- Mix, A. C., R. Tiedemann, P. Blum, Fatima F. Abrantes, Heather Benway, Isabel Cacho-Lascorz, Min-Te Chen, Margaret L. Delaney, José-Abel Flores, Liviu Giosan, Ann E. Holbourn, Tomohisa Irino, Masao Iwai, Leah H. Joseph, Helga F. Kleiven, Frank Lamy, Steven P. Lund, Philippe Martinez, Jerry F. McManus, Ulysses S. Ninnemann, Nicklas G. Pisias, Rebecca S. Robinson, Joseph S. Stoner, Arne Sturm, Michael W. Wara, y W. Wei (Eds.) (2003), *Proceedings of the Ocean Drilling. Program. Southeast Pacific paleoceanographic transects, Initial Reports, 202: College Station TX (ODP)*, 145 pp.
- Overpeck, J. T., T. Webb, y I. C. Prentice (1985), Quantitative interpretation of fossil pollen spectra - Dissimilarity coefficients and the Method of Modern Analogs, *Quaternary Research*, 23(1), 87-108.
- Paillard, D., L. Labeyrie, y P. Yiuo (1996), Macintosh program performs time-series analysis, *EOS Transactions AGU 77 (1996)*, p. 379.
- Patterson, R. T., A. Prokoph, y A. Chang (2004), Late Holocene sedimentary response to solar and cosmic ray activity influenced climate variability in the NE Pacific, *Sedimentary Geology*, 172, 67-84.
- Patterson, R. T., A. Prokoph, A. Kumar, A. S. Chang, y H. M. Roe (2005), Late Holocene variability in pelagic fish scales and dinoflagellate cysts along the west coast of Vancouver Island, NE Pacific Ocean, *Marine Micropaleontology*, 55(3-4), 183-204.
- Pena, L. D., E. Calvo, I. Cacho, S. Eggins, y C. Pelejero (2005), Identification and removal of Mn-Mg-rich contaminant phases on foraminiferal tests: Implications for Mg/Ca past temperature reconstructions, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6(9).

- Pena, L. D., I. Cacho, P. Ferretti, y M. A. Hall (2008), El Niño-Southern Oscillation-like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections, *Paleoceanography*, 23(3).
- Pena, L. D., S. L. Goldstein, S. R. Hemming, K. M. Jones, E. Calvo, C. Pelejero, y I. Cacho (2013), Rapid changes in meridional advection of Southern Ocean intermediate waters to the tropical Pacific during the last 30 kyr, *Earth and Planetary Science Letters*, 368, 20-32.
- Pérez-Folgado, M., F. J. Sierro, J. A. Flores, I. Cacho, J. O. Grimalt, R. Zahn, y N. J. Shackleton (2003), Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr, *Marine Micropaleontology*, 48(1-2), 49-70.
- Pichevin, L. E., B. C. Reynolds, R. S. Ganeshram, I. Cacho, L. Pena, K. Keefe, y R. M. Ellam (2009), Enhanced carbon pump inferred from relaxation of nutrient limitation in the glacial ocean, *Nature*, 459(7250), 1114-U1198.
- Pienaar, R. N. (1994), Ultrastructure and calcification of coccolithophores, in *Coccolithophores*, edited by E. A. Winter and W.G. Siesser, pp. 13–39, Cambridge University Press, Cambridge.
- Pisias, N. G., A. Roelofs, y M. Weber (1997), Radiolarian-Based Transfer Functions for Estimating Mean Surface Ocean Temperatures and Seasonal Range, *Paleoceanography*, 12.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, y B. P. Flannery (1992), Numerical Recipes, in C, Cambridge University Press, Cambridge.
- Ribes, J. C., y E. Nesmeribes (1993), The solar sunspot cycle in the Maunder minimum AD-1645 to AD-1715, *Astronomy and Astrophysics*, 276(2), 549-563.
- Robinson, R. S., P. Martinez, L. D. Pena, y I. Cacho (2009), Nitrogen isotopic evidence for deglacial changes in nutrient supply in the eastern equatorial Pacific, *Paleoceanography*, 24.
- Roth, P., y H. Thierstein (1972), Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project., in *Initial Reports DSDP 14*, edited by D. E. Hayes, et al., U.S. Govt. Printing Office, Washington.
- Saavedra-Pellitero, M. (2009), Reconstrucción de las características ambientales de las masas de agua superficiales del Pacífico y Atlántico del último ciclo climático mediante el desarrollo de una función de análogos con cocolitos, Universidad de Salamanca.
- Saavedra-Pellitero, M., J. A. Flores, K. H. Baumann, y F. J. Sierro (2010), Coccolith distribution patterns in surface sediments of Equatorial and Southeastern Pacific Ocean, *Geobios*, 43(1), 131-149.
- Saavedra-Pellitero, M., J. A. Flores, F. Lamy, F. J. Sierro, y A. Cortina (2011), Coccolithophore estimates of paleotemperature and paleoproductivity changes in the southeast Pacific over the past similar to 27 kyr, *Paleoceanography*, 26.
- Sachs, H. M., T. Webb, y D. R. Clark (1977), Paleoecological Transfer-Functions, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 5, 159-178.
- Singh, A. D., D. Kroon, y R. S. Ganeshram (2006), Millennial scale variations in productivity and OMZ intensity in the Eastern Arabian Sea, *Journal of the Geological Society of India*, 68(3), 369-377.
- Singh, A. D. (2007), Episodic preservation of pteropods in the eastern Arabian Sea: Monsoonal change, oxygen minimum zone intensity and aragonite compensation depth, *Indian Journal of Marine Sciences*, 36(4), 378-383.

- Singh, A. D., S. J. A. Jung, K. Darling, R. Ganeshram, T. Ivanochko, y D. Kroon (2011), Productivity collapses in the Arabian Sea during glacial cold phases, *Paleoceanography*, 26.
- Theron, R., D. Paillard, E. Cortijo, J. A. Flores, M. Vaquero, F. J. Sierro, y C. Waelbroeck (2004), Rapid reconstruction of paleoenvironmental features using a new multiplatform program, *Micropaleontology*, 50(4), 391-395.
- Thompson, P. R. (1976), Planktonic foraminiferal dissolution and the progress towards a Pleistocene equatorial Pacific transfer function, *Journal of Foraminiferal Research*, 6(3), 208-227.
- Zielinski, U., R. Gersonde, R. Sieger, y D. Fütterer (1998), Quaternary surface water temperature estimations: Calibration of a diatom transfer function for the Southern Ocean, *Paleoceanography*, 13(4), 365-383.



CAPÍTULO 4

ARTÍCULO I

High-resolution productivity record and reconstruction of ENSO dynamics during the Holocene in the Eastern Equatorial Pacific using coccolithophores

E. Cabarcos,^{1*} J. A. Flores,¹ and F. J. Sierro¹

¹*Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plz. De la Merced s/n, Salamanca 37008, España*

**Corresponding author:*

Tel.: + 34 923 294 497

E-mail address: eloycabarcos@usal.es



In press (DOI: [10.1177/0959683613516818](https://doi.org/10.1177/0959683613516818))

4. High-resolution productivity record and reconstruction of ENSO dynamics during the Holocene in the Eastern Equatorial Pacific using coccolithophores

ABSTRACT: We provide high-resolution paleoproductivity data for the Holocene in the Eastern Equatorial Pacific (EEP). We describe the coccolithophore assemblages at Ocean Drilling Program (ODP) Site 1240 located in the Panama basin. Coccolithophores are proposed as a productivity proxy and nutricline position for the tropical Pacific Ocean. Our proxies can be used as a tool to reconstruct the El Niño-Southern Oscillation (ENSO), the main factor controlling the climate variability in the EEP. The equatorial upwelling intensity and the influence of waters with a subantarctic origin have controlled the productivity and the phytoplankton composition during the Holocene, and this has been strongly controlled by ENSO dynamics and, as our data suggest, by southern hemisphere ocean dynamics. Our results reveal a clear prevalence of dominant La Niña-like conditions during the early Holocene, with an intense upwelling and high primary productivity conditions in the EEP. La Niña-like conditions prevailed during the middle Holocene, although important fluctuations were observed in paleoproductivity and some periods with a low primary productivity were recognizable (between 8.2 and 8 ka and around 7 and 6.5 ka), indicating a weakened upwelling stage, as occurs during El Niño events. A strong decrease in paleoproductivity occurred between 5 and 4.3 ka, suggesting a relevant shift towards dominant El Niño-like conditions, with an increase in the stratification of the water column. An alternation between El Niño-like and La Niña-like dominant conditions occurred during the late Holocene, characterized by a clear trend towards prevailing El Niño-like conditions, with a low primary productivity.

RESUMEN: Aquí se ofrece un registro de alta resolución de la productividad en el Pacífico Ecuatorial Oriental (EEP) durante el Holoceno. Se describen las asociaciones de cocolitóforos del testigo 1240 del Ocean Drilling Project (ODP) situado en la cuenca de Panamá. Los cocolitóforos han sido propuestos como proxy de productividad y posición de la nutriclina en el Océano Pacífico tropical. Nuestros proxies pueden ser una herramienta para la reconstrucción de la dinámica El Niño-Southern Oscillation (ENSO), el principal factor que controla la variabilidad climática en el EEP. La

intensidad del afloramiento ecuatorial y la influencia de aguas con un origen subantártico controlaron la productividad y las composición del fitoplancton durante el Holoceno, y esto ha estado fuertemente controlado por la dinámica ENSO y, como nuestros datos sugieren, por la dinámica oceánica del hemisferio sur. Nuestros resultados ponen de manifiesto una prevalencia de condiciones La Niña-like dominantes durante el Holoceno temprano, con un afloramiento intenso y con una alta productividad en el EEP. Condiciones La Niña-like también predominaron durante el Holoceno medio, aunque se han observado importante fluctuaciones en la productividad, reconociéndose ciertos periodos con una menos productividad primaria (entre 8.2 y 8 ka y en torno a 6.5 y 7 ka), lo cual indica la presencia de fases con un afloramiento debilitado, como ocurre durante los eventos El Niño. Entre 5 y 4.3 ka se registró un descenso fuerte de la productividad, lo cual sugiere un cambio significativo hacia condiciones El Niño-like dominantes, con un aumento en la estratificación de la columna de agua. Durante el Holoceno tardío se observó una alternancia entre momentos de El Niño-like y La Niña-like dominantes, caracterizados por una tendencia clara hacia condiciones El Niño-like predominantes, con una baja productividad.

Keywords: Eastern Equatorial Pacific, El Niño-Southern Oscillation, Productivity, Holocene, Nutricline, Coccolithophores

4.1. Introduction

The Pacific Ocean plays a relevant role in global productivity (Chavez and Barber, 1987) and represents one of the largest high-productivity areas associated with seasonal variations in the Trade Winds system and with the interannual variability of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) system (Clement *et al.*, 1999; Fedorov and Philander, 2000; Philander, 1995). Wind dynamics moves surface waters and can cause the thermocline to rise towards or into the euphotic zone (Barber and Chavez, 1983; Barber and Smith, 1981), where light penetration is sufficient for photosynthesis. This displacement of the thermocline modifies the nutrient supply and hence primary production. When nutrients ascend into the euphotic zone, primary producers increase due to the high availability of nutrients and light, both of which are necessary for photosynthesis to take place. ENSO dynamics, the main factor responsible for climate variability in the Eastern Equatorial Pacific (EEP), has drawn the attention of many

investigators, who have concluded that it plays an important role in modulating global climate at different scales (Cane, 1998; Clement *et al.*, 1999; Lau, 1997; Liu and Yang, 2003; Philander, 1995). During El Niño events, a substantial decrease in primary producers in the EEP occurs (Barber and Chavez, 1983; 1986).

Coccolithophores are one of the major primary producers in the ocean. A distinctive feature of these organisms is the presence of characteristic calcified scales called coccoliths surrounding the cell, which allows them to be fossilized and preserved in oceanic sediments. Their distribution in the oceans is controlled by environmental parameters such as temperature, salinity, nutrients availability, etc. (Winter *et al.*, 1994) and hence the analysis of coccolithophore assemblages is an useful tool for the reconstruction of some of these features, such as productivity (Baumann and Freitag, 2004; Bollmann *et al.*, 1998; Flores *et al.*, 2003; Flores *et al.*, 1999; Flores *et al.*, 2000; Giraudeau, 1992; Kleijne, 1989; Okada and Wells, 1997; Young, 1994).

Some studies have demonstrated the importance of coccolithophores in the reconstruction of the paleoceanographic conditions in the EEP with orbital resolution. Some of the authors have suggested that variations in nutricline depth would be related to variations in the intensity of ENSO events driven by changes in precession-related insolation (e.g. Álvarez-García *et al.*, 2010; Beaufort *et al.*, 2001; López-Otálvaro *et al.*, 2008). In particular, ODP Site 1240 has been extensively studied from a geochemical perspective (e.g. Pena *et al.*, 2005; Pena *et al.*, 2008; Pichevin *et al.*, 2009; Robinson *et al.*, 2009), using biomarker data (Calvo *et al.*, 2011) and coccolithophores (López-Otálvaro *et al.*, 2008). Some of these authors have shown that precession is the dominant forcing controlling past changes in upwelling intensity in the EEP and that the obliquity signal at high latitudes would have acted as an amplifying or inhibiting mechanism (Pena *et al.*, 2008). Other studies have shown that intermediate waters of sub-Antarctic origin can exert a strong control over the phytoplankton in the EEP (e.g. Calvo *et al.*, 2011; Pichevin *et al.*, 2009).

The present study aims to improve our knowledge about paleoproductivity during the Holocene, greatly improving the temporal resolution of the coccolithophore signal in the EEP. The mean resolution is about 70 years, allowing us to gain detailed knowledge of the factors that control productivity in the EEP, as well as to determine

the control exerted by high latitudes on tropical regions. Temporal resolution has never been so high in oceanic sediments in the study area, and hence this work represents a considerable advance in the knowledge about the productivity in the EEP during the Holocene.

4.2. Oceanographic settings

The EEP is a highly productive area, with cold waters and a relatively high nutrient content due to, (1) the contribution from high latitudes, (2) the presence of a shallow nutricline and (3) the exchange with the coastal upwelling region (Pennington *et al.*, 2006). Productivity in the EEP is estimated to support between 18 and 56% of the global new production (Chavez and Barber, 1987). The main cause of this enhanced primary productivity is the upwelling of fresh and nutrient-rich waters (Chavez and Barber, 1987), which causes the nutrients entering this region to rise into the photic zone.

4.2.1. Current system

The surface and subsurface current system of the EEP is complex and is clearly influenced by the Peru-Chile Current system. This current system is a branch of the Antarctic Circumpolar Current and represents the main route for the exchange of heat and nutrients from high to low latitudes in the South Pacific (Strub *et al.*, 1998). The system can be divided into one oceanic current (PC, Peru Current or Humboldt Current), and one coastal branch (PCC, Peru Coastal Current) (Fig. 4.1). Between the PC and PCC, and in the opposite direction, flows the Peru-Chile Countercurrent (PCCC), with moderate surface temperatures (Huyer *et al.*, 1991).

The southeast trade winds maintain the Peru-Chile Current system and allow upwelling, making the EEP highly productive (Toggweiler *et al.*, 1991). The PC waters feed the South Equatorial Current (SEC), flowing westward, driven by the prevailing trade winds and responding quickly to changes in the wind fields. The North Equatorial Countercurrent (NECC) represents the most important equatorial surface current with a net eastward flow (Tomczac and Godfrey, 2001), and this current is deflected to the

north, feeding the Costa Rica Coastal Current (CRCC) and the North-Equatorial Current (NEC).

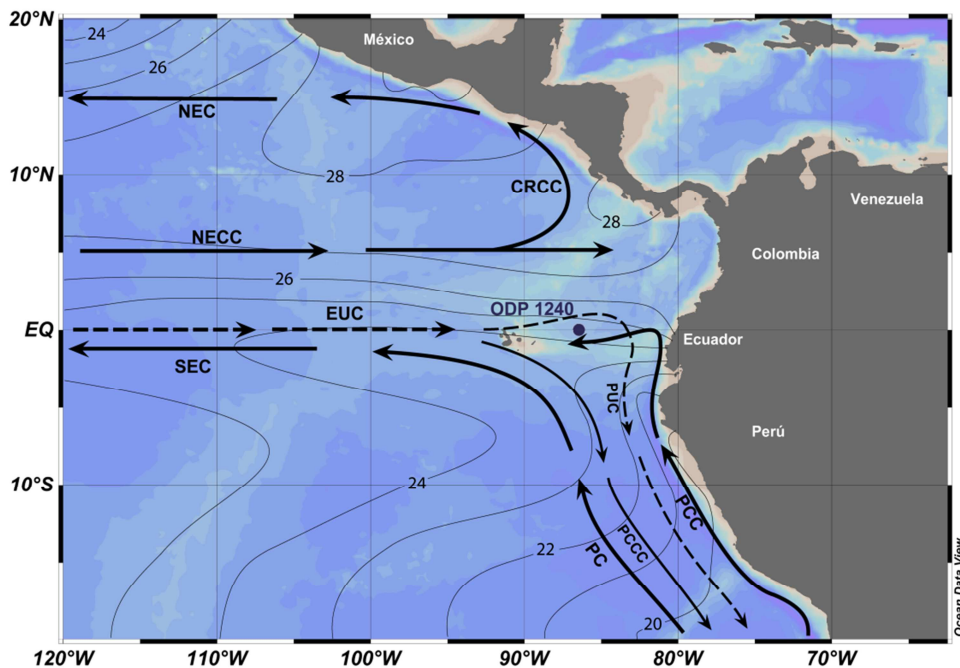


Figure 4.1. Surface and subsurface currents in the Eastern Equatorial Pacific Ocean and ODP Site 1240 location. Surface currents: PC, Peru Current; PCC, Peru Coastal Current; PCCC, Peru-Chile Countercurrent; SEC, South Equatorial Current; NEC, North Equatorial Current; NECC, North Equatorial Countercurrent and CRCC, Costa Rica Coastal Current. Subsurface Current: EUC, Equatorial Undercurrent; and PUC, Peru Undercurrent (Fiedler and Talley, 2006; Kessler, 2006; Mix *et al.*, 2003). Black isotherms represent annual average temperature (WOA09).

Below the SEC, and in the opposite direction, is the Equatorial Undercurrent (EUC). The top of this current feeds the equatorial upwelling with nutrient-rich waters, and its role as a fertilizer can be crucial in controlling primary productivity in the region (Murray *et al.*, 1994). This current is identified as a subsurface salinity maximum, and has its origin in the waters of the Southern Hemisphere subtropics due to the convergent meridional flow at the depth of the thermocline, and then entrained in the eastward flow (Knauss, 1966; Lukas, 1986). The bottom of the EUC continues eastward, feeding the Peruvian coastal upwelling (Toggweiler *et al.*, 1991) and the Peru Countercurrent (PUC), characterized by cool and high-salinity waters (Strub *et al.*, 1998; Wyrтки, 1981).

Under the surface and subsurface waters flow the intermediate waters. Currently, the intermediate waters of the EEP come mainly from the North Pacific, together with a

small contribution of intermediate water masses originating in the South Pacific (Mix *et al.*, 2003), although in past times their contribution could have been very important. The North Pacific Intermediate Water (NPIW) forms in the Northwest Pacific and contains abundant nutrients (Talley, 1993). Antarctic Intermediate Waters (AAIW) are derived from Antarctic Surface Waters (AASW), which sink below the Subantarctic Front (SF) to the Equator. The Subantarctic Mode Water (SAMW) originates north of the area of formation of the AAIW due to the sinking of the mixed layer during winter convection (Sloyan *et al.*, 2010). The SAMW occupies the lower pycnocline of the subtropical gyres in the South Pacific (Hartin *et al.*, 2011), and has been identified as the main supplier of nutrients from the Southern Ocean to the upwelling regions of the equatorial Pacific and off South America (Sarmiento *et al.*, 2004; Toggweiler *et al.*, 1991).

4.2.2. El Niño-Southern Oscillation (ENSO)

The ENSO, the main factor controlling climate variability in the Pacific Ocean, is linked to changes in ocean-atmosphere interactions. Although the triggering factors are not entirely clear, recent studies have shown that its climatic influence extends across the whole planet (McPhaden *et al.*, 2006; Neelin *et al.*, 1998; Trenberth *et al.*, 1998). Regardless of the mechanism responsible for inducing the occurrence of El Niño events, the fact is that these events begin with positive thermal anomalies in the central and eastern Pacific.

El Niño is characterized by a drop in atmospheric pressure at sea level (SLP) in the EEP and a warming of sea surface temperatures (SST) (Fiedler, 2002; Wang and Fiedler, 2006). As a result, a weakening or reversal of the trade winds occurs in the EEP. In this scenario, the nutricline deepens owing to increased stratification in the water column (Philander, 1995), which in turn results in a substantial decrease in the nutrient supply to the euphotic zone (Barber and Chavez, 1986). Moreover, the SEC weakens, like the EUC, which may even disappear (Feldman *et al.*, 1984).

La Niña represents the opposite situation, characterized by an increase in SLP and a decrease in SST in the EEP (McPhaden, 1999). As a result, an intensification of the trade winds occurs in the EEP. Within this context, a shallow nutricline is present in

this region (Philander, 1995), and this results in a huge increase in primary production (Behrenfeld *et al.*, 2001) due to an important nutrient supply from the EUC and exchange with waters from high latitudes (PC and intermediate waters). In phase with the ENSO dynamics, the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) varies (Deser and Wallace, 1990). In the cold phases of La Niña, the mean ITCZ is at its northernmost point, while the warm phase of El Niño is characterized by a southward displacement of the mean ITCZ (Fedorov and Philander, 2000), which results in decreased rainfall in the north of South America (Haug *et al.*, 2001; Trenberth *et al.*, 1998).

4.3. Material and Methods

4.3.1. Material

The material studied here was collected during the ODP Leg 202 at Site 1240 (0° 1.311'N, 86° 27.258'W) and was recovered at a water depth of 2921 m in the southern Panama Basin (Fig. 4.1). The location was chosen in an abyssal valley near the Equator with the aim of reconstructing the evolution of equatorial upwelling with high temporal resolution. The sediments consist mostly of nannofossils ooze rich in foraminifera, with varying amounts of diatoms. Siliciclastic components, primarily clay, are rare (Mix *et al.*, 2003).

4.3.2. Methods

A total of 127 samples collected every 1 cm for the entire interval of the Holocene were prepared following the decanting technique of Flores and Sierro (1997). Counting was made with a Leica Petrographic Microscope (Light Microscope, LM) (1000x). In each sample we counted at least 500 coccoliths, which ensured that all species with an abundance greater than 1 % (with paleontological significance) would be represented in the count (Dennison and Hay, 1967; Fatela and Taborda, 2002). In order to control the abundance of minority taxa, a second count was carried out, extending the number of visual fields. Selective samples were observed with a Scanning Electron Microscope (SEM) at Bremen University. These samples were prepared

following the technique of dilution and filtering described by Boeckel *et al.* (2006), as a modification of the technique of Andrleit (1996).

Nannofossil Accumulation Rates (NAR) were calculated using the formula given by Flores and Sierro (1997): $NAR = [(n R^2 V)/(r^2 g v)] d s$, where n is the number of coccoliths counted in a random visual field; R is the radius of the Petri dish; V is the volume of the water added to the dry sediment; r is the radius of the visual field; g is the dry sediment weight taken from the ODP database; v is the volume of mixture withdrawn with the micropipette; d is the dry density of the sediment; and s is the linear sedimentation rate.

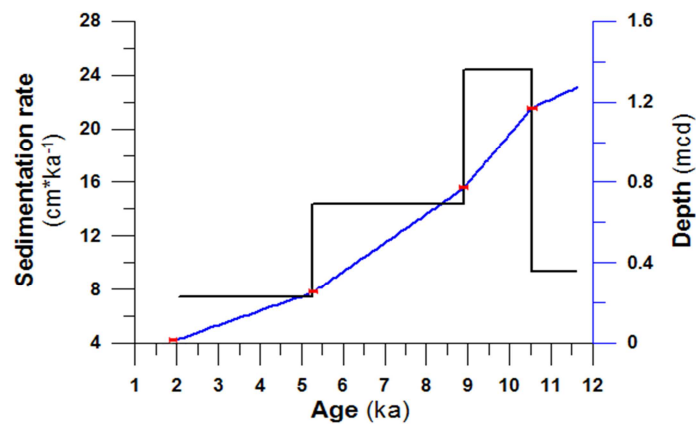
Coccolithophore preservation was estimated with the scale reported by Roth and Thierstein (1972) and Flores and Marino (2002), which establishes several degrees of preservation according to visual estimations. In addition, coccolith dissolution was estimated with the CEX' index (Boeckel and Baumann, 2004), based on the CEX index of Dittert *et al.* (1999), both of which are based on the relationship between small and delicate placoliths (SP, small placoliths) and strongly calcified coccoliths: $CEX' = (\% SP)/(\% SP + \% C. leptoporus)$.

4.3.3. Age model

In this study we followed the age model proposed by Pena *et al.* (2008), which uses radiocarbon ages of five samples of the planktonic foraminifera *Neogloboquadrina dutertrei* for the Holocene (Table 4.1). Therefore, the age model is completely independent, not being adjusted to any isotope curve, which might well introduce some subjectivity when assigning ages to our interval. The time interval between samples varies between 40 years for some intervals of the early Holocene (between 10.5 and 9 ka, when the sedimentation rate was higher) and 140 years in the late Holocene, when the sedimentation rate was lower (Fig. 4.2). Our data were interpolated in order to obtain the same temporal resolution throughout the entire interval, being this temporal resolution about 0.07 ka.

Table 4.1. Radiocarbon ages and calibrated ages (ka) used in this work for the ODP Site 1240 (Pena *et al.*, 2008).

Depth (mcd)	Radiocarbon ages (1 σ)	Cal. Age (ka)	Pointer type
0.01	2365 \pm 25	1.91	¹⁴ C (Marine04)
0.25	5005 \pm 30	5.27	¹⁴ C (Marine04)
0.77	8420 \pm 40	8.90	¹⁴ C (Marine04)
1.17	9750 \pm 55	10.54	¹⁴ C (Marine04)
1.38	11215 \pm 55	12.79	¹⁴ C (Marine04)

Figure 4.2. Sedimentation rate and linear sedimentation rate for ODP Site 1240. Red bars indicate the error of the calibrated ages (1 σ).

4.4. Coccolithophores as paleoceanographic indicators

4.4.1. High productivity coccolithophores (HPC)

The small Noelaerhabdaceae group (SP) include small *Gephyrocapsa* and *Emiliana huxleyi*, with coccoliths < 3 μ m. The small *Gephyrocapsa* group often includes several species, but owing to their small size the discrimination of these species under LM becomes complex. With SEM we identified three species of small *Gephyrocapsa*: *G. aperta*, *G. ericsonii* and *G. ornata*. The SP live in the upper photic zone, like *Gephyrocapsa oceanica*, and their abundances have been used by several authors as paleoproductivity proxies in upwelling areas (Amore *et al.*, 2012; Baumann and Freitag, 2004; Bollmann *et al.*, 1998; Flores *et al.*, 2003; Flores *et al.*, 1999; Flores *et al.*, 2000; Giraudeau, 1992; Kleijne, 1989; López-Otálvaro *et al.*, 2009; Okada and Wells, 1997; Young, 1994). The highest abundances of SP and *G. oceanica* are often linked to high primary productivity. The study of filtering samples in the water column in the EEP, confirm that SP respond positively to increases in nitrate in the equatorial

upwelling area (Hagino and Okada, 2004). When stratification increases the nannoflora change and SP cease to dominate the assemblages (Hagino and Okada, 2004).

4.4.2. Oligotrophic coccolithophores (OC)

F. profunda is a characteristic species of the lower photic zone and middle or low latitudes (Okada and Honjo, 1973). It is a good indicator of the nutricline position, such that when the nutricline deepens total primary production is low and *F. profunda* becomes the dominant coccolithophore (Molfino, 1990). When primary productivity increases, the relative abundance of *F. profunda* decreases (Beaufort *et al.*, 2001). *Oolithotus* spp. is also a taxon inhabiting the lower photic zone, or the bottom of the upper photic zone, in oligotrophic areas (Brand, 1994).

4.4.3. N ratio (modified)

The relationship between the HPC and OC can be used as an indicator of primary productivity (Beaufort *et al.*, 2001; Beaufort, 1997; Flores *et al.*, 2000). This ratio was calculated using the formula of Flores *et al.* (2000), with a slight modification, since *Oolithotus* sp. was added: $N = (G. oceanica + SP)/(G. oceanica + SP + F. profunda + Oolithotus sp.)$. High values in this ratio indicate a prevalence of the HPC, and likely respond to the presence of a shallow nutricline, with a high availability of nutrients in surface waters. By contrast, lower values point to a higher development of the OC, suggesting the presence of a deep nutricline (Flores *et al.*, 2000).

4.4.4. Warm/oligotrophic taxa (WT)

The group of warm and/or oligotrophic taxa in the upper photic zone (WT) include *Umblicosphaera* spp., *Calciosolenia* sp., *Rhabdosphaera clavigera* and *Umbellosphaera* spp. The genus *Umblicosphaera* is the major component of this group, and here we identified two species: *U. sibogae* and *U. foliosa*, grouped together because they show a paleontologically similar type of behaviour. These species prefer temperate oligotrophic waters (Okada and McIntyre, 1979), and in some areas are associated with warm conditions during El Niño events (Winter, 1985; Ziveri *et al.*, 1995).

Calciosolenia sp. is typical of tropical and subtropical waters in the North Atlantic and Pacific oceans (Okada and McIntyre, 1977). *R. clavigera* is present in tropical and subtropical waters with low nutrient contents (Roth, 1994). For this reason, it is also included in the WT (Haidar and Thierstein, 2001; McIntyre and Bé, 1967; Okada and Honjo, 1973; Winter *et al.*, 1994), like the species of the genus *Umbellosphaera*, which were rarely found in the present work. In samples of the water column, Hagino and Okada (2004) observed that these species preferred waters above 28°C and relatively oligotrophic waters.

4.5. Results

4.5.1. Coccolith preservation

Sample preservation varied from *good* to *moderate* according to the scales given by Roth and Thierstend (1972) and Flores and Marino (2002). This is reflected in the CEX' index, showing high values throughout the interval, with values higher than 0.6, which represents the critical boundary according to Boeckel and Baumann (2004). However, a significant decrease occurred around 4.5 ka, followed by important fluctuations during the late Holocene (Fig. 4.3e).

4.5.2. Coccolithophore assemblage

Figure 4.3 shows the relative abundances and the accumulation rates (NAR) for the HPC and OC. The assemblage is dominated by SP, *G. oceanica* and *F. profunda* representing percentages between 88 and 96 %. During the course of the Holocene, the relative abundance of OC gradually increased (Fig. 4.3a), although between 7 and 5.5 ka a decrease is observed. The relative abundance of HPC follows the opposite pattern ($r = -0.95$), with a decrease during the Holocene upwards (Figure 4.3c). However, both NAR records show a similar type of behaviour ($r = 0.88$) (Fig. 4.3b and 4.3d), and when one record increases the other also increases. A gradual increase is observed in these records up to 5.5 ka. In the early Holocene, two peaks in the NAR stand out between 10.5 and 10 ka and between 9.5 and 9 ka. After 5.5 ka, a sharp drop occurs in the NAR, coinciding with a significant increase in the relative abundance of OC and a significant

decrease in the relative abundance of HPC. The total NAR shows the same pattern as previous records, especially the NAR of HPC (Fig. 4.4f).

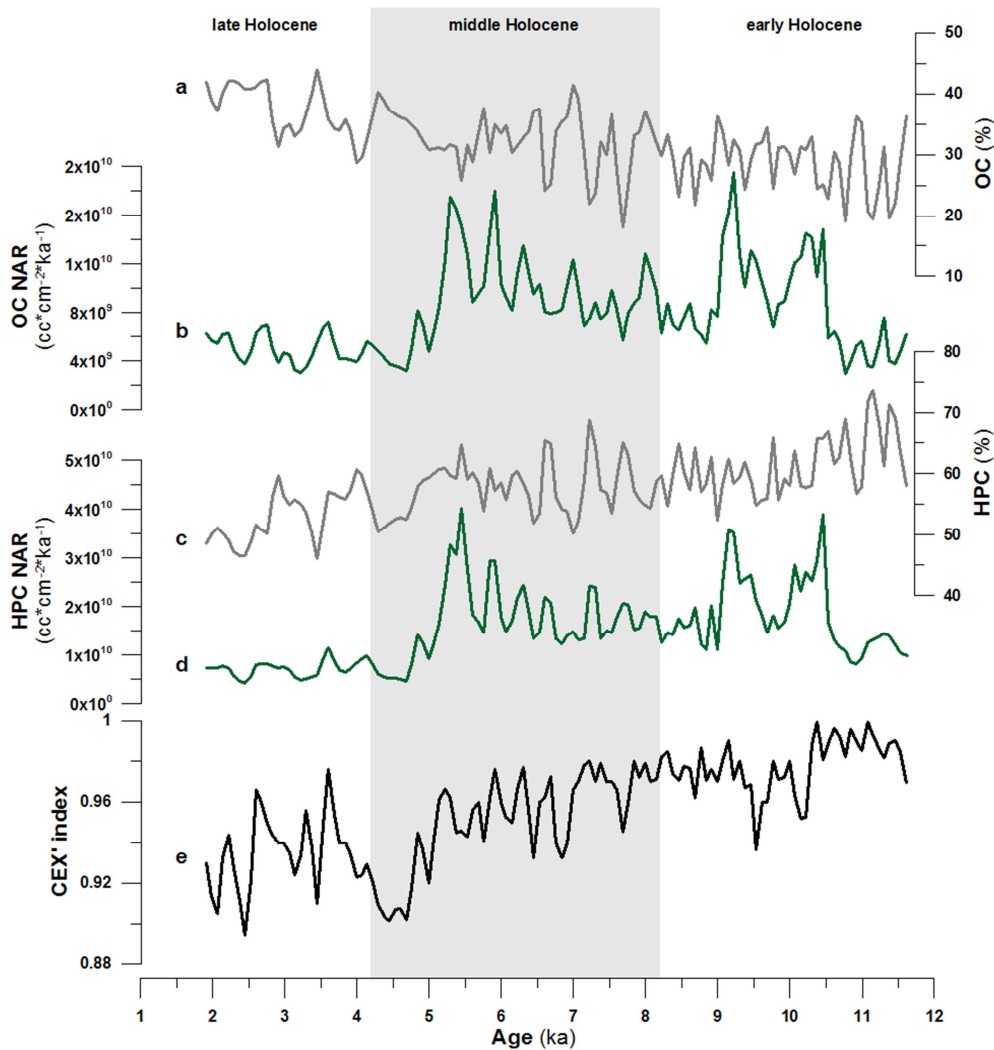


Figure 4.3. Relative abundances and accumulation rates (NAR) of the most significant coccolithophore species and CEX' index for ODP Site 1240. (a) Relative abundance of oligotrophic species (*F. profunda* and *Oolithotus* sp.); (b) Accumulation rates (NAR) of oligotrophic species (*F. profunda* and *Oolithotus* sp.); (c) Relative abundance of high-productivity species (small placoliths and *G. oceanica*); (d) Accumulation rates (NAR) of high-productivity species (small placoliths and *G. oceanica*); and (e) CEX' index or dissolution index. Holocene subdivisions were taken from Walker *et al.* (2012).

4.5.3. N ratio

The N ratio had high values during most of the early and middle Holocene, although with some significant declines (8.2 - 8, ~7 and ~6.5 ka) and important fluctuations, especially in the first half of the middle Holocene, between 8 and 6.5 ka (Fig. 4.4e). A sharp drop in the N ratio also occurred in the middle Holocene between 5.5 and 5 ka. During the late Holocene, minimum values in the N ratio (between 3.6 and

3.3 ka and between 2.7 and 1.9 ka) alternated with higher values (between 4.2 and 3.6 ka and between 3.3 and 2.7 ka). The declines in the N ratio coincide with declines in the NAR values, although the maximum N ratio values do not always match the maximum NAR values (Fig. 4.4e and 4.4f). In the early Holocene, between 11.7 and 10.5 ka, high values in the N ratio coincided with low values in the total NAR. During the middle Holocene up to 5.5 ka, a gradual increase is seen in total NAR values, whereas a gradual decrease is observed in the N ratio, except between 6 and 5 ka, when maximum values in the N ratio match the maximum values in the total NAR.

4.5.4. Warm taxa

The relative abundances of WT points to a gradual increase up to 7 ka, although with significant declines, such as at around 8.2 ka (Fig. 4.4a). A gradual decrease is observed between 7 and 4.8 ka, followed by a strong increase and large fluctuations during the late Holocene, generally in the sense opposite to the N ratio.

4.6. Discussion

As mentioned above, the N ratio slightly modified from Flores *et al.* (2000) can be used as an indicator of productivity in the sense that further development of the HPC probably responds to the presence of high nutrient availability in surface waters. However, a strong development of OC (low values of the N ratio) suggests the presence of a deep nutricline and the presence of low nutrient availability in surface waters (Beaufort *et al.*, 2001; Beaufort, 1997; Flores *et al.*, 2000). Additionally, total NAR have been used in the present work as an indicator of coccolithophore production. Although large changes observed in the NAR records (Fig. 4.3b, 4.3d and 4.4f) likely responded to changes in the sedimentation rate, especially around 10.5, 9 and 5.5 ka (Fig. 4.2), the observed fluctuations in intervals between age pointers reflect changes in the coccolithophore production. For example, between 9 and 5.5 ka, an interval with constant sedimentation rate, is observed an increase in the coccolithophore production towards the top. In contrast, peaks observed in the NAR record between 10.5 and 10 ka and between 9.5 and 9 ka may be overestimated for the high sedimentation rate. This may be an artefact provoked by the application of the age model, in which the pointers are closer to each other.

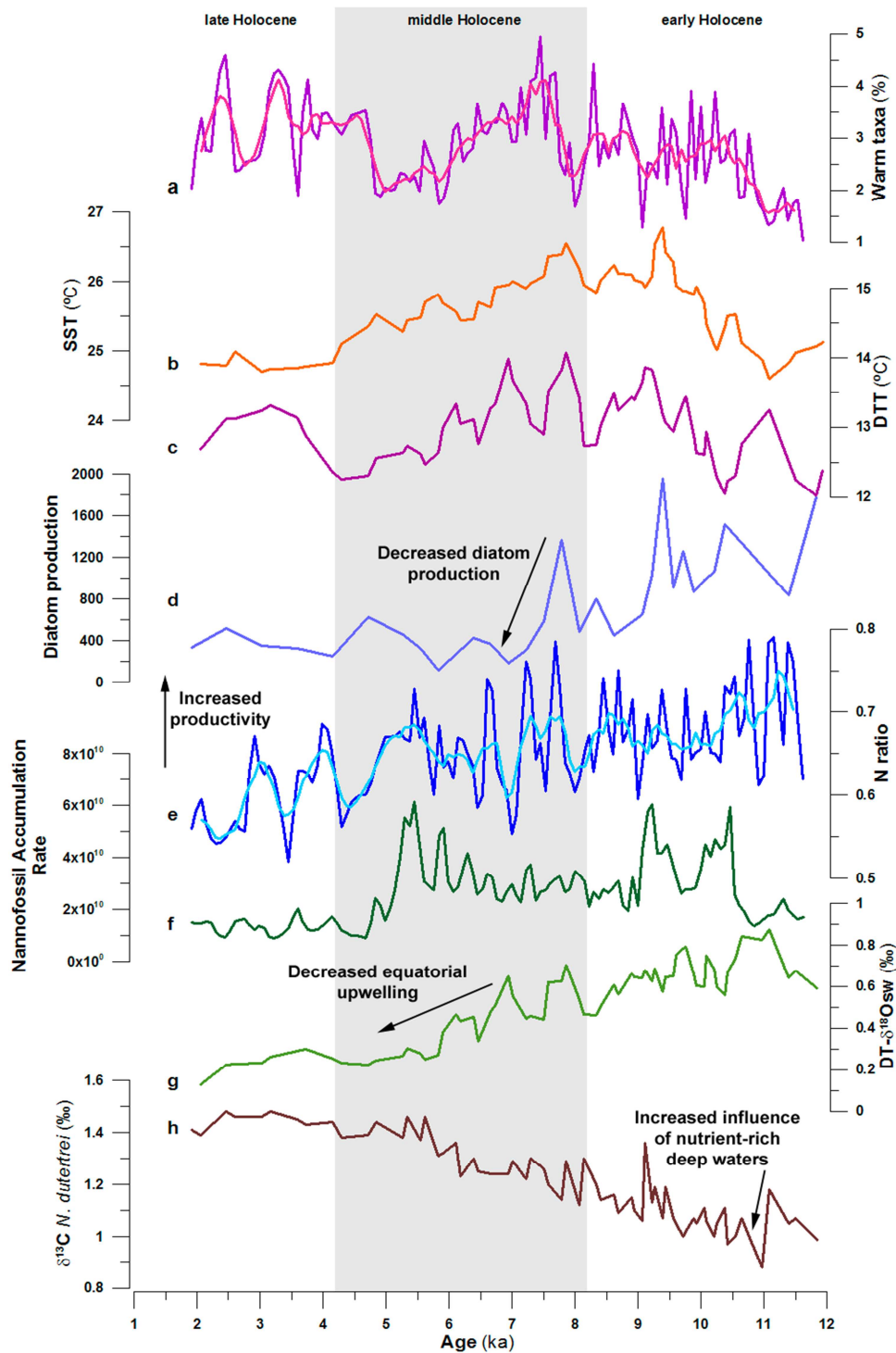


Figure 4.4. Comparison of paleoproductivity proxies and paleotemperature data for ODP Site 1240. (a) Relative abundance of warm taxa of coccolithophores (*Umbicosphaera* spp., *Calciosolenia* sp., *Rhabdosphaera clavigera* and *Umbellosphaera* spp.). Pink line represents a smoothing of 5 points; (b) sea surface temperature (SST) and (c) deep thermocline temperature (DTT) reconstructed from the Mg/Ca ratio in *Globigerinoides ruber* and *Neogloboquadrina dutertrei*, respectively (Pena *et al.*, 2008); (d) Marine biomarker Brassicasterol record, as an indicator of the diatom production (Calvo *et al.*, 2011); (e) N ratio: $N = [(G. oceanica + small\ placoliths)/(G. oceanica + small\ placoliths + F. profunda + Oolithotus\ sp.)]$. Light blue represents the smoothing of 5 points; (f) Coccolithophore accumulation rate (Nannofossil Accumulation Rate); (g) Deep thermocline sea water $\delta^{18}O$ reconstruction (DT- $\delta^{18}O_{sw}$) based on measurements on *N. dutertrei* (Pena *et al.*, 2008); and (h) $\delta^{13}C$ values from *N. dutertrei* (Pena *et al.*, 2008). Holocene subdivisions were taken from Walker *et al.* (2012).

4.6.1. Productivity changes in the EEP during the Holocene

Productivity in the EEP is mainly controlled by the ENSO dynamics, and this in turn controls the assemblage of primary producers (such as coccolithophores). Our coccolithophore records afford an average of the productivity (and coccolithophore production) for the Holocene. Taking into account the temporal resolution, our records represent a recurrence of events of high or low productivity for about 70 years (0.07 ka). Thus, these proxies provide information about the recurrence of El Niño-like or La Niña-like dominant conditions during the Holocene.

Productivity followed a downward trend along the Holocene (Fig. 4.4e). During the early Holocene, high productivity conditions prevailed in the EEP, with a progressive decrease up to 8.2 ka. Between 8.2 and 8 ka a sharp drop in productivity occurred, followed by fluctuations in the first half of the middle Holocene. Intervals with low productivity are observed around 7 and 6.5 ka, but high productivity conditions prevailed during the middle Holocene, up to 5.5 - 5 ka. A sharp change occurred between 5.5 and 5 ka towards dominant low-productivity conditions, with a higher stratification in the water column, as suggested by the increase in the relative abundance of OC (Fig. 4.3a) and WT (Fig. 4.4a). After 4.2 ka, a clear alternation of high productivity (4.2 - 3.6 and 3.3 - 2.7 ka) and low productivity (3.6 - 3.3 and 2.7 - 1.9 ka) is observed.

4.6.2. Productivity vs. coccolithophore production

High productivity intervals do not always coincide with a high coccolithophore production, as suggested by the discrepancies between the N ratio and the NAR records (Fig. 4.4e and 4.4f). Between 11.7 and 10.5 ka, during a high productivity interval, we recorded a low production of coccolithophores. Something similar occurred between 9 and 5.5 ka; whereas a progressive fall is observed in the productivity, a gradual rise in coccolithophore production is recorded. This is probably due to changes in the water column, discussed later in this section, and some competition of coccolithophores with other groups of phytoplankton (e.g. diatoms, which respond quickly to changes in nutrient availability) in occupy the top of the water column of the EEP, which is usually strongly enriched in nutrients.

4.6.3. Equatorial upwelling and ENSO variability

Changes in the productivity of the EEP during the Holocene likely responded to rises or falls in EUC activity, since the top of this current feeds the equatorial upwelling. High-productivity conditions may be related to a greater input of nutrients as a result of higher activity of the upwelling of EUC waters, while low productivity conditions may respond to a weakening of this upwelling. This is in agreement with the findings of Pena *et al.* (2008), in which the authors used a deep-thermocline sea water $\delta^{18}\text{O}$ (DT- $\delta^{18}\text{O}$) reconstruction (Fig. 4.4g) as a proxy for salinity changes in deep-thermocline sea waters and upwelling intensity (Calvo *et al.*, 2011; Pena *et al.*, 2008). The EUC is characterized by high-salinity waters (Lukas, 1986), and hence high values in DT- $\delta^{18}\text{O}$ indicate the presence of saline waters in the thermocline, associated with an intensification of the upwelling of EUC waters (Calvo *et al.*, 2011; Pena *et al.*, 2008). Taking into account the differences in the temporal resolution, high values in N ratio coincide with high values in DT- $\delta^{18}\text{O}$. In high-productivity conditions, nutrient availability increases in the upper and lower photic zones and hence productivity is increased in both areas, as suggested by the NAR of HPC and OC, which vary in parallel (Fig. 4.3b and 4.3d).

Thus, high productivity conditions such as those occurring during the early Holocene and most of the middle Holocene were probably due to the presence of enhanced Trade Winds, allowing the upwelling of subsurface nutrients-rich waters from the EUC and the arrival of waters from the Southern Ocean, which would have promoted a shallow nutricline. This scenario is similar to dominant La Niña conditions, with a shallow nutricline (Philander, 1995) and a huge increase in primary production (Behrenfeld *et al.*, 2001). Alternatively, a decrease in the intensity of the Trade Winds would prevent the arrival of nutrient-rich waters from the EUC and the Southern Ocean, due to a higher stratification. In this context, nutrient availability drops considerably, as occurs during El Niño events, with an increased stratification in the water column (Philander, 1995) and a sharp decrease in the nutrient supply to the euphotic zone (Barber and Chavez, 1986).

In light of this, our data suggest the presence of prevailing La Niña-like conditions during the early and middle Holocene, although some intervals with a

marked decrease in productivity (between 8.2 and 8 ka and around 7 and 6.5 ka) may have been due to the presence of dominant El Niño-like conditions. A shift toward prevailing El Niño-like conditions is observed at around 5 ka, with a strong decrease in productivity in the EEP between 5 and 4.3 ka. For the late Holocene, an alternation between El Niño-like (3.6 - 3.3 and 2.7 - 1.9 ka) and La Niña-like (4.2 - 2.3 and 3.6 - 2.7 ka) dominant conditions is suggested, with a clear trend towards prevailing El Niño-like conditions during the late Holocene upwards. This is consistent with the Paleo-ENSO index established by Moy *et al.* (2002), which represents the number of ENSO warm events observed in the sedimentary records in Pallcacocha lake (Southern Ecuador) (Fig. 4.5e). An intensification of the number of warm ENSO events is observed around 5 ka, followed by some periods with a frequent occurrence of El Niño events (Moy *et al.*, 2002).

In a similar way with the ENSO dynamics, the position of the ITCZ varies. A reconstruction of the ITCZ mean position was proposed by Haug *et al.* (2001), based on the titanium content at ODP Site 1002 on the northern shelf of Venezuela (Fig. 4.5a) as an indicator of precipitation in the north of South America (Haug *et al.*, 2001). During the early Holocene, Ti content showed a gradual increase until 10.5 ka, and between 10.5 and 5.4 ka, the Holocene “thermal maximum”, the Cariaco basin showed wetter conditions, associated with a more northerly mean annual position of the ITCZ (Haug *et al.*, 2001). The wind field became divergent in the east while remaining convergent in the west. This would have intensified the east-west asymmetry in oceanic and atmospheric heating and would have promoted an intensification of the Trade Winds and established dominant La Niña-like conditions in the EEP (Clement *et al.*, 1999), with an increase in primary production (Behrenfeld *et al.*, 2001) relative to the late Holocene. However, our records suggest the establishment of dominant La Niña-like conditions already in the early Holocene, as well as the Paleo-Enso record of Moy *et al.* (2002), which showed a lower recurrence of El Niño events (Fig. 4.5e). Alternatively, the Ti content suggested a southward position of the ITCZ during the early Holocene. After the Holocene “thermal maximum”, a southward migration of the ITCZ (Haug *et al.*, 2001) and an intensification of the number of warm ENSO events (Moy *et al.*, 2002) are observed (~ 5 ka), coinciding with a strong decrease in productivity and coccolithophore production (Fig. 4.4e and 4.4f). In the late Holocene, the Ti percentage record showed marked variations, suggesting large century-scale variations in

precipitation that may have been a result of ITCZ migration (Haug *et al.*, 2001). These variations in Ti content are similar to the variations recorded for ODP Site 1240 productivity, which supports the idea of an alternation of El Niño-like and La Niña-like dominant conditions. El Niño-like events are characterized by a mean southward shift of the ITCZ in the EEP (Fedorov and Philander, 2000; Haug *et al.*, 2001), a weakening or reversal of the Trade Winds and a marked stratification in the water column (Philander, 1995).

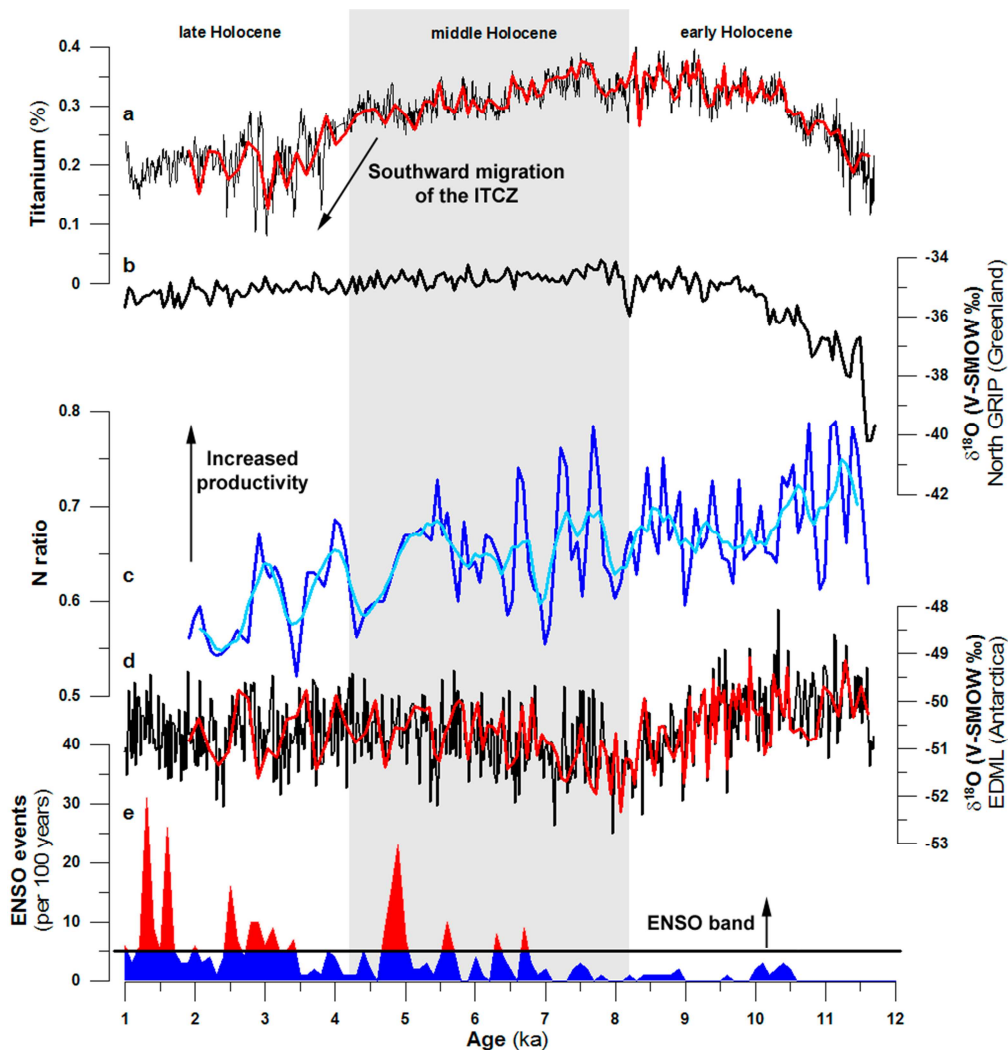


Figure 4.5. (a) Titanium content in the Cariaco basin (Haug *et al.*, 2001). Red line represents the interpolated values regarding the age of the samples of this study; (b) Greenland ice core $\delta^{18}\text{O}$ record from North GRIP (NGRIP, 2004); (c) N ratio: $N = [(G. oceanica + \text{small placoliths}) / (G. oceanica + \text{small placoliths} + F. profunda + \text{Oolithotus sp.})]$. Light blue represents the smoothing of 5 points; (d) Antarctic ice core $\delta^{18}\text{O}$ record from EDML (EPICA, 2006). The red line represents the interpolated values with respect to the age of the samples of this study; and (e) number of warm ENSO events per 100 years, reconstructed from Pallacocha lake sediments (Moy *et al.*, 2002). Holocene subdivisions were taken from Walker *et al.* (2012).

4.6.4. The Southern Ocean input

We observed a parallelism between the N ratio and $\delta^{18}\text{O}$ record from the EDML ice core (Antarctica), especially during the middle Holocene (Fig. 4.5c and 4.5d). However, no correspondence is seen on observing the $\delta^{18}\text{O}$ record from North GRIP ice core (Greenland) (Fig. 4.5c and 4.5b), although the decline in productivity observed around 8.2 ka may be associated with the 8.2 ka cooling event in high northern hemisphere latitudes (Barber *et al.*, 1999), related to a weaker thermohaline circulation. This parallelism suggests a relationship between productivity in the EEP and Southern Hemisphere (SH) ocean dynamics, with a higher productivity coinciding with the cold events in the Southern Hemisphere high latitudes.

The influence of the Southern Ocean on the EEP can be related to different water masses. The Peru Current system is the main route for nutrient exchange from high to low latitudes in the South Pacific via surface waters (Strub *et al.*, 1998). Regarding intermediate waters, the SAMW represents one of the most important sources of nutrients that upwelled in the equatorial thermocline (Sarmiento *et al.*, 2004) and was also an important source of silica (Crosta *et al.*, 2007). The Silicic Acid Leakage Hypothesis (SALH) suggests a shift in phytoplankton assemblages from coccolithophores to diatoms as a result of an increased $\text{Si}(\text{OH})_4$ supply from the Southern Ocean via the SAMW (Brzezinski *et al.*, 2002; Matsumoto *et al.*, 2002). This may explain the discrepancies between the paleoproductivity and the coccolithophore production signals for some periods of the early and middle Holocene (11.7 - 10.5 and 9 - 5.5 ka).

Neogloboquadrina dutertrei $\delta^{13}\text{C}$ record (Fig. 4.4h), can be used as indicator of the influence of the Southern Ocean Intermediate Waters (SOIW) in the nutricline of the EEP. Lower values in this record, observed in most of the early Holocene reflect an advection of nutrient-rich and low $\delta^{13}\text{C}$ signal waters from aged circumpolar deep waters within the SAMW source region (Calvo *et al.*, 2011; Pena *et al.*, 2008; Spero and Lea, 2002), with a high silica content, which would favour diatoms over coccolithophores in the EEP. The progressive increase in coccolithophores production during most of the middle Holocene coincides with a progressive decrease in the presence of aged waters with a sub-Antarctic origin, as suggested by the gradual rise of

$\delta^{13}\text{C}$ (Calvo *et al.* 2011; Pena *et al.*, 2008) (Fig.4.4e and 4.4h). Although the resolution of the records is very different, generally this increase in coccolithophores production coincide with a gradual decrease in the diatom production, as suggest the marine biomarker brassicasterol record, elaborated by Calvo *et al.* (2011) (Fig. 4.4d).

4.6.5. Paleotemperature shifts

The WT record showed a similar pattern to the paleotemperature reconstruction for ODP Site 1240 elaborated by Pena *et al.* (2008), except during the late Holocene (Fig. 4.4a, 4.4b and 4.4c). These paleotemperature data were reconstructed from the Mg/Ca ratio in the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber*, as an indicator of sea surface temperatures (SST, Fig. 4.4b), and *Neogloboquadrina dutertrei*, as an indicator of deep thermocline temperatures (DTT, Fig. 4.4c) (Pena *et al.*, 2008). The different temporal resolution and the fact that the WT can record oligotrophic moments without causing any major changes in SST may explain these discrepancies.

Most of the fluctuations in the WT match the main fluctuations in the productivity records (Fig. 4.4a and 4.4e). This supports the assumption of an alternation between El Niño-like and La Niña-like dominant conditions, especially from 5 ka upwards. El Niño conditions are characterized by an increased stratification in the water column, a general warming of surface waters (Fiedler, 2002; Philander, 1995; Wang and Fiedler, 2006), and a decrease in the nutrient supply (Barber and Chavez, 1986), while during La Niña conditions a decrease in sea surface temperatures occurs and a shallow nutricline is present in the EEP (McPhaden, 1999; Philander, 1995), resulting in a huge increase in primary production (Behrenfeld *et al.*, 2001).

4.6.6. Interoceanic teleconnections

A similar productivity pattern is observed in the Oman Margin (Bassinot *et al.*, 2011), where a gradual decrease in productivity is recorded along the Holocene, related to enhanced summer monsoon winds at the beginning of the Holocene (Bassinot *et al.*, 2011). In the northwest of Africa, Zarriess and Mackensen (2010) reported high productivity conditions associated with an intensification of the African monsoon

between 9.8 and 7 ka (Tjallingii *et al.*, 2008; Zariess and Mackensen, 2010). An intense continental drying occurred in Africa around 4 ka, associated with decreasing SST in the tropical Atlantic, which promoted the termination of enhanced monsoonal wetness in central Africa and the expansion of present day aridity (Gasse, 2000; Haug *et al.*, 2001).

In the Southern Ocean, Saavedra-Pellitero *et al.* (2011) observed a general lowering of the NAR offshore Chile (41°S) during the Holocene Climate Optimum (~12 - 8 ka). They associated this reduction in coccolithophore production with a reduction in the nutrient supply, which would mainly correspond to the maximum poleward shift of the atmospheric and oceanic systems (Saavedra-Pellitero *et al.*, 2011). For the early Holocene Climate Optimum, they interpreted weak coastal upwelling conditions, with a temporary enrichment in nutrients, associated with a southward movement of the Antarctic Circumpolar Water (Saavedra-Pellitero *et al.*, 2011).

4.7. Conclusions

Our data offer a high-resolution signal of the productivity and coccolithophore production in the EEP during the Holocene, and hence coccolithophores can be considered a good indicator of productivity. These phenomena, productivity and coccolithophore production, are controlled by the ENSO dynamics, the upwelling of nutrient-rich waters from the EUC, and by the advection of nutrient-rich waters from the Southern Ocean. Thus, Southern Hemisphere dynamics has played a crucial role in controlling productivity in the tropical Pacific during the Holocene, as suggested by the agreement between our productivity records and the Antarctic ice-core record.. Dominant La Niña-like conditions prevailed during the early Holocene, with a high primary productivity related to the presence of strong Trade Winds and a shallow nutricline in the EEP, an intensification of the upwelling of EUC waters, and the arrival of nutrient-rich waters from the Southern Ocean. La Niña-like conditions prevailed during the middle Holocene, although some events (between 8.2 and 8 ka and around 7 and 6.5 ka) indicate the presence of dominant El Niño-like conditions. A strong shift to dominant El Niño-like conditions occurred around 5 ka, with a strong decrease in productivity and coccolithophore production. A clear alternation between dominant El

Niño-like and La Niña-like conditions is observed during the late Holocene, with a tendency toward dominant El Niño-like conditions during the late Holocene upwards, with a sharp drop in productivity associated with a sinking of the nutricline due to an increased stratification in the water column as a result of weakened Trade Winds.

Aknowledgments. This study has been funded by a grant provided by the University of Salamanca, and the Spanish *Ministerio de Ciencia e Innovación* CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067, PASUR CGL2009-08651, CONSOLIDER-GRACCIE VACLIDOP339 and MINECO CTM2012-38248 projects. The authors thanks IODP for the material supplied as well as Karl-Heinz Baumann and Mariem Saavedra-Pellitero for their suggestions and their invaluable help in the SEM work. Thanks are also due to to Isabel Cacho, Eva Calvo and Leopoldo Pena for the geochemical data supplied.

References

- Álvarez-García, C., J. A. Flores, F. J. Sierro, and M.-C. A. (2010), Long-term upwelling evolution in tropical and equatorial Pacific during the last 800 kyr as revealed by coccolithophore assemblages, *Geobios*, 43, 123-130, doi: 10.1016/j.geobios.2009.07.001.
- Amore, F. O., J. A. Flores, A. H. L. Voelker, S. M. Lebreiro, E. Palumbo and F. J. Sierro (2012), A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects, *Marine Micropaleontology*, 90-91, 44-59, doi: 10.1016/j.marmicro.2012.03.006.
- Andrulleit, H. (1996), A filtration technique for quantitative studies of coccoliths, *Micropaleontology*, 42(4), 403-406, doi: 10.2307/1485964.
- Barber, D. C., A. Dyke, C. Hillaire-Marcel, A. E. Jennings, J. T. Andrews, M. W. Kerwin, G. Bilodeau, R. McNeely, J. Southon, M. D. Morehead, and J. M. Gagnon (1999), Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes, *Nature*, 400(6742), 344-348, doi: 10.1038/22504.
- Barber, R. T., and R. L. Smith (1981), Coastal upwelling ecosystems, in *Analysis of Marine Ecosystems*, edited by A. Longhurst, pp. 31-68, Academic Press, New York.
- Barber, R. T., and F. P. Chavez (1983), Biological consequences of El-Niño, *Science*, 222(4629), 1203-1210, doi: 10.1126/science.222.4629.1203.
- Barber, R. T., and F. P. Chavez (1986), Ocean variability in relation to living resources during the 1982-83 El Niño, *Nature*, 319, 279-285, doi: 10.1038/319279a0.
- Bassinot, F. C., C. Marzin, P. Braconnot, O. Marti, E. Mathien-Blard, F. Lombard, and L. Bopp (2011), Holocene evolution of summer winds and marine productivity in the tropical Indian Ocean in response to insolation forcing: data-model comparison, *Climate of the Past*, 7(3), 815-829, doi: 10.5194/cp-7-815-2011.
- Baumann, K.-H., and T. Freitag (2004), Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages, *Marine Micropaleontology*, 52(1-4), 195-215, doi: 10.1016/j.marmicro.2004.04.011

- Beaufort, L., T. de Garidel-Thoron, A. C. Mix, and N. G. Pias (2001), ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene, *Science*, 293(5539), 2440-2444, doi: 10.1126/science.293.5539.2440.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F. y Labeyrie, L. (1997), Insolation cycles as major control of Equatorial Indian Ocean primary production, *Science*, 278, 1451-1454, doi: 10.1126/science.278.5342.1451.
- Behrenfeld, M. J., J. T. Randerson, C. R. McClain, G. C. Feldman, S. O. Los, C. J. Tucker, P. G. Falkowski, C. B. Field, R. Frouin, W. E. Esaias, D. D. Kolber, and N. H. Pollack (2001), Biospheric primary production during an ENSO transition, *Science*, 291(5513), 2594-2597, doi: 10.1126/science.1055071.
- Boeckel, B., and K.-H. Baumann (2004), Distribution of coccoliths in surface sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution, *Marine Micropaleontology*, 51(3-4), 301-320, doi: 10.1016/j.marmicro.2004.01.001.
- Boeckel, B., K.-H. Baumann, R. Henrich, and H. Kinkel (2006), Coccolith distribution patterns in South Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(6), 1073-1099, doi: 10.1016/j.dsr.2005.11.006.
- Bollmann, J., K. H. Baumann, and H. R. Thierstein (1998), Global dominance of Gephyrocapsa coccoliths in the late Pleistocene: Selective dissolution, evolution, or global environmental change, *Paleoceanography*, 13(5), 517-529, doi: 10.1029/98PA00610.
- Brand, L. E. (1994), Physiological ecology of marine coccolithophores, in *Coccolithophores*, edited by A. y. S. Winter, W., pp. 39– 49., Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Brzezinski, M. A., C. J. Pride, V. M. Franck, D. M. Sigman, J. L. Sarmiento, K. Matsumoto, N. Gruber, G. H. Rau, and K. H. Coale (2002), A switch from Si(OH)(4) to NO₃⁻ depletion in the glacial Southern Ocean, *Geophysical Research Letters*, 29(12), doi: 10.1029/2001GL014349.
- Calvo, E., C. Pelejero, L. D. Pena, I. Cacho, and G. A. Logan (2011), Eastern Equatorial Pacific productivity and related-CO₂ changes since the last glacial period, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(14), 5537-5541, doi: 10.1073/pnas.1009761108.
- Cane, M. A. (1998), Climate change - A role for the tropical Pacific, *Science*, 282(5386), 59-61, doi: 10.1126/science.282.5386.59.
- Clement, A. C., R. Seager, and M. A. Cane (1999), Orbital controls on the El Nino/Southern Oscillation and the tropical climate, *Paleoceanography*, 14(4), 441-456, doi: 10.1029/1999PA900013.
- Crosta, X., C. Beucher, K. Pahnke, and M. A. Brzezinski (2007), Silicic acid leakage from the Southern Ocean: Opposing effects of nutrient uptake and oceanic circulation, *Geophysical Research Letters*, 34(13), doi: 10.1029/2006gl029083.
- Chavez, F. P., and R. T. Barber (1987), An estimate of new production in the equatorial Pacific, *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers*, 34(7), 1229-1243, doi: 10.1016/0198-0149(87)90073-2.
- Dennison, J. M., and W. W. Hay (1967), Estimating the needed sampling area for subaquatic ecological studies, *Journal of Paleontology*, 4 (3), 706-708.
- Deser, C., and J. M. Wallace (1990), Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific, *Journal of Climate*, 3(11), 1254-1281, doi: 10.1175/1520-0442(1990)003<1254:lsacfo>2.0.co;2.

- Dittert, N., K. H. Baumann, T. Bickert, R. Henrich, H. Kinkel, and H. Meggers (1999), Carbonate dissolution in the Deep-Sea: Methods, Quantification and Paleoceanographic Application, in *Proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*, edited by G. Fischer and G. Wefer, pp. 255-284, Springer, Berlin.
- EPICA, c. m. (2006), One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444(7116), 195-198, doi: 10.1038/nature05301.
- Fatela, F., and R. Taborda (2002), Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages, *Marine Micropaleontology*, 45(2), 169-174, doi: 10.1016/S0377-8398(02)00021-X.
- Fedorov, A. V., and S. G. Philander (2000), Is El Niño changing?, *Science*, 288(5473), 1997-2002, doi: 10.1126/science.288.5473.1997.
- Feldman, G., D. Clark, and D. Halpern (1984), Satellite color observations of the phytoplankton distribution in the Eastern Equatorial Pacific during the 1982-1983 El Niño., *Science*, 226(4678), 1069-1071, doi: 10.1126/science.226.4678.1069.
- Fiedler, P. C. (2002), Environmental change in the eastern tropical Pacific Ocean: review of ENSO and decadal variability, *Marine Ecology-Progress Series*, 244, 265-283, doi: 10.3354/meps244265.
- Fiedler, P. C., and L. D. Talley (2006), Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69(2-4), 143-180, doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.008.
- Flores, J.-A., and M. Marino (2002), Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of the Southern Ocean), *Marine Micropaleontology*, 45(3-4), 191-224, doi: 10.1016/S0377-8398(02)00030-0.
- Flores, J.-A., M. Marino, F. J. Sierro, D. A. Hodell, and C. D. Charles (2003), Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP Site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): paleoceanographic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(3-4), 409-426, doi: 10.1016/s0031-0182(03)00467-x.
- Flores, J. A., and F. J. Sierro (1997), Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates, *Micropaleontology*, 43(3), 321-324.
- Flores, J. A., R. Gersonde, and F. J. Sierro (1999), Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record, *Marine Micropaleontology*, 37, 1-22, doi: 10.1016/S0377-8398(99)00012-2.
- Flores, J. A., M. A. Bárcena, and F. J. Sierro (2000), Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(3-4), 459-478, doi: 10.1016/S0031-0182(00)00099-7.
- Gasse, F. (2000), Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, 19, 189-211, doi: 10.1016/S0277-3791(99)00061-X.
- Giraudeau, J. (1992), Distribution of Recent nannofossils beneath the Benguela system: Southwest African continental margin, *Marine Geology*, 108(2), 219-237, doi: 10.1016/0025-3227(92)90174-G.
- Haidar, A. T., and H. R. Thierstein (2001), Coccolithophore dynamics off Bermuda (N. Atlantic), *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 48(8-9), 1925-1956, doi: 10.1016/S0967-0645(00)00169-7.
- Hartin, C. A., R. A. Fine, B. M. Sloyan, L. D. Talley, T. K. Chereskin, and J. Happell (2011), Formation rates of Subantarctic mode water and Antarctic intermediate

- water within the South Pacific, *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 58(5), 524-534, doi: 10.1016/j.dsr.2011.02.010.
- Haug, G. H., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson, and U. Röhl (2001), Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene, *Science*, 293(5533), 1304-1308, doi: 10.1126/science.1059725.
- Hughen, K. A., M. G. L. Baillie, E. Bard, J. W. Beck, C. J. H. Bertrand, P. G. Blackwell, C. E. Buck, G. S. Burr, K. B. Cutler, P. E. Damon, R. L. Edwards, R. G. Fairbanks, M. Friedrich, T. P. Guilderson, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C. B. Ramsey, P. J. Reimer, R. W. Reimer, S. Remmele, J. R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F. W. Taylor, J. van der Plicht, and C. E. Weyhenmeyer (2004), Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP, *Radiocarbon*, 46(3), 1059-1086.
- Huyer, A., M. Knoll, T. Paluszkiwicz, and R. L. Smith (1991), The Peru undercurrent: A study in variability, *Deep Sea Research*, 38 (1), 247-271, doi: 10.1016/S0198-0149(12)80012-4.
- Kessler, W. S. (2006), The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69(2-4), 181-217, doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.009.
- 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, doi: 10.1016/0077-7579(89)90131-2.
- Knauss, J. A. (1966), Further measurements and observations of the Cromwell current, *J. Marine Research*, 24, 205-240.
- Lau, N. C. (1997), Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1-13, doi: 10.1175/1520-0477(1997)078<0021:IBGSAA>2.0.CO;2.
- Liu, Z., and Y. Yang (2003), Extratropical control of tropical climate, the atmospheric bridge and oceanic tunnel, *Geophysical Research Letters*, 3010, doi: 10.1029/2002GL016492.
- López-Otálvaro, G. E., J. A. Flores, F. J. Sierro, and I. Cacho (2008), Variations in coccolithophorid production in the Eastern Equatorial Pacific at ODP site 1240 over the last seven glacial-interglacial cycles, *Marine Micropaleontology*, 69, 52-69, doi: 10.1016/j.marmicro.2007.11.009.
- López-Otálvaro, G. E., J. A. Flores, F. J. Sierro, I. Cacho, J. O. Grimalt, E. Michel, E. Cortijo and L. Labeyrie (2009), Late Pleistocene paleoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton, *eEarth*, 4, 1-13, doi: 10.5194/ee-4-1-2009.
- Lukas, R. (1986), The termination of the Equatorial Undercurrent in the eastern Pacific, *Progress In Oceanography*, 16(2), 63-90, doi: 10.1016/0079-6611(86)90007-8.
- Matsumoto, K., J. L. Sarmiento, and M. A. Brzezinski (2002), Silicic acid leakage from the Southern Ocean: A possible explanation for glacial atmospheric pCO₂, *Global Biogeochemical Cycles*, 16(3)1031, doi: 10.1029/2001gb001442.
- McIntyre, A., and A. W. H. Bé (1967), Modern coccolithophoridae of the Atlantic Ocean I. Placoliths and cyrtoliths, *Deep Sea Research*, 14, 561 - 579.
- McPhaden, M. J. (1999), Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño., *Science*, 283 (5404), 950-954, doi: 10.1126/science.283.5404.950.
- McPhaden, M. J., S. E. Zebiak, and M. H. Glantz (2006), ENSO as an integrating concept in Earth science, *Science*, 314(5806), 1740-1745, doi: 10.1126/science.1132588.
- Mix, A. C., R. Tiedemann, P. Blum, Fatima F. Abrantes, Heather Benway, Isabel Cacho-Lascorz, Min-Te Chen, Margaret L. Delaney, José-Abel Flores, Liviu

- Giosan, Ann E. Holbourn, Tomohisa Irino, Masao Iwai, Leah H. Joseph, Helga F. Kleiven, Frank Lamy, Steven P. Lund, Philippe Martinez, Jerry F. McManus, Ulysses S. Ninnemann, Nicklas G. Pisias, Rebecca S. Robinson, Joseph S. Stoner, Arne Sturm, Michael W. Wara, and W. Wei (Eds.) (2003), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Southeast Pacific paleoceanographic transects, Initial Reports, 202: College Station TX (ODP)*, 145 pp.
- Molfinio, B., McIntyre, A. (1990), Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic, *Science*, 249, 766–769, doi: 10.1126/science.249.4970.766.
- Moy, C. M., G. O. Seltzer, D. T. Rodbell, and D. M. Anderson (2002), Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch, *Nature*, 420(6912), 162-165, doi: 10.1038/nature01194.
- Murray, J. W., R. T. Barber, M. R. Roman, M. P. Bacon, and R. A. Feely (1994), Physical and biological-controls on carbon cycling in the Equatorial Pacific, *Science*, 266(5182), 58-65, doi: 10.1126/science.266.5182.58.
- Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F. F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S. E. Zebiak (1998), ENSO theory, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 103(C7), 14261-14290, doi: 10.1029/97JC03424.
- NGRIP, P. M. (2004), High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period., *Nature*, 431, 147-151, doi: 10.1038/nature02805.
- Okada, H., and S. Honjo (1973), The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific, *Deep-Sea Research* 20, 355-374.
- Okada, H., and A. McIntyre (1977), Modern Coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans, *Micropaleontology*, 23(1), 1-55.
- Okada, H., and A. McIntyre (1979), Seasonal distribution of modern coccolithophores in the western North Atlantic Ocean, *Marine Biology*, 54(4), 319-328.
- Okada, H., and P. Wells (1997), Late Quaternary nannofossil indicators of climate change in two deep-sea cores associated with the Leeuwin Current off Western Australia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131, 413-432, doi: 10.1016/S0031-0182(97)00014-X.
- Pena, L. D., E. Calvo, I. Cacho, S. Eggins, and C. Pelejero (2005), Identification and removal of Mn-Mg-rich contaminant phases on foraminiferal tests: Implications for Mg/Ca past temperature reconstructions, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6(9), doi: 10.1029/2005GC000930.
- Pena, L. D., I. Cacho, P. Ferretti, and M. A. Hall (2008), El Niño-Southern Oscillation-like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections, *Paleoceanography*, 23(3)Pa3101, doi: 10.1029/2008pa001620.
- Pennington, J. T., K. L. Mahoney, V. S. Kuwahara, D. D. Kolber, R. Calienes, and F. P. Chavez (2006), Primary production in the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69(2-4), 285-317, doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.012.
- Philander, G. (1995), El Niño and La Niña, in *Oceanography: Contemporary Readings in Ocean Sciences*, edited by R. G. Pire, pp. 72-87, Oxford Univ. Press, Oxford, U.K.
- Pichevin, L. E., B. C. Reynolds, R. S. Ganeshram, I. Cacho, L. Pena, K. Keefe, and R. M. Ellam (2009), Enhanced carbon pump inferred from relaxation of nutrient limitation in the glacial ocean, *Nature*, 459(7250), 1114-U1198, doi: 10.1038/nature08101.
- Robinson, R. S., P. Martinez, L. D. Pena, and I. Cacho (2009), Nitrogen isotopic evidence for deglacial changes in nutrient supply in the eastern equatorial Pacific, *Paleoceanography*, 24, doi:10.1029/2008PA001702, 2009.

- Roth, P., and H. Thierstein (1972), Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project., in *Initial Reports DSDP 14*, edited by D. E. Hayes, et al., U.S. Govt. Printing Office, Washington.
- Roth, P. H. (1994), Distribution of coccoliths in ocean sediments, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter and W. G. Siesser, pp. 199 - 218, Cambridge University Press, Cambridge
- Saavedra-Pellitero, M., J. A. Flores, F. Lamy, F. J. Sierro, and A. Cortina (2011), Coccolithophore estimates of paleotemperature and paleoproductivity changes in the southeast Pacific over the past similar to 27 kyr, *Paleoceanography*, 26Pa1201, doi: 10.1029/2009pa001824.
- Sarmiento, J. L., N. Gruber, M. A. Brzezinski, and J. P. Dunne (2004), High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity, *Nature*, 427(6969), 56-60, doi: 10.1038/nature02127.
- Sloyan, B. M., L. D. Talley, T. K. Chereskin, R. Fine, and J. Holte (2010), Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water Formation in the Southeast Pacific: The Role of Turbulent Mixing, *Journal of Physical Oceanography*, 40(7), 1558-1574, doi: 10.1175/2010jpo4114.1.
- Spero, H. J., and D. W. Lea (2002), The cause of carbon isotope minimum events on glacial terminations, *Science*, 296, 522-525, doi: 10.1126/science.1069401.
- Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino, J. Rutllant, and S. Salinas (1998), Coastal ocean circulation off Western South America, in *The Global Coastal Ocean. Regional Studies and Syntheses*, edited by E. R. Robinson and K.H. Brink, pp. 273-315, Wiley.
- Stuiver, M., and P. J. Reimer (1993), Extended C-14 data-base and revised Calib 3.0 C-14 Age Calibration Program, *Radiocarbon*, 35(1), 215-230.
- Talley, L. D. (1993), Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water, *Journal of Physical Oceanography*, 23(3), 517-537, doi: 10.1175/1520-0485(1993)023<0517:dafonp>2.0.co;2.
- Tjallingii, R., M. Claussen, J. B. W. Stuut, J. Fohlmeister, A. Jahn, T. Bickert, F. Lamy, and U. Rohl (2008), Coherent high- and low-latitude control of the northwest African hydrological balance, *Nature Geoscience*, 1(10), 670-675, doi: 10.1038/ngeo289.
- Toggweiler, J. R., K. Dixon, and W. S. Broecker (1991), The Peru Upwelling and the Ventilation of the South Pacific Thermocline., *Geophysical Research*, 96, 20467-20497, doi: 10.1029/91JC02063.
- Tomczac, M., and J. S. Godfrey (2001), *Regional Oceanography: An Introduction*.
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N. C. Lau, and C. Ropelewski (1998), Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures, *Geophysical Research*, 103, 14291-14324, doi: 10.1029/97JC01444.
- Verleye, T. J., and S. Louwye (2010), Late Quaternary environmental changes and latitudinal shifts of the Antarctic Circumpolar Current as recorded by dinoflagellate cysts from offshore Chile (41°S), *Quaternary Science Reviews*, 29, 1025-1039, doi: 10.1016/j.quascirev.2010.01.009.
- Walker, M. J. C., M. Berkelhammer, S. Bjorck, L. C. Cwynar, D. A. Fisher, A. J. Long, J. J. Lowe, R. M. Newnham, S. O. Rasmussen, and H. Weiss (2012), Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on

- Stratigraphy), *Journal of Quaternary Science*, 27(7), 649-659, doi: 10.1002/jqs.2565.
- Wang, C., and P. C. Fiedler (2006), ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69 (2-4), 239-266, doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.004.
- Winter, A. (1985), Distribution of living coccolithophores in the California Current system, southern California borderland, *Marine Micropaleontology*, 9(5), 385-393, doi: 10.1016/0377-8398(85)90007-6.
- Winter, A., R. W. Jordan, and P. H. Roth (1994), Biogeography of living coccolithophores in ocean waters, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter and W. G. Siesser, pp. 161-178, Cambridge University Press, Cambridge.
- Wyrтки, K. (1981), An estimate of equatorial upwelling in the Pacific, *Journal of Physical Oceanography*, 11(9), 1205-1214, doi: 10.1175/1520-0485(1981)011<1205:AEOEUI>2.0.CO;2.
- Young, J. R. (1994), Functions of coccoliths, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter, Siesser, W. G., pp. 63-82, Cambridge University Press, Cambridge.
- Zarriess, M., and A. Mackensen (2010), The tropical rainbelt and productivity changes off northwest Africa: a 31,000-year high-resolution record, *Marine Micropaleontology*, 76(3-4), 76-91, doi: 10.1016/j.marmicro.2010.06.001.
- Ziveri, P., R. C. Thunell, and D. Rio (1995), Export production of coccolithophores in an upwelling region: results from San Pedro Basin, Southern California Borderlands, *Marine Micropaleontology*, 24, 335- 358, doi: 10.1016/0377-8398(94)00017-H.



CAPÍTULO 5

ARTÍCULO II

Coccolithophores in the eastern equatorial Pacific as indicators of the paleoproductivity and nutricline position during the last deglaciation and Holocene

E. Cabarcos^{1*}, M. Saavedra-Pellitero², J. A. Flores¹, K-H. Baumann² and F. J. Siirro¹

¹*Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plz. De la Merced s/n, Salamanca 37008, España*

²*Department of Geosciences, Universität Bremen, PO Box 330440, 28334 Bremen, Alemania*

**Corresponding author:*

Tel.: + 34 923 294 497

E-mail address: eloycabarcos@usal.es



**MARINE
MICROPALAEONTOLOGY**

To be submitted

5. Coccolithophores in the eastern equatorial Pacific as indicators of the paleoproductivity and nutricline position during the last deglaciation and Holocene

ABSTRACT: We provide high-resolution paleoproductivity data for the last 20 ka in the Eastern Equatorial Pacific (EEP). The coccolithophore assemblages in surface sediment samples from the EEP were studied in order to calibrate a transfer function, which was applied at ODP Site 1240 (Panama basin). A reconstruction of the mixed layer depth and chlorophyll concentrations was proposed. The mixed layer depth in the EEP is mostly controlled by the trade winds and the bottom of the mixed layer is often characterized by an abrupt change, and often determined the position of the nutricline. Therefore, the mixed layer depth and the nutricline position play a relevant role over the productivity in the EEP. A shallow nutricline prevailed during the last deglaciation caused by the presence of dominant La Niña-like conditions. An intense upwelling was present during this period, driven by strengthened trade winds over the EEP. A marked increase in the productivity was recorded coinciding in time with the north Atlantic cold events (Younger Dryas and Heinrich 1 event). A deepening of the mixed layer depth and nutricline was observed during the Holocene, especially during the middle Holocene. A clear trend to more dominant El Niño-like conditions was recorded during the late Holocene. A weakened equatorial upwelling was suggested during this period, related to a weakening of the trade winds over the EEP.

RESUMEN: Este estudio aporta registros de la productividad del Pacífico ecuatorial oriental (EEP) con una alta resolución temporal para los últimos 20 ka. Han sido analizadas las asociaciones de cocolitóforos en muestras superficiales del EEP, con el objetivo de calibrar una función de transferencia, la cual fue aplicada en el testigo ODP 1240 (Cuenca de Panamá). Como resultado, se propone una reconstrucción de la profundidad de la capa de mezcla y las concentraciones de clorofila. La profundidad de la capa de mezcla en el EEP está mayormente controlada por vientos alisios y el límite inferior de dicha capa de mezcla suele suponer un cambio abrupto que a menudo determina la posición de la nutriclina. Por lo tanto, la profundidad de la capa de mezcla y la nutriclina juegan un papel crucial sobre la productividad del EEP. Durante la última deglaciación prevaleció una nutriclina somera, debido a la presencia de condiciones La

Niña-like dominantes. Durante este período estuvo presente un intenso afloramiento, promovido por unos vientos alisios fortalecidos sobre el EEP. Coincidiendo con los eventos fríos del Atlántico Norte (Younger Dryas y evento Heinrich 1) se registró un marcado incremento de la productividad. Durante el Holoceno, especialmente durante el Holoceno medio, se observó una profundización de la nutriclina y de la profundidad de la capa de mezcla. En el Holoceno tardío se registró una clara tendencia hacia unas condiciones de El Niño-like dominantes. Este período estuvo caracterizado por un debilitamiento del afloramiento ecuatorial, relacionado con un debilitamiento de los vientos alisios sobre el EEP.

Keywords: Eastern Equatorial Pacific, El Niño-Southern Oscillation, Nutricline, Productivity, Transfer Function, Coccolithophores

5.1. Introduction

The eastern equatorial Pacific (EEP) represents one of the largest high-productivity areas in the world, associated with seasonal variations of the trade winds and with the interannual variability of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) system (Clement *et al.*, 1999; Fedorov and Philander, 2000; Philander, 1995). Different studies suggested that ENSO-like variability is sensitive to the orbital precession forcing over the tropics (Beaufort *et al.*, 2001; Clement *et al.*, 1999; Pena *et al.*, 2008), although there are many gaps about the evolution of ENSO-like dynamics during the last deglaciation. Wind dynamics, strongly related with the ENSO system, can displace surface waters which can cause changes in the position of the nutricline and in the position of the mixed layer depth. The nutricline depth exert a crucial role for the primary productivity (Barber and Smith, 1981; Barber and Chavez, 1983), so when a shallow nutricline is present, the high nutrient availability in the surface waters often causes a marked increase of the primary producers.

Transfer functions, using diatoms, radiolaria, planktonic foraminifera or coccolithophores, have been used with satisfactory results in order to reconstruct environmental parameters (productivity or temperature) in the Pacific Ocean (e.g. Abrantes *et al.*, 2007; Feldberg and Mix, 2002; Kucera *et al.*, 2005; Mix *et al.*, 1999; Morey *et al.*, 2005; Pisias *et al.*, 1997; Saavedra-Pellitero *et al.*, 2011). These works

demonstrated that this technique is a reliable tool for paleoceanographic reconstructions. Coccolithophores are one of the major primary producers in the ocean. Calcareous scales of coccolithophores (coccoliths) can be fossilized and preserved in the ocean sediments. Coccoliths constitute one of the major components of deep-ocean sediments and provide key floral signals for interpreting global changes in the geological record (Baumann *et al.*, 1999). Distribution of coccolithophores is controlled by environmental parameters, such as nutrients availability or temperature (Winter *et al.*, 1994), and hence the analysis of coccolithophores can be a useful tool for the reconstruction of these variables (Baumann and Freitag, 2004; Flores *et al.*, 2003; Flores *et al.*, 1999; Flores *et al.*, 2000; Giraudeau, 1992; Okada and Wells, 1997; Young, 1994).

In this work we calibrated a transfer function using modern coccolithophore census in the eastern tropical area of the Pacific Ocean, and applied at the Ocean Drilling Project (ODP) Site 1240. The present study represents a reconstruction of the nutricline position and the mixed layer depth, as well as the paleoproductivity in the EEP for the last deglaciation and the Holocene with a high temporal resolution record.

5.2. Oceanographic settings

One of the major currents in the Pacific Ocean is the Peru-Chile Current system, which represents the main route for the exchange of heat and nutrients from high to low latitudes in the Pacific Ocean (Strub *et al.*, 1998). This system is divided into one oceanic current (PC, Peru Current or Humboldt Current) and one coastal branch (PCC, Peru-Chile Current) (Fig. 5.1). In the opposite direction the Peru-Chile Countercurrent (PCCC) flows, with moderate surface temperatures (Huyer *et al.*, 1991). The southeast trade winds maintain the PC and promote the upwelling, which makes the EEP in highly productive area (Toggweiler *et al.*, 1991). The PC waters feed the South Equatorial Current (SEC), flowing westward driven by the prevailing winds in the region. The North Equatorial Countercurrent (NECC) represents the most important equatorial surface current with a net eastward flow (Tomczac and Godfrey, 2001), and this current is deflected to the north, feeding the Costa Rica Coastal Current (CRCC) and the North Equatorial Current (NEC). The Equatorial Undercurrent (EUC) flows eastward below the SEC. The EUC exert a crucial role controlling primary productivity in the region

(Murray *et al.*, 1994), as this current provides nutrient-rich waters to the equatorial upwelling. The bottom of the EUC continues eastward, feeding the Peruvian coastal upwelling (Toggweiler *et al.*, 1991) and the Peru Countercurrent (PUC), characterized by cool and high-salinity waters (Strub *et al.*, 1998; Wyrki, 1981). Equatorial and Peruvian upwelling areas can be seen in Fig. 5.2, characterized by a shallow nutricline and a shallow mixed layer depth (Fig. 5.2a), which determine a high net primary productivity (NPP) and high chlorophyll concentration (Fig. 5.2b and 5.2c), and the presence of fresh water (Fig. 5.2d).

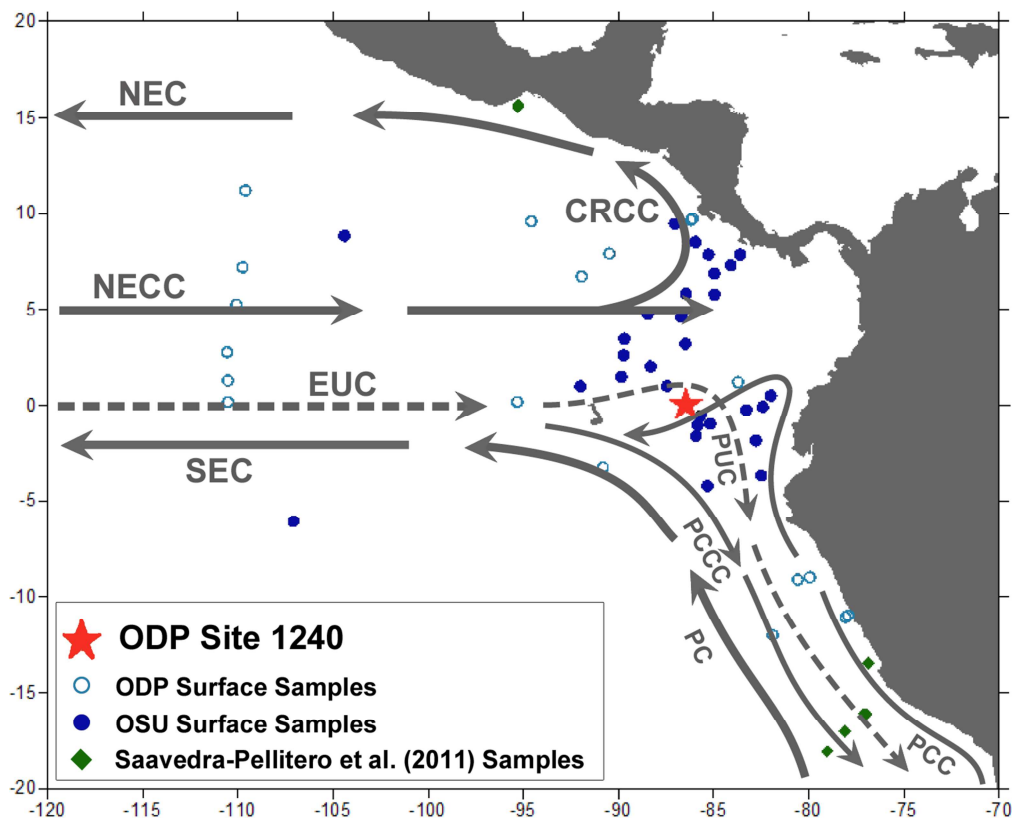


Figure 5.1. Surface and subsurface currents in the eastern equatorial Pacific Ocean and surface sediment samples and ODP Site 1240 location. Surface currents: PC, Peru Current; PCC, Peru Coastal Current; PCCC, Peru-Chile Countercurrent; SEC, South Equatorial Current; NEC, North Equatorial Current; NECC, North Equatorial Countercurrent and CRCC, Costa Rica Coastal Current. Subsurface currents: EUC, Equatorial Undercurrent and PUC, Peru Undercurrent (Fiedler and Talley, 2006; Kessler, 2006; Mix *et al.*, 2003).

Seasonal variations of the trade winds and the interannual variability of the ENSO system produce changes in the surface and subsurface waters (Clement *et al.*, 1999; Fedorov and Philander, 2000; Philander, 1995). During El Niño events, a drop in atmospheric pressure at sea level (SLP) and an increase of sea surface temperature

(SST) occur in the EEP. In this scenario, a weakening or reversal trade winds occurs, and the nutricline deepens owing to an increase in the stratification of the water column (Philander, 1995), which results in a substantial decrease in the primary productivity of the EEP (Barber and Chavez, 1986). Moreover, the SEC weakens, like the EUC, which may even disappear (Feldman *et al.*, 1984). The opposite situation (La Niña) is characterized by an increase in SLP and a decrease in SST in the EEP (McPhaden, 1999), which promotes an intensification of the trade winds, and the presence of a shallow nutricline in the EEP (Philander, 1995). In this scenario, a huge increase in primary production occurs (Behrenfeld *et al.*, 2001), due to a higher nutrient supply from the EUC and the exchange with waters from high latitudes (PC and SOIW).

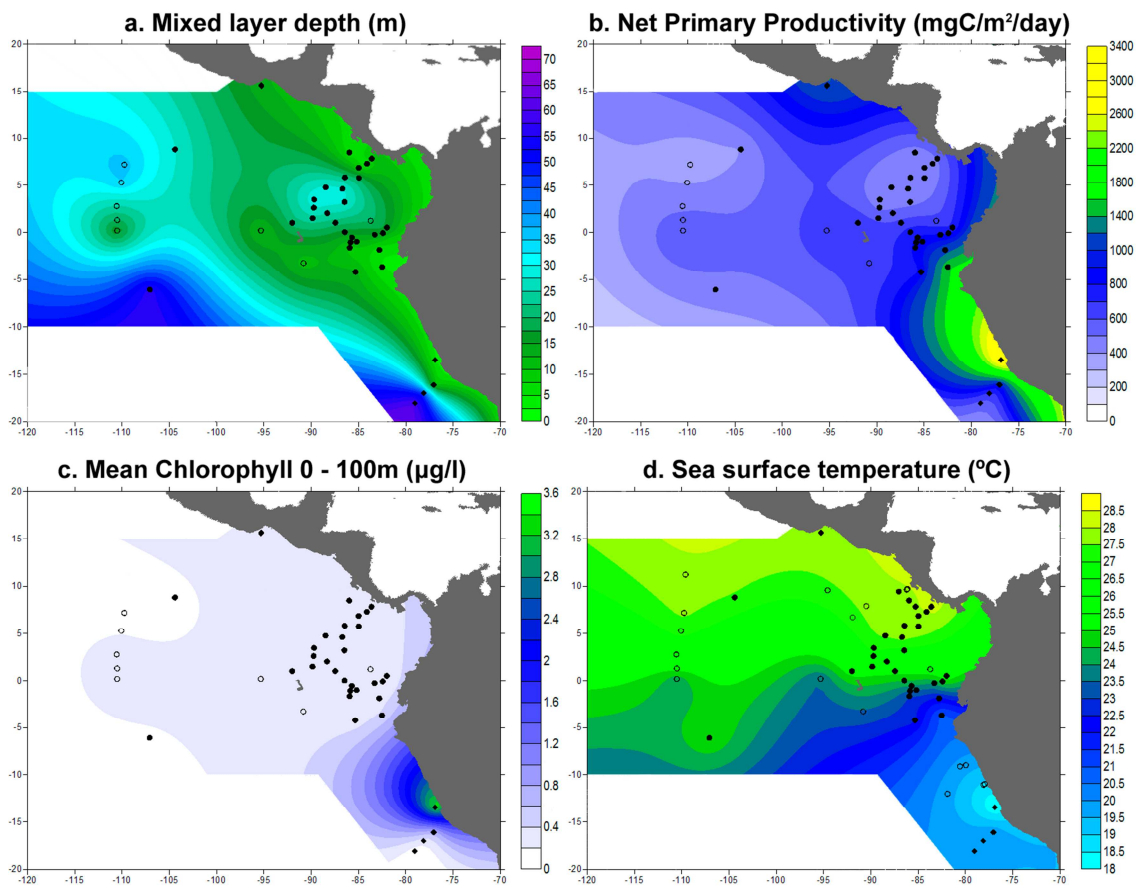


Figure 5.2. Oceanographic variables in the study area: (a) mixed layer depth (Acker and Leptoukh, 2007); (b) net primary productivity (NPP) (Behrenfeld and Falkowski, 1997); (c) mean annual chlorophyll concentration expressed as an average from 0 to 100 m water depth (Conkright and Boyer, 2002; Levitus, 1982); and (d) Sea surface temperature (SST) (Locarnini *et al.*, 2010).

5.3. Material and Methods

The present study relies on modern coccolithophore census, based on the assemblages of the surface coccolithophore data in the tropical area of the Pacific Ocean. Furthermore, paleoproductivity reconstructions were made in a sediment core located in the EEP, which cover the last 20 ka.

5.3.1. Present-day data set: surface sediment samples

The surface sediment samples analysed were recovered during different cruises: 24 of these samples were collected during different ODP legs, while 31 samples were recovered during different cruises of the Oregon State University (OSU) (Fig. 5.1). The first centimetre was sampled for coccolith analysis from the sediment cores recovered from depths ranging between 152 and 4812 m. Most of the samples were located above the present Carbonate Compensation Depth (CCD, 4000 m) and Carbonate Lysocline (CL, 3800 m) in the equatorial Pacific (Thompson, 1976; Farrell and Prell, 1989). Countings of these samples were added to the Saavedra-Pellitero *et al.* (2010) dataset, and a total of 66 samples were considered in this work.

Present-day environmental variables such as Sea Surface Temperature (SST) (Locarnini *et al.*, 2010), Sea Surface Salinity (SSS) (Antonov *et al.*, 2010) or Nitrate, Phosphate and Silicate contents in the surface waters (García *et al.*, 2009) were obtained from the World Ocean Atlas 2009 (see: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr_woa09.html). Chlorophyll concentrations were obtained from the World Ocean Atlas 2001 at different depths (0, 10, 20, 30, 50, 75 and 100 m), as well as the average between 0 to 100 m (Conkright and Boyer, 2002; Levitus, 1982) (see: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/pr_woa01.html). Meanwhile, the mixed layer depth (Acker and Leptoukh, 2007) were retrieved from the Goddard Earth Sciences Data and Information Service Center (GES DISC, see: <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/overview/index.html>). The considered interval comprises from 2000 to 2003. Finally, NPP was calculated from chlorophyll SeaWiFS measurements (Behrenfeld and Falkowski, 1997) (see: http://data.guillaumemaze.org/ocean_productivity). In this case, the considered interval is from 1997 to 2007.

5.3.2. Past data set: ODP Site 1240

ODP Site 1240 is located in the southern Panama Basin ($0^{\circ} 1.311'N$, $86^{\circ} 27.258'W$), and was obtained at 2921 m water depth during the ODP Leg 202 (Fig. 5.1). This site is located in a small east-west trough of basaltic crust formed at the Cocos-Nazca spreading center (Mix *et al.*, 2003). Sediments consist mostly on nannofossil ooze rich in foraminifera with varying amounts of diatoms. Siliciclastic components, primarily clay, are rare (Mix *et al.*, 2003). The age model for the sedimentary sequence of Site 1240 has previously established by Pena *et al.* (2008), which used radiocarbon ages of 11 samples of the planktonic foraminifera *Neobloboquadrina dutertrei* for the last 20 ka (Table 5.1). The mean sedimentation rate varies from ~ 25 cm/ka in the deglaciation to ~ 7 cm/ka during the late Holocene. Samples were collected every centimeter and a total of 270 samples were studied for the last 20 ka. Our coccolithophore data were interpolated in order to obtain the same temporal resolution along the studied interval, being this temporal resolution about 70 years.

Table 5.1. Radiocarbon ages and calibrated ages (ka) used in this work for the ODP Site 1240 (Pena *et al.*, 2008).

Depth (mcd)	Radiocarbon ages (1σ)	Age (ka)	Pointer type
0.01	2365 \pm 25	1.91	^{14}C (Marine04)
0.25	5005 \pm 30	5.27	^{14}C (Marine04)
0.77	8420 \pm 40	8.90	^{14}C (Marine04)
1.17	9750 \pm 55	10.54	^{14}C (Marine04)
1.38	11215 \pm 55	12.79	^{14}C (Marine04)
1.51	11940 \pm 65	13.32	^{14}C (Marine04)
1.75	12980 \pm 60	14.60	^{14}C (Marine04)
2.23	14850 \pm 70	17.22	^{14}C (Marine04)
2.31	14910 \pm 80	17.33	^{14}C (Marine04)
2.63	16790 \pm 80	19.41	^{14}C (Marine04)
2.91	18150 \pm 90	20.88	^{14}C (Marine04)

5.3.3. Techniques of preparation and identification

For this study, we followed the technique described by Flores and Sierro (1997), which allows obtaining quantitative abundances and accumulation rates of coccoliths. Absolute abundances of coccoliths (coccoliths/g of sediment) were calculated using the

formula: $N = (n R^2 V)/(r^2 g v)$, where n is the number of coccoliths counted in a random visual field; R is the radius of the Petri dish; V is the volume of the buffered water added to the dry sediment; r is the radius of the visual field; g is the dry sediment weight; and v is the volume of mixture withdrawn with the micropipette. Knowing the dry density of the sediment and the sedimentation rate, Nannofossil Accumulation Rates (NAR) can be calculated: $NAR = N d s$, where N is the absolute abundance of coccolithophores; d is the dry density of the sediment, extracted from the IODP database; and s is the linear sedimentation rate.

Coccolith counting was made with a Light Microscope (LM) at magnifications of 1000x. In each sample a minimum of 500 coccoliths was counted, which assures that all species with abundance higher than 1% (with paleontological significance) have to be represented in the count (Dennison and Hay, 1967; Fatela and Taborda, 2002). In order to control the abundance of minority taxa a second counting was carried out extending the number of visual fields.

5.3.4. N ratio

The relationship between the main upper photic zone species (SP and *G. oceanica*) and the lower photic zone species (*F. profunda*) of coccolithophores can be used as indicator of primary productivity (Beaufort *et al.*, 2001; Beaufort, 1997; Flores *et al.*, 2000). This ratio was calculated using the formula of Flores *et al.* (2000): $N = (G. oceanica + SP)/(G. oceanica + SP + F. profunda)$. High values in this ratio indicate a prevalence of SP and *G. oceanica*, and likely respond to the presence of a shallow nutricline, with a high availability of nutrients in surface waters. By contrast, lower values point to a higher development of *F. profunda*, suggesting the presence of a deep nutricline (Flores *et al.*, 2000).

5.3.5. Preservation and dissolution

In order to determine the preservation of coccoliths, a visual estimation based on Roth and Thierstein (1972) and Flores and Marino (2002) was used: good (*G*) indicates that all the structures of coccoliths can be recognized; moderate (*M*) indicates that some morphological features are altered by dissolution and/or fragmentation, but all

specimens can be identified as species; poor (*P*) indicates strong dissolution and/or fragmentation and therefore identification at species level is not possible; and finally, barren (*B*) absence of coccoliths. In addition, a coccolith dissolution index was used to estimate the effect of carbonate dissolution on the coccolith species. This index (CEX') was proposed by Boeckel and Baumann (2004) and represents a ratio between the small and delicate placoliths to strongly calcified coccoliths: $CEX' = (\% \text{ small } Noelaerhabdaceae) / (\% \text{ small } Noelaerhabdaceae + \% C. leptoporus)$. This index ranges from 0 to 1, and values close to 1 are indicative of a good preservation of coccoliths.

5.3.6. Distribution maps

Contour maps were generated using Golden Software Surfer 8[®], using a kriging method, due to the irregularly spaced of the samples. The environmental variables (Fig. 5.2) were calculated annually for a 1° latitude and longitude square block. These data were interpolated to the sediment samples location using the cubic interpolation method, with the Matlab 7.9[®] software. In nearshore stations, where cubic interpolation was invalid, the nearest interpolation method was chosen.

5.3.7. Statistical analysis

A log-transformation of $\log(x+1)$ was applied to the present and past data sets, to obtain a normal distribution and minimize the dominance of a few abundant species (Mix *et al.*, 1999). A Principal Component Analysis (PCA) was performed to each data set, with varimax rotation using Statistica 7.0[®] software. These techniques were used to reduce the number of variables and group variables into a smaller set of dimensions (factors) with minimum loss of information (Hair *et al.*, 1992). Our analysis included 12 species accounting for 100% (reworked species and species which only appeared rarely were excluded; e.g. *Coccolithus pelagicus* or *Neosphaera coccolithomorpha*).

To assess the relationship of the PCA factors with the different environmental variables, we calculated the Pearson correlation coefficients between the factor scores from each factor and the environmental variables using Statistica 7.0[®] software. Significant correlations with the NPP, mixed layer depth, chlorophyll at 0 m, 10 m, 20 m, 30 m, 50 m, 75 m and 100 m and the chlorophyll average from 0 to 100 m are shown

in Table 5.3. This allowed us to detect one factor of the present-day data set linked to the mixed layer depth and the chlorophyll concentrations. A linear regression was made using Matlab 7.9[®], in order to obtain an equation which allows us to predict some of these variables (e.g. the mixed layer depth). Finally, this equation was applied in the past data set, looking for the same factors in both data sets.

5.4. Results

5.4.1. Preservation and dissolution

Observations in LM of the surface sediment samples revealed that the preservation of coccoliths is variable, from heavily dissolved to well preserve (Fig. 5.3a). Most of the samples displayed a moderate to good preservation, and the well preserved samples came from the Panama basin. The poorest preserved have been observed between 13°S and 7°S and between 6°N and 12°N. Fig. 5.3b shows the contour map of the CEX' index for the surface sediment samples, showing a similar distribution than visual estimations, with values higher than 0.6 except for the samples between 13°S and 7°S and between 6°N and 12°N. Of a total of 66 samples, 51 were considered in the statistical analysis, and 15 were excluded owing to the absence or the low number of coccoliths and to their poor preservation. For the ODP Site 1240 the visual observation in LM reveals that the preservation of coccoliths is moderate or good. CEX' index values were higher than 0.82, although between 19 and 17.5 ka CEX' index dropped (Fig. 5.6d).

5.4.2. Distribution of coccolithophores in the surface sediment

A total of 16 taxa or genera were recognized in LM, but only 12 were selected for the statistical analysis, excluding species which rarely appeared. The distribution of the most abundant coccolithophore species in the EEP surface sediment samples is shown in Fig. 4. The most abundant coccolithophores are the small placoliths (SP) (average 40.6%), which include the small *Gephyrocapsa* and *Emiliana huxleyi*, smaller than 3 µm. Relative abundances of SP are higher in the Panama basin, and along the Peruvian coastal and equatorial upwelling areas, reaching their maximum values (88.5%) between 3°S and 1°N and between 83°W and 87°W (Fig. 5.4a). *Gephyrocapsa*

oceanica was observed with a mean abundance of 22.2%, and reached its maximum values (38.1%) northern of 7.5°N (Fig. 5.4b). In the equatorial area, reached the highest values between 87°W and 82°W (~ 33%). The *G. oceanica* percentage decreases westwards. *Florisphaera profunda*, a lower photic zone species, displayed a mean abundance of 26.7%, reaching the higher percentages (57.9%) at 1.2°N and 83.7°W, and from 90°W to the west (~50%) (Fig. 5.4c).

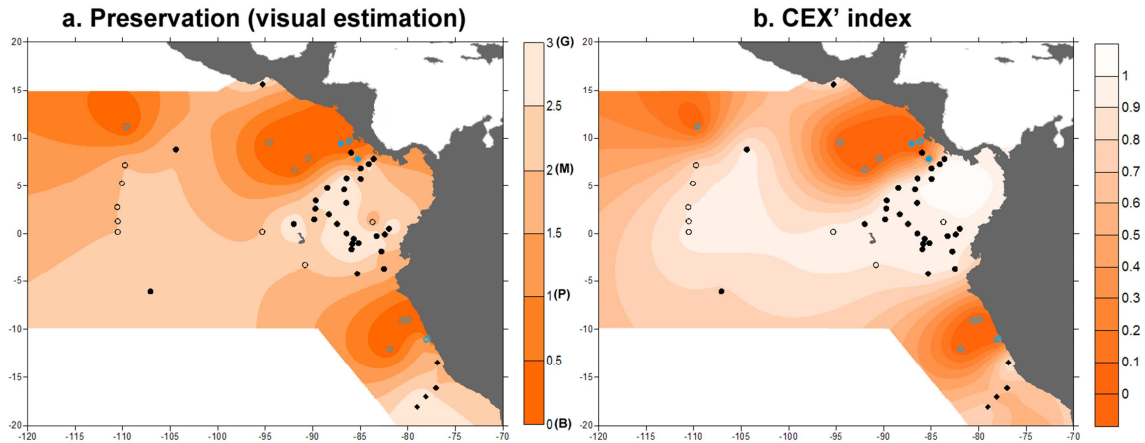


Figure 5.3. Coccolith preservation and dissolution contour maps. (a) Distribution map based on a numerical ranking based on Roth and Thierstein (1972) and Flores and Marino (2002): 3 (G, good); 2 (M, moderate); 1 (P, poor); and 0 (B, barren); (b) Distribution map of the CEX' index proposed by Boeckel and Baumann (2004). Surface sediment samples excluded from the statistical analysis was marked with blue points.

5.4.3. Coccolithophore assemblage at ODP Site 1240

The same taxa or genera were recognized in the ODP Site 1240 and included in the statistical analysis. The most abundant species was the SP, with a mean abundance of 39.8%. Higher relative abundances (> 50%) were observed during deglaciation, mainly just before the Younger Dryas (YD, 12.9 – 11.7 ka) (Fig. 5.5a). A gradual decrease was recorded until the present. Minimum values were registered between 18 and 17.5 ka, after the Last Glacial Maximum (LGM, ~ 23 – 19 ka). NAR of SP showed a marked increase coinciding in time with the Heinrich 1 (H1) cold event, and maximum values were observed during the BA. A sharp decrease was observed at the beginning of the YD with a subsequent increase during the Holocene, until 5.5 ka (with two positive peaks between 10.5 and 10 ka and between 9.5 and 9 ka). Between 5.5 and

5 ka, a marked decrease was recorded following minimum values during the late Holocene (Fig. 5.5a).

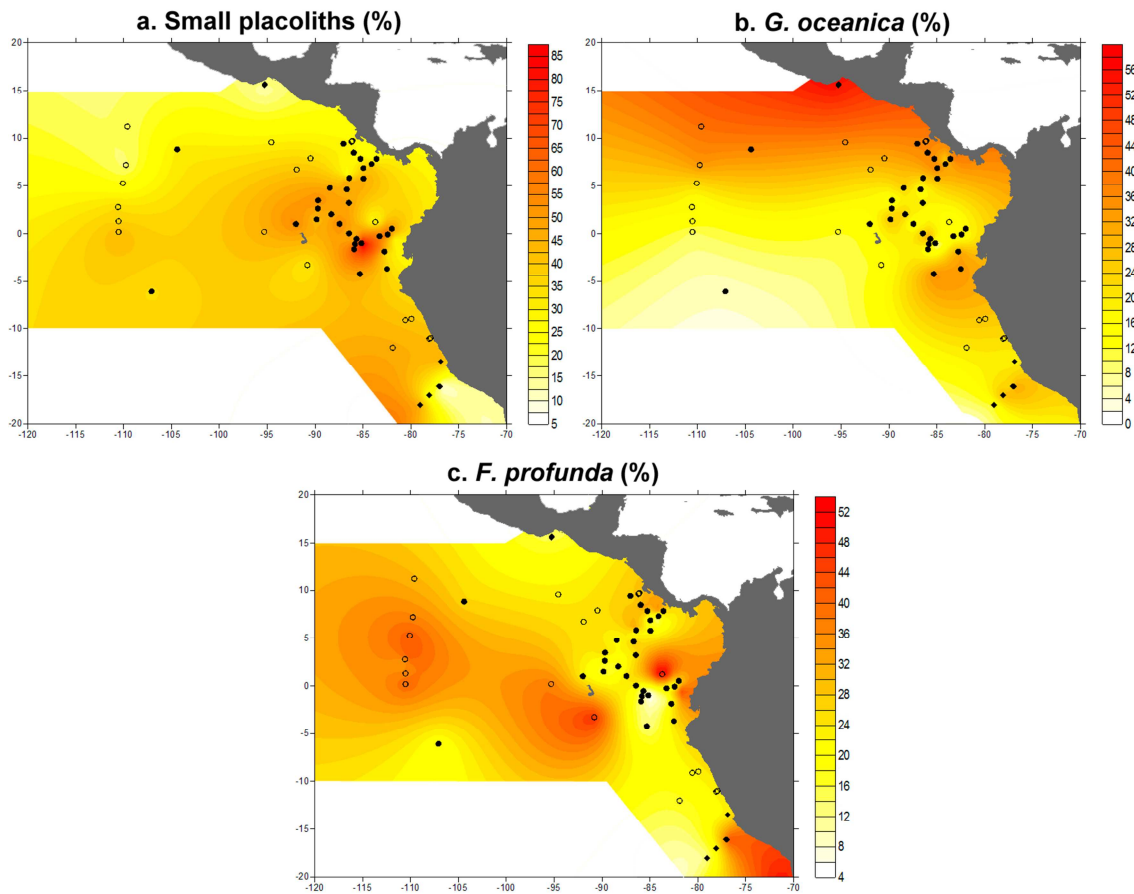


Figure 5.4. Distribution maps of the relative abundance of the main species of coccolithophores in the eastern equatorial Pacific Ocean. (a) Small placoliths (small *Gephyrocapsa* and *Emiliania huxleyi*, < 3 μm); (b) *Gephyrocapsa oceanica*; (c) *Florisphaera profunda*.

G. oceanica, with a mean relative abundance of 25.4% showed maximum relative abundances (~50%) between 18 and 17.5 ka (Fig. 5.5b). Relatively high values were recorded during the deglaciation, with a subsequent decrease between 14 and 13 ka (before the YD). Generally, low values were registered in this record during the Holocene epoch. NAR of *G. oceanica* showed a gradual increase during deglaciation until 14.8 ka. Maximum values of percentage of *G. oceanica* were recorded between 14.9 and 14.5 ka and around 14 ka, with a sharp decrease between 14 and 12.5 ka. During the Holocene, low values were present, with a peak between 5.7 and 5.2 ka (Fig. 5.5b).

F. profunda has a mean relative abundance of 26.4%, showing a progressive increase during the studied interval and reaching maximum abundances (> 40%) during the late Holocene (Fig. 5.5c). Lower values were present during deglaciation with a subsequent increase between 12.2 and 12 ka, coinciding in time with the YD event. The NAR of *F. profunda* showed a gradual increase until 14.7 ka, followed by a progressive decrease until 12.8 ka (Fig. 5.5c). Two marked peaks were observed between 10.5 and 10 ka and between 9.5 and 9 ka, also identified in the other NAR records (Fig. 5.6a and 5.5b), followed by a gradual increase in the NAR of *F. profunda* until 5.5 ka. A marked decrease occurred between 5.5 and 5 ka, and low values were observed during the late Holocene (Fig. 5.5a, 5.5b and 5.5c).

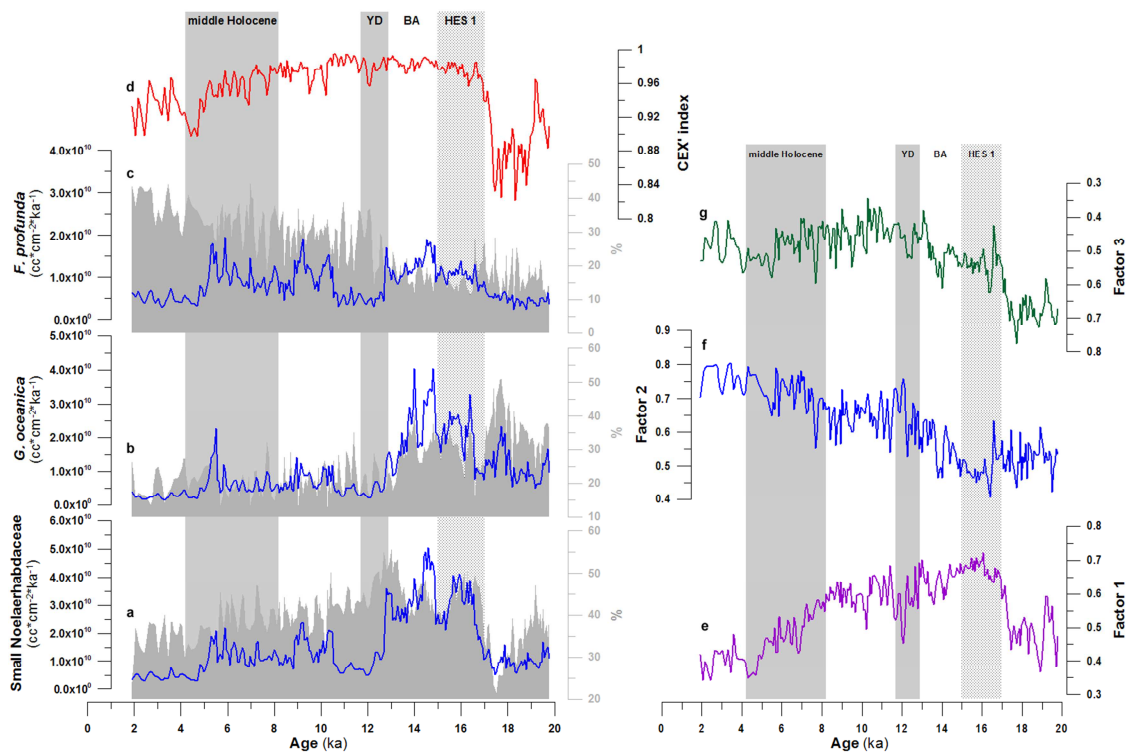


Figure 5.5. Relative abundances and NAR (Nannofossil Accumulation Rate) of the most significant coccolithophores species, CEX' index and factors from the PCA at ODP Site 1240 during the last 20 ka. (a) Small placoliths (small *Gephyrocapsa* and *Emiliania huxleyi*, < 3 μ) accumulation rate (blue line) and relative abundance (shaded area); (b) *Gephyrocapsa oceanica* accumulation rate (blue line) and relative abundance (shaded area); (c) *Florisphaera profunda* accumulation rate (blue line) and relative abundance (shaded area); (d) CEX' index based on Boeckel and Baumann (2004) [CEX' = (% small placoliths)/(% small placoliths + % *C. leptoporus*)]; (e) Factor 1, (f) Factor 2 and (g) Factor 3 scores. Grey bars indicate the Younger Dryas (YD) and the middle Holocene. Dotted bar marks the Heinrich 1 (H1) cold event.

5.4.4. Factor analysis

5.4.4.1. Present-day data set

The PCA performed in the present data set showed three factors, explained the 97% of the total variance. Factor 1 explained the 48.1% of the total variance and was dominated by the SP (Table 5.2). This factor showed higher values in the equatorial area, between 82°W and 92°W (Fig. 5.6a) and in the western part of the Panama basin. *G. oceanica* and *G. muelleriae* were the main species contributing to Factor 2 (Table 5.2), which explained the 39.5% of the total variance. This factor showed higher values northern of 5°N, but its distribution is not really clear (Fig. 5.6b). Lower values were observed at 6°S and 107°W and in some areas of the southern and western part of the Panama basin. Factor 3 was dominated by *F. profunda* and *Umbilicosphaera* spp. (Table 5.2), and explained the 9.4% of the total variance. Maximum values were observed at 6°S and 107°W, while minimum values seem to be related with the equatorial upwelling area (Fig. 5.6c).

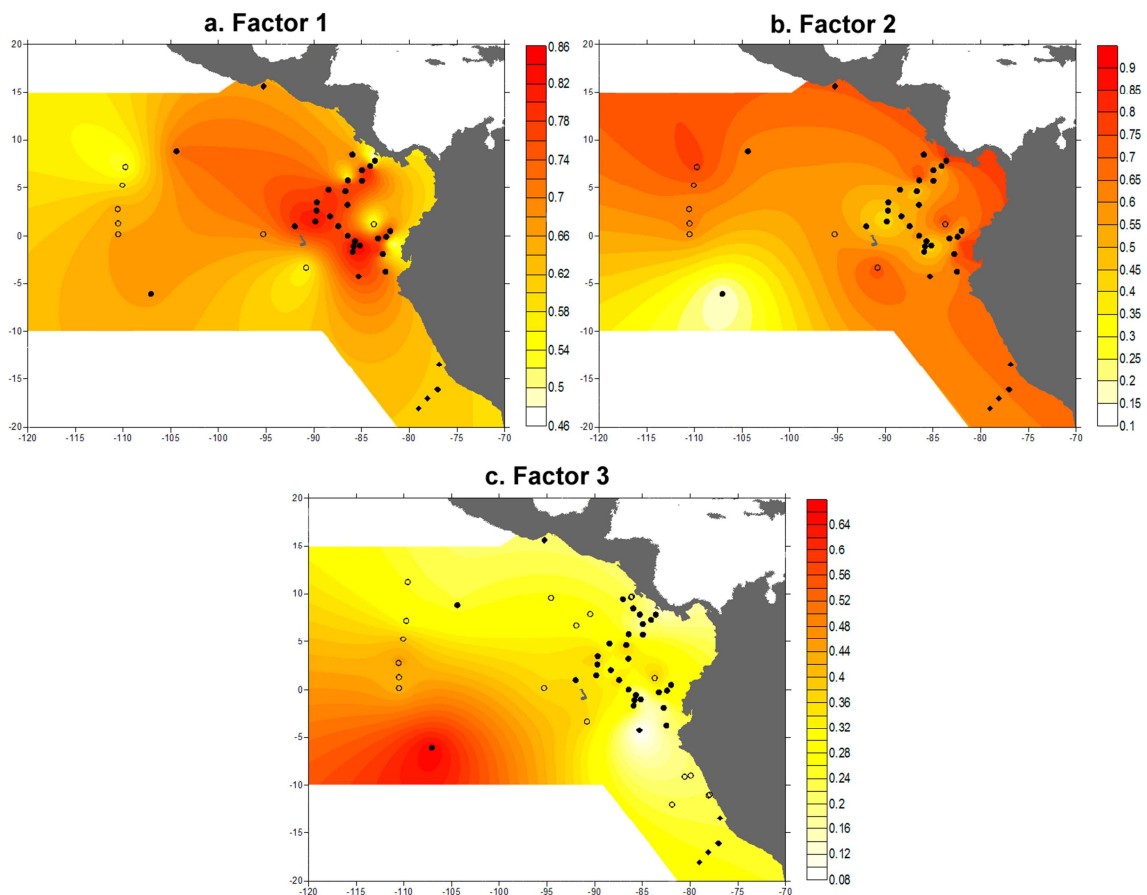


Figure 5.6. Contour maps of the factor scores for (a) Factor 1, (b) Factor 2, and (c) Factor 3 from the present-day data set.

5.4.4.2. Past data set: ODP Site 1240

Three factors were obtained in the ODP Site 1240 assemblage, explaining the 98.5% of the total variance. Factor 1, dominated by SP and *Oolithotus* sp. (Table 5.2), explains the 32.5% of the total variance. This factor showed a strong increase between 17.5 and 17 ka, and high values prevailed until 13 ka (Fig. 5.5e). A sharp decrease was recorded coinciding in time with the YD. At the beginning of the Holocene an increase was registered with a subsequent decrease until the end of the middle Holocene. *F. profunda* was the dominant species in the Factor 2 (Table 5.2), which explains the 38.1% of the total variance. This factor showed relatively low values at the beginning of the deglaciation, followed by a sharp decline at around 16.5 ka (Fig. 5.5f). A gradual increase was recorded until 12 ka, followed by a slight decrease during the early Holocene. Maximum values in this factor were observed during the middle and late Holocene. Factor 3, which explains the 27.9% of the total variance, was dominated by *G. oceanica* and *C. leptoporus* (Table 5.2). This factor showed a sharp increase between 17.8 and 16.7 ka, with a subsequent decrease (Fig. 5.5g). A gradual increase was registered until 12 ka, and a sharp decrease was recorded during the YD. Maximum values were present in the first half of the early Holocene, and a gradual decrease was observed until the late Holocene.

Table 5.2. Factor loadings obtained in the PCA factor analysis for the present-day data set and ODP Site 1240 (past data set).

	Factor 1 (present)	Factor 2 (present)	Factor 3 (present)	Factor 1 (past)	Factor 2 (past)	Factor 3 (past)
small placoliths	2.22	0.41	-0.04	1.72	1.07	0.29
<i>G. oceanica</i>	1.28	1.31	-1.32	0.79	-0.16	2.17
<i>G. muelleriae</i>	-1.89	1.53	-0.49	0.29	-1.36	0.33
<i>F. profunda</i>	-0.20	1.60	2.09	0.19	2.41	-0.35
<i>Oolithotus</i> sp.	0.07	-1.28	0.98	1.41	-1.13	-0.40
<i>Umbilicosphaera</i> spp.	0.35	-0.80	1.20	-0.69	0.51	0.01
<i>C. leptoporus</i>	-0.21	0.14	0.16	-2.01	0.08	1.60
<i>H. carteri</i>	-0.11	-0.26	-0.54	0.04	-0.63	-0.12
<i>Syracosphaera</i> spp.	-0.41	-0.81	0.30	-0.46	-0.22	-0.62
<i>Calciosolenia</i> sp.	-0.35	-0.65	-0.80	-0.43	-0.04	-1.08
<i>R. clavigera</i>	-0.30	-0.69	-0.75	-0.45	-0.28	-0.84
<i>Umbellosphaera</i> sp.	-0.46	-0.52	-0.80	-0.42	-0.26	-0.99

Bold values indicate the species which define each factor.

5.4.5. Productivity reconstructions

A comparison of the three factors from the present-day and past data sets was performed and significant correlation were observed between Factor 3 from the present-day data set and Factor 2 from the ODP Site 1240 ($r = 0.56$) (Table 5.3 and Fig. 5.7). Therefore, these two factors can be used for paleoenvironmental reconstructions. Factor 3 of the present-day data set is strongly correlated with the mixed layer depth and chlorophyll concentrations (Table 5.4), so we can use Factor 2 of the ODP Site 1240 in the reconstruction of these variables in the past.

Table 5.3. Correlation matrix between present and past factors from PCA.

	Factor 1 (past)	Factor 2 (past)	Factor 3 (past)
Factor 1 (present)	0.47	0.43	0.35
Factor 2 (present)	0.20	0.34	0.54
Factor 3 (present)	0.02	0.56	-0.16

Bold values correspond to significant correlations at $p < 0.05$

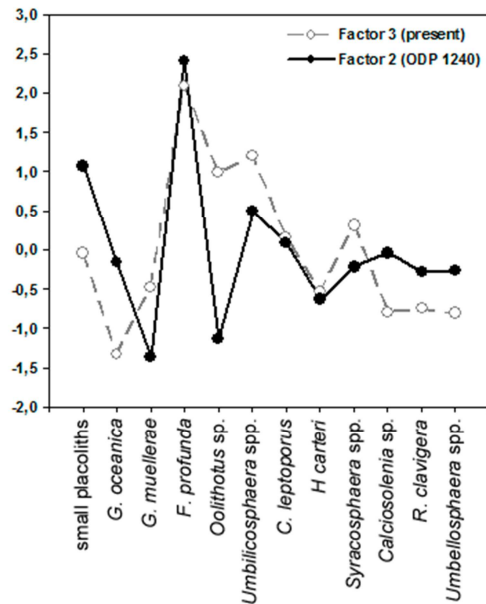


Figure 5.7. Comparison of the Factor 3 from the present-day data set and Factor 2 from the ODP Site 1240 sedimentary record. Coccolithophore taxa are given in the x axis and factor loadings values are represented in the y axis.

To estimate the mixed layer depth we compared the average mixed layer depth and the factor 3 scores of the present-day data set, and obtained a linear regression equation, with a significant correlation of $r^2 = 0.45$. The resulting transfer function equation is $y = 2.17254 + 57.3168x$, where y is the mixed layer depth calculated, and x is the Factor 3 scores of the present-day data set (equivalent to Factor 2 of the ODP Site 1240). To evaluate the accuracy of our predictions, we calculated the correlation

coefficient between the estimated and the observed mixed layer ($r = 0.67$) and the mixed layer depth residuals (difference between the estimated and the observed mixed layer depth) (Fig. 5.8a).

Table 5.4. Pearson correlation coefficients between the factors from the present-day data set and environmental variables.

	Factor 1 (present)	Factor 2 (present)	Factor 3 (present)
NPP	0.12	0.04	-0.36
Mix layer depth	0.01	-0.36	0.67
Chlorophyll 0m	0.07	0.10	-0.36
Chlorophyll 10m	0.10	0.10	-0.47
Chlorophyll 20m	0.05	0.19	-0.60
Chlorophyll 30m	-0.02	0.30	-0.70
Chlorophyll 50m	0.12	0.06	-0.19
Chlorophyll 75m	0.08	-0.35	0.69
Chlorophyll 100m	0.02	-0.38	0.73
Chlorophyll average 0-100m	0.09	0.09	-0.42

Bold values correspond to significant correlation at $p < 0.05$.

We compared the mean annual chlorophyll concentration at 100 m with the Factor 3 scores of the present-day data set, in order to obtain a linear regression equation. The resulting transfer function equation is $z = 0.0238241 + 0.214672x$, where z is the chlorophyll concentration at 100 m water depth calculated, and x is the Factor 3 scores of the present-day data set (equivalent to Factor 2 of the ODP Site 1240). In this case, the correlation was slightly higher ($r^2 = 0.53$), and the correlation coefficient between the estimated and the observed chlorophyll concentration was $r = 0.73$. In both, mixed layer and chlorophyll concentrations, the residuals were close to 0 in the equatorial area (Fig. 5.8).

In Fig. 5.9 we show the estimated chlorophyll concentration at 100 m water depth (Fig. 5.9e) and mixed layer depth (Fig. 5.9d) at ODP Site 1240. Mixed layer depth showed relatively shallow depths during the beginning of the deglaciation (~32 m), with a subsequent rise up to 16.5 ka, coinciding in time with the H1 cold event (Fig. 9d). A progressive sinking occurred until the YD event, with a sharp downfall between 12.2 and 12 ka. Relatively shallow depths were recorded during the early Holocene (~40 m), with a sharp sinking at around 7.8 ka, in the middle Holocene. Between 5.5

and 5 ka a marked downfall occurred, and during the late Holocene maximum depths on the mixed layer depth were registered (~48 m).

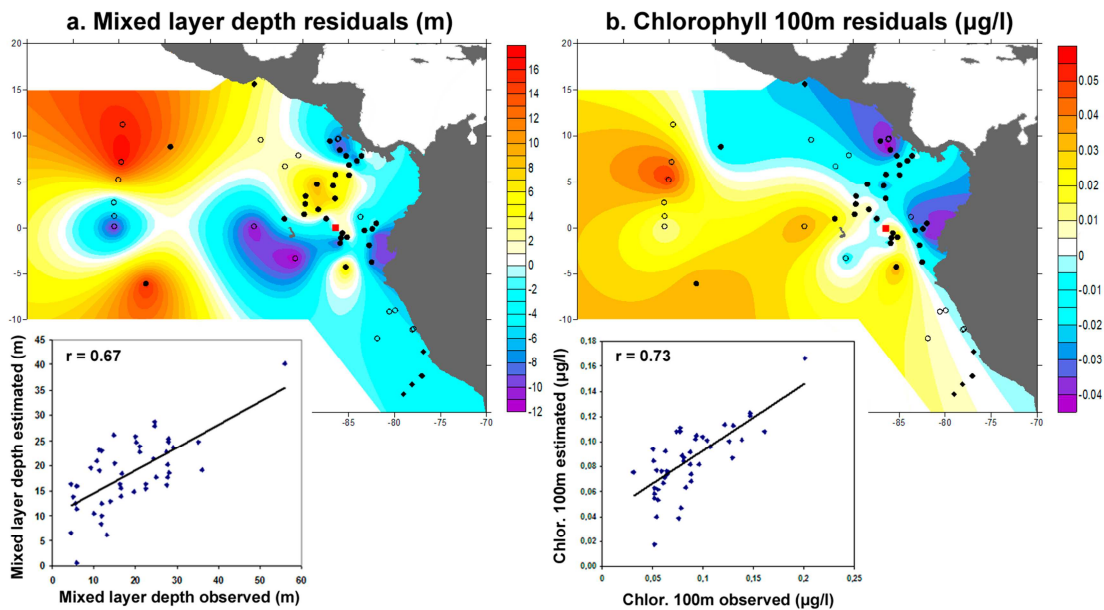


Figure 5.8. (a) Mixed layer depth residuals at surface sediment samples location in the eastern equatorial Pacific ocean. The bottom graph represents the correlation between the mixed layer depth observed and the mixed layer depth estimated; (b) Chlorophyll concentration at 100 m depth residuals at surface sediment samples location. The bottom graph represents the correlation between the chlorophyll concentration at 100 m water depth observed and the chlorophyll concentration at 100 m water depth estimated. ODP Site 1240 location is indicated by a red square.

The chlorophyll concentration at 100 m water depth showed an opposite pattern than the mixed layer depth, with minimum values during the LGM and the beginning of the deglaciation (~0.13 $\mu\text{g/l}$), especially at around 16.3 ka, coinciding in time with the H1 cold event (Fig. 5.9e). A progressive increase was observed until 12 ka, and during the early Holocene, relatively high values were present (~0.16 $\mu\text{g/l}$). In the middle Holocene, a marked increase in the concentration of chlorophyll is recorded, until 5.8 ka, when a marked decrease occurred. During the late Holocene maximum values in the chlorophyll concentrations at 100 m were observed (~0.19 $\mu\text{g/l}$).

We compared these reconstructions with the N ratio based on Flores *et al.* (2000), calculated for the ODP Site 1240. Mixed layer depth and N ratio record showed the same pattern during the studied interval (Fig. 5.9c and 5.9d). We also included the total accumulation rate (NAR) and the total absolute abundance of coccolithophores

(Fig. 5.9f). These records showed relatively low values at the beginning of the deglaciation, and a sharp increase was observed between 17 and 16.5 ka. Higher values on NAR and absolute abundance records were present during most of the deglaciation, with a marked increase up to 15 ka and a subsequent around 12.9 ka (YD). A progressive increase occurred until 5.5 ka followed by a sharp decrease between 5.5 and 5 ka.

5.5. Discussion

5.5.1. Cocoliths distribution patterns and meaning of the PCA factors

Maximum abundances of SP in the surface sediment samples were observed in the southern Panama basin (Fig. 5.4a), associated with the high nutrient availability which occurs along the equatorial upwelling. Despite *G. oceanica* showed maximum percentages in the northernmost station, in general higher values were recorded in the equatorial and coastal upwelling areas (Fig. 5.4b). These species were often used as high productivity proxies in upwelling areas (Amore *et al.*, 2012; Baumann and Freitag, 2004; Bollman *et al.*, 1998; Flores *et al.*, 2003; Flores *et al.*, 1999; Flores *et al.*, 2000; Giraudeau, 1992; López-Otálvaro *et al.*, 2009; Okada and Wells, 1997), so their distribution likely respond to the presence of a shallow mixed layer depth (Fig. 5.2a) and a high availability of nutrients in this area, with a relatively high NPP (Fig. 5.2b).

The SP dominated Factor 1 in present-day and ODP Site 1240 data sets (Table 5.2). This factor was interpreted as indicator of high productivity conditions, although Factor 1 in the ODP Site 1240 is also represented by *Oolithotus* sp., inhabitant of the lower/middle photic zone in oligotrophic areas (Brand, 1994). However, the weight of *Oolithotus* sp. in the assemblage was low and only appeared in relatively higher percentage in one sample. The distribution of this factor in the surface sediment samples seems to be linked to the equatorial upwelling area. Factor 2 in the present-day data set and Factor 3 in the ODP Site 1240 data set, mostly represented by *G. oceanica* and *G. muelleriae* in the present-day data set and *C. leptoporus* in the past data set, seems to be linked to the presence of a shallow mix layer depth (Fig. 5.2a) and a relatively NPP (Fig. 5.2b). However, the presence of *G. muelleriae* and *C. leptoporus* in these factors cause that the interpretation of these factors was somewhat controversial.

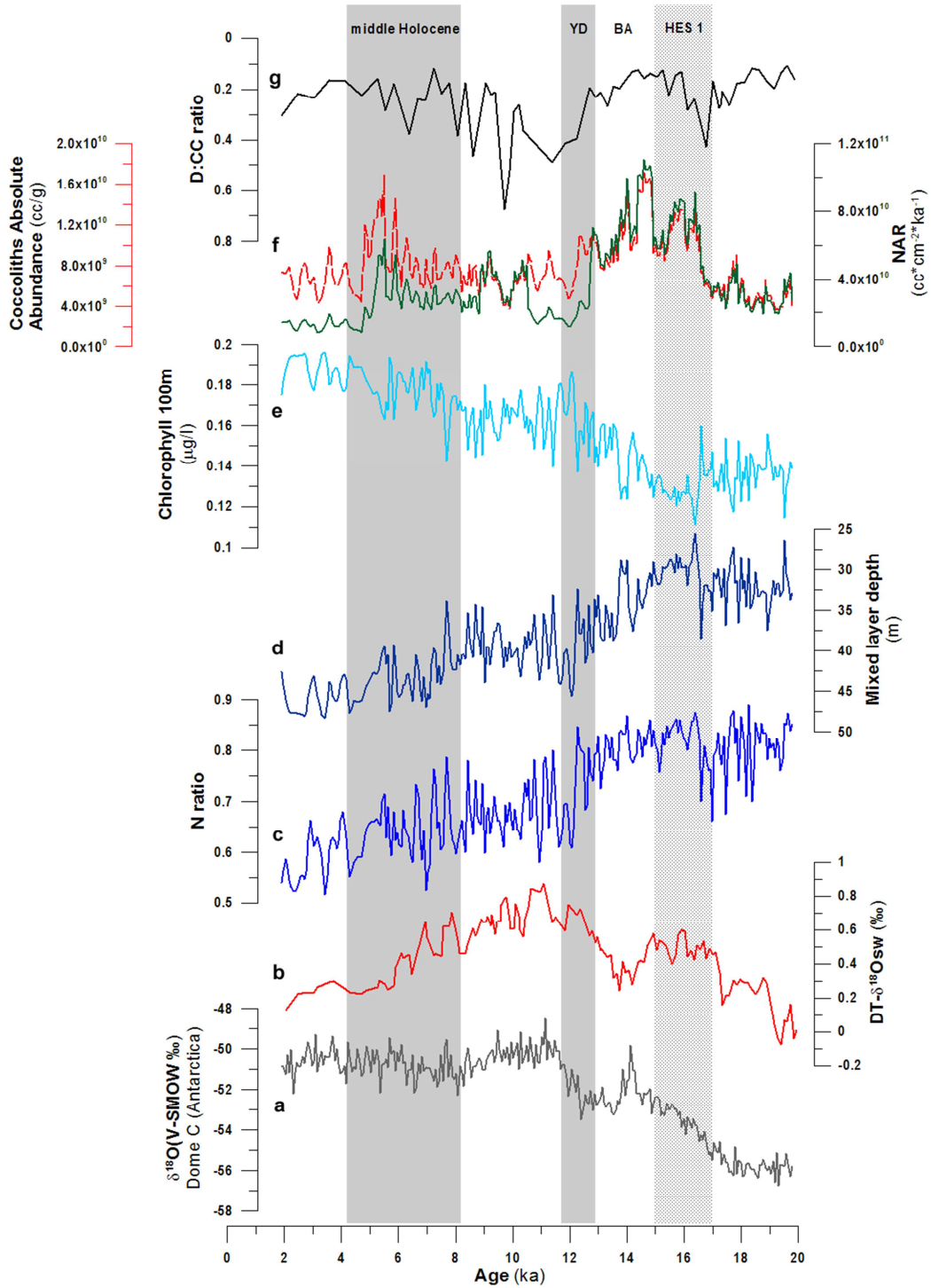


Figure 5.9. Comparison of paleoproductivity records at ODP Site 1240 for the last 20 ka. (a) Antarctic $\delta^{18}\text{O}$ record from Dome C ice core (Jouzel *et al.*, 2001; Stenni *et al.*, 2001; Schwander *et al.*, 2001); (b) Deep thermocline sea water $\delta^{18}\text{O}$ reconstruction ($\text{DT-}\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) based on measurements on the planktonic foraminifera *Neogloboquadrina dutertrei* (Pena *et al.*, 2008); (c) N ratio based on Flores *et al.* (2000) [$\text{N} = (\text{small placoliths} + G. \text{oceanica}) / (\text{small placoliths} + G. \text{oceanica} + F. \text{profunda} + \text{Oolithotus sp.})$]; (d) Mixed layer depth reconstruction; (e) Chlorophyll concentration at 100 m water depth reconstruction; (f) Nannofossil Accumulation Rate (NAR) (green line) and absolute abundance of coccolithophores (red line); (g) Diatom:Coccolithophore ratio [$\text{D:C} = \text{Brassicasterol} / (\text{Brassicasterol} + \text{C37 alkenones})$] (Calvo *et al.*, 2011). Grey bars indicate the Younger Dryas (YD) and the middle Holocene. Dotted bar marks the Heinrich 1 (H1) cold event.

F. profunda reached its maximum abundances in the center of the Panama basin and associated with the equatorial upwelling (Fig. 5.4c), with relatively high nutrient availability but associated with a deeper mixed layer depth related with the SP and *G. oceanica* area (Fig. 5.2a). This species dominates the Factor 3 (beside *Umbilicosphaera* spp.) and the Factor 2 in the present-day and ODP Site 1240 data sets, respectively (Table 5.2 and Table 5.4). The distribution of this factor in the surface sediment samples seems to be the opposite to Factor 1 and Factor 2, with maximum values related with a deep mixed layer depth (Fig. 5.2a).

5.5.2. Paleoproductivity reconstruction in the EEP

The mixed layer depth plays a relevant role in the physical properties of the water column. The mixed layer is characterized by nearly uniform properties (e.g. temperature and salinity), driven mostly by the trade winds, which promotes a vertical mixing. The bottom of the mixed layer is often characterized by an abrupt change, and often determined the position of the thermocline and nutricline. Changes in the mixed layer depth, as well as changes in the thermocline/nutricline, were often used as indicator of changes in the equatorial upwelling in the EEP (e.g. Loubere *et al.*, 2003).

Chlorophyll concentration is determined by primary producers as coccolithophores or diatoms. Therefore, chlorophyll changes in the water column not only involve changes on the coccolithophores production, and coccolithophores often compete with diatoms in occupy the surface waters. Chlorophyll levels at 100 m depth were used as indicator of the primary production in the lower photic zone at ODP Site 1240. This record was the opposite to the chlorophyll concentrations in surface waters, suggesting that when there are no mechanisms to rise nutrients to surface waters, primary producers increase in the lower photic zone (e.g. *F. profunda*), but decrease in the upper photic zone (e.g. SP and *G. oceanica*). This fact might explain the differences observed in the sign of the correlations between PCA factors and chlorophyll concentrations (Table 5.3).

5.5.2.1. Deglaciation

Our results indicate a generally high productivity in the EEP during deglaciation related to the Holocene, with a shallow nutricline and mixed layer depth (Fig. 5.9c and 5.9d) and a lower chlorophyll concentration at 100 m depth (Fig. 5.9e). Assemblages were dominated during this period by high productivity species (SP and *G. oceanica*) (Fig. 5.5a and 5.5b). However, Factor 1 and Factor 3 of the PCA in the past data set, associated with a high productivity, showed low values at the beginning of the deglaciation (between 20 and 17.5 ka) (Fig. 5.5e and 5.5g). This suggests a strong increase in the productivity of the EEP around 17 ka. The relative abundance of SP showed the same pattern (Fig. 5.5a). Nevertheless, a shallow nutricline and mixed layer depth was suggested during this period, although a slight shallowing (up to ~ 25 m) was recorded between 17 and 16.5 ka (Fig. 5.9c and 5.9d). Chlorophyll concentration at 100 m depth during this period was relatively low (~ 0.13 µg/l) (Fig. 5.9e). An increase in the coccolithophorid production was recorded also around 16.5 ka, as suggested the strong increase observed in total NAR and absolute abundances of coccolithophores records (Fig. 5.9f).

A progressive deepening of the nutricline and mixed layer depth was recorded during the BA (Fig. 5.9c and 5.9d) with an increase in the chlorophyll concentration at 100 m water depth (Fig. 5.9e), and a gradual decrease in the coccolithophorid production (Fig. 5.9f). This suggests a gradual decrease in the productivity, also indicated by the Factor 1 of the PCA of the past data set (Fig. 5.5f). A slight increase in the productivity is observed during the first half of the YD (12.9 – 12.2 ka), with a small shallowing of the nutricline and mixed layer depth (Fig. 9c and 9d). Until the end of the YD, a strong deepening was recorded (up to ~45 m depth). A sharp drop in coccolithophorid production also occurred during the YD (Fig. 5.9f).

Productivity in the EEP is strongly controlled by the EUC activity (Murray *et al.*, 1994). The top of the EUC feeds the equatorial upwelling, and high-productivity conditions may be related to a greater input of nutrients as a result of higher activity of the upwelling of EUC waters. This is in agreement with the findings of Pena *et al.* (2008), who used a deep-thermocline sea water $\delta^{18}\text{O}$ reconstruction (DT- $\delta^{18}\text{O}$) (Fig. 5.9b) as a proxy for salinity changes in deep-thermocline sea waters. Higher values

indicated the presence of saline waters at the depth of the nutricline. As the EUC is characterized by high-salinity waters (Lukas, 1986), high values in DT- $\delta^{18}\text{O}$ are associated with an intensification of the upwelling of EUC waters (Pena *et al.*, 2008). Thus, high productivity conditions prevailed during deglaciation likely responded to the presence of enhanced trade winds, allowing the upwelling of subsurface nutrient-rich waters from the EUC which would have promoted a shallow nutricline and mixed layer depth (mean mixed layer depth ~34 m). This scenario is similar to dominant La Niña conditions, with a shallow nutricline (Philander, 1995) and a huge increase in primary production in surface waters (Behrenfeld *et al.*, 2001).

5.5.2.2. Holocene

A general deepening of the nutricline and mixed layer depth was recorded during the early Holocene related to deglaciation (mean mixed layer depth ~41 m) (Fig. 5.9c and 5.9d), accompanied by a general increase in the chlorophyll concentration at 100 m depth (Fig. 5.9e). After the YD, a marked increase in the productivity occurred in the EEP, related to a shallowing of the nutricline and mixed layer depth (Fig. 5.9c and 9d) and the decline in the chlorophyll concentration at 100 m depth (Fig. 5.9e). A deeper nutricline and mixed layer depth were observed between 10.5 and 9.5 ka, and a marked deepening was recorded at the end of the early Holocene (between 8.4 and 7.9 ka).

Although nutricline and mixed layer depth was deeper in relation to the deglaciation, relatively enhanced trade winds would be present during the early Holocene promoting, a relatively high primary productivity, related with a rather shallow nutricline and mixed layer depth (Fig. 5.9c and 5.9d). A slight deepening of the nutricline and mixed layer depth occurred at the beginning of the middle Holocene (between 7.8 and 7 ka). Mixed layer depth was notably deeper related to the early Holocene and deglaciation (mean mixed layer depth ~45 m), likely responding to a weakened trade winds, which would reduce the upwelling of the EUC waters. Nutricline and mixed layer depth also dropped between 5.5 and 4.2 ka (Fig. 5.9c and 5.9d), coinciding with a marked increase in the chlorophyll concentration at 100 m depth (Fig. 5.9e). This agrees with Pena *et al.* (2008) findings, which suggested a reduction in the upwelling of the EUC waters during the Holocene (Fig. 5.9b).

Sinkings of the nutricline and mixed layer depth likely respond to a change toward dominant El Niño-like conditions in the EEP, related to a decrease in the intensity of the trade winds. During El Niño events, an increased stratification in the water column occurs (Philander, 1995). In this context, a deeper nutricline is present, and the EUC weakens and may even disappear (Feldman *et al.*, 1984), which substantially reduce the nutrient supply to the euphotic zone. Our results agrees with the Paleo-ENSO index establishes by Moy *et al.* (2002), from sediments of the Pallcacocha lake (southern Ecuador), which showed an intensification of the number of warm ENSO events around 5 ka.

During the late Holocene, maximum depths of the nutricline and mixed layer depths were observed (mean mixed layer depth ~47 m) (Fig. 5.9c and 5.9d), beside maximum values in the chlolorophyll concentration at 100 m depth (~0.19 µg/l) (Fig. 5.9e). Important fluctuations in the nutricline and mixed layer depth were recorded during the late Holocene, which would be related with an alternation between dominant El Niño-like and La Niña-like conditions. A clear trend toward dominant El Niño-like conditions, with a deep nutricline and mixed layer depth, an increased chlolorophyll concentration at 100 m depth, and a marked decrease in the productivity of surface waters, as also suggested the lower relative abundances of SP and *G. oceanica* (Fig. 5.5a and 5.5b).

5.5.3. High latitude forcing

Relatively low productivity conditions were recorded in the EEP at the begining of the deglaciation (Fig. 5.5a). A weaker thermohaline circulation besides an increased Antarctic sea-ice induced stratification in the intermediate and deep waters from the Southern Ocean (Pena *et al.*, 2008; Stephens and Keeling, 2000; Toggweiler, 1999). During the advance of deglaciation, with an increased insolation, Antarctic sea-ice began to retreat, and the EEP showed predominant La Niña-like conditions, which promote a southward shift of the westerlies (Pena *et al.*, 2008; Toggweiler *et al.*, 2006). This southward shift of the westerlies would reinforce the Antarctic Circumpolar Current and return the Southern Ocean upwelling system (Pena *et al.*, 2008; Toggweiler *et al.*, 2006), and stimulate the arrival of the southern ocean intermediate waters (SOIW) into the tropical area, as has been reported in several works in the area (Calvo *et al.*,

2011; Pena *et al.*, 2008; Pena *et al.*, 2013; Spero and Lea, 2002). SOIW, especially the Subantarctic Mode Waters (SAMW), occupies the lower pycnocline of the subtropical gyres in the South Pacific (Hartin *et al.*, 2011). SAMW originates by the sinking of the mixed layer during the winter convection (Sloyan *et al.*, 2010) and has been identified as the main supplier of nutrients from the Southern Ocean to the upwelling regions of the equatorial Pacific (Sarmiento *et al.*, 2004).

Productivity of the EEP increased coinciding in time with the H1 and YD cold event, well described in northern high latitudes. However, during the second half of the YD, a sharp decrease in the productivity was recorded (Fig. 5.5e). Nutricline and mixed layer depth rised coinciding with this cold events (Fig. 5.9c and 5.9d), suggesting increased trade winds which induced the upwelling of EUC. This agrees with previous works, in which increased upwelling of EUC waters and an increased influence of nutrient-rich intermediate waters were proposed (Calvo *et al.*, 2011; Pena *et al.*, 2008; Pena *et al.*, 2013). Pena *et al.* (2013) observed an increased export of SOIW into the EEP during the H1 and YD, when the thermohaline circulation was markedly weaker than today. During these events, with a sharp fall on the North Atlantic Deep Water formation, a substantial volume of intermediate and deep waters formed around Antarctica, would be required to fill the ocean (Pena *et al.*, 2013). So, these SOIW were spread to the tropical areas.

SAMW as well as being an important source of nutrients to the tropical nutricline (Sarmiento *et al.*, 2004), represents an important source of silica (Crosta *et al.*, 2007). The Silicic Acid Leakage Hypothesis (SALH) suggest a shift in phytoplankton assemblages from coccolithophores to diatoms as a result of an increased $\text{Si}(\text{OH})_4$ supply from the Southern Ocean via the SAMW (Brzezinski *et al.*, 2002; Matsumoto *et al.*, 2002). This fact likely determined changes in the phytoplankton assemblages of the EEP during the last deglaciation, and would explain some discrepancies between productivity and coccolithophorid production records (Fig. 5.9c, 5.9d and 5.9f). Calvo *et al.* (2011) defined the Diatoms:Coccolithophore index [$D:CC = \text{Brassicasterol}/(\text{Brassicasterol} + \text{Alkenones})$] (Fig. 5.9g), which varied roughly parallel to the coccolithophore prduction record (NAR and absolute abundances records) (note than temporal resolution is notably different) (Fig. 5.9f and 5.9g). They observed that moments with a greater export of SOIW with high nutrients and silica contents to the

EEP (e.g. H1 and YD), resulting in an increased diatom productivity over coccolithophores (Calvo *et al.*, 2011). So, coccolithophores competed with diatoms in occupy the surface waters in the EEP, which were usually strongly enriched in nutrients, during the last deglaciation and the Holocene. This fact might explain the discrepancies between primary productivity and coccolithophore production, for example during the Holocene (Cabarcos *et al. in press*).

5.6. Conclusions

Coccolithophores reflect productivity changes in the EEP and were useful to calibrate a transfer function to reconstruct the mixed layer depth and chlorophyll concentrations. The resulting data offer a high-resolution reconstruction of the productivity and mixed layer depth position in the EEP during the last deglaciation and Holocene. The mixed layer depth and nutricline position in the EEP is mainly controlled by the ENSO dynamics, which determine the intensity of the trade winds and the upwelling of the EUC waters. A shallow nutricline and mixed layer depth prevailed during deglaciation, related with an increased trade winds over the EEP which promoted an intense upwelling of the EUC waters and the arrival of waters from the Southern Ocean (PC and SOIW). This scenario would correspond to a situation of La Niña-like dominant conditions. Coinciding in time with the north Atlantic cold events (H1 and YD), an increased primary productivity was recorded in the EEP, which would responded to an advection of the SOIW to the equatorial region in the Pacific Ocean. A progressive deepening of the nutricline and mixed layer depth was recorded during the Holocene, and during the late Holocene dominant El Niño-like conditions prevailed in the EEP, alternating with moments of a shallower nutricline and mixed layer depth, likely related with moments of dominant La Niña-like conditions over the EEP.

Acknowledgments. This study has been funded by a grant provided by the University of Salamanca, and the Spanish Ministerio de Ciencia e Innovación CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067, PASUR CGL2009-08651, CONSOLIDER-GRACCIE VACLIDP339 and MINECO CTM2012-38248 projects. The authors thanks Integrated Ocean Drilling Program and the Oregon State University for the material supplied, as well as Isabel Cacho, Eva Calvo and Leopoldo Pena for the geochemical data supplied.

References

- Abrantes, F., C. Lopes, A. Mix, and N. Pias (2007), Diatoms in Southeast Pacific surface sediments reflect environmental properties, *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2), 155.
- Acker, J. G., and G. Leptoukh (2007), Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data, *Eos, Trans. AGU*, 88, 14-17.
- Amore, F. O., J. A. Flores, A. H. L. Voelker, S. M. Lebreiro, E. Palumbo, and F. J. Sierro (2012), A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects, *Marine Micropaleontology*, 90-91, 44-59.
- Antonov, J. I., D. Seidov, T. P. Boyer, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, and D. R. Johnson (2010), World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity, in *NOAA Atlas NESDIS 69*, edited by S. Levitus, p. 184, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Barber, R. T., and R. L. Smith (1981), Coastal upwelling ecosystems, in *Analysis of Marine Ecosystems*, edited by A. Longhurst, pp. 31-68, Academic Press, New York.
- Barber, R. T., and F. P. Chavez (1983), Biological consequences of El-Niño, *Science*, 222(4629), 1203-1210.
- Barber, R. T., and F. P. Chavez (1986), Ocean variability in relation to living resources during the 1982-83 El Niño, *Nature*, 319, 279-285.
- Baumann, K.-H., and T. Freitag (2004), Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages, *Marine Micropaleontology*, 52(1-4), 195-215.
- Baumann, K. H., M. Cepek, and H. Kinkel (1999), Coccolithophores as Indicators of Ocean Water Masses, Surface-Water Temperature, and Paleoproductivity - Examples from the South Atlantic, in *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*, edited by G. Fischer and G. Wefer, pp. 117-144, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Beaufort, L., T. de Garidel-Thoron, A. C. Mix, and N. G. Pias (2001), ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene, *Science*, 293(5539), 2440-2444.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F. y Labeyrie, L. (1997), Insolation cycles as major control of Equatorial Indian Ocean primary production, *Science*, 278, 1451-1454.
- Behrenfeld, M. J., and P. G. Falkowski (1997), Photosynthetic Rates Derived from Satellite-Based Chlorophyll Concentration, *Limnology and Oceanography*, 42(1), 1-20.
- Behrenfeld, M. J., J. T. Randerson, C. R. McClain, G. C. Feldman, S. O. Los, C. J. Tucker, P. G. Falkowski, C. B. Field, R. Frouin, W. E. Esaias, D. D. Kolber, and N. H. Pollack (2001), Biospheric primary production during an ENSO transition, *Science*, 291(5513), 2594-2597.
- Boeckel, B., and K.-H. Baumann (2004), Distribution of coccoliths in surface sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution, *Marine Micropaleontology*, 51(3-4), 301-320.
- Bollmann, J., K. H. Baumann, and H. R. Thierstein (1998), Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the late Pleistocene: Selective dissolution, evolution, or global environmental change, *Paleoceanography*, 13(5), 517-529.

- Brand, L. E. (1994), Physiological ecology of marine coccolithophores, in *Coccolithophores*, edited by A. y. S. Winter, W., pp. 39– 49., Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Brzezinski, M. A., C. J. Pride, V. M. Franck, D. M. Sigman, J. L. Sarmiento, K. Matsumoto, N. Gruber, G. H. Rau, and K. H. Coale (2002), A switch from Si(OH)(4) to NO₃⁻ depletion in the glacial Southern Ocean, *Geophysical Research Letters*, 29(12).
- Cabarcos, E., J. A. Flores and F. J. Sierro (*in press*). High-resolution productivity record and reconstruction of ENSO dynamics during the Holocene in the Eastern Equatorial Pacific using coccolithophores, *The Holocene*, DOI: 10.1177/0959683613516818.
- Calvo, E., C. Pelejero, L. D. Pena, I. Cacho, and G. A. Logan (2011), Eastern Equatorial Pacific productivity and related-CO₂ changes since the last glacial period, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(14), 5537-5541.
- Clement, A. C., R. Seager, and M. A. Cane (1999), Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate, *Paleoceanography*, 14(4), 441-456.
- Conkright, M. E., and T. P. Boyer (2002), World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, in *CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center*, edited by M. Silver Spring, p. 17, Washington, D.C.
- Crosta, X., C. Beucher, K. Pahnke, and M. A. Brzezinski (2007), Silicic acid leakage from the Southern Ocean: Opposing effects of nutrient uptake and oceanic circulation, *Geophysical Research Letters*, 34(13).
- Dennison, J. M., and W. W. Hay (1967), Estimating the needed sampling area for subaquatic ecological studies, *Journal of Paleontology*, 4 (3), 706-708.
- Farrell, J. W., and W. L. Prell (1989), Climatic Change and CaCO₃ Preservation: An 800,000 Year Bathymetric Reconstruction from The Central Equatorial Pacific Ocean, *Paleoceanography*, 4.
- Fatela, F., and R. Taborda (2002), Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages, *Marine Micropaleontology*, 45(2), 169-174.
- Fedorov, A. V., and S. G. Philander (2000), Is El Niño changing?, *Science*, 288(5473), 1997-2002.
- Feldberg, M. J., and A. C. Mix (2002), Sea-surface temperature estimates in the Southeast Pacific based on planktonic foraminiferal species; modern calibration and Last Glacial Maximum, *Marine Micropaleontology*, 44, 1-29.
- Feldman, G., D. Clark, and D. Halpern (1984), Satellite color observations of the phytoplankton distribution in the Eastern Equatorial Pacific during the 1982-1983 El Niño., *Science*, 226(4678), 1069-1071.
- Fiedler, P. C., and L. D. Talley (2006), Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69(2-4), 143-180.
- Flores, J.-A., and M. Marino (2002), Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of the Southern Ocean), *Marine Micropaleontology*, 45(3-4), 191-224.
- Flores, J.-A., M. Marino, F. J. Sierro, D. A. Hodell, and C. D. Charles (2003), Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP Site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): paleoceanographic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(3-4), 409-426.

- Flores, J. A., and F. J. Sierro (1997), Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates, *Micropaleontology*, 43(3), 321-324.
- Flores, J. A., R. Gersonde, and F. J. Sierro (1999), Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record, *Marine Micropaleontology*, 37, 1-22.
- Flores, J. A., M. A. Bárcena, and F. J. Sierro (2000), Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(3-4), 459-478.
- Garcia, H. E., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, J. I. Antonov, M. M. Zweng, O. K. Baranova, and D. R. Johnson (2010), World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate), in *NOAA Atlas NESDIS 71*, edited by S. Levitus, p. 398, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Giraudeau, J. (1992), Distribution of Recent nannofossils beneath the Benguela system: Southwest African continental margin, *Marine Geology*, 108(2), 219-237.
- Hair, J. F., R. E. Anderson, R. L. Tatham, and W. C. Black (1992), *Multivariate data analysis with readings*, Macmillan Publishing Company, New York.
- Hartin, C. A., R. A. Fine, B. M. Sloyan, L. D. Talley, T. K. Chereskin, and J. Happell (2011), Formation rates of Subantarctic mode water and Antarctic intermediate water within the South Pacific, *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 58(5), 524-534.
- Huyer, A., M. Knoll, T. Paluszkiwicz, and R. L. Smith (1991), The Peru undercurrent: A study in variability, *Deep Sea Research*, 38 (1), 247-271.
- Jouzel, J., V. Masson, O. Cattani, S. Falourd, M. Stievenard, B. Stenni, A. Longinelli, S. J. Johnsen, J. P. Steffenssen, J. R. Petit, J. Schwander, R. Souchez, and N. I. Barkov (2001), A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record, *Geophysical Research Letters*, 28(16), 3199-3202.
- Kessler, W. S. (2006), The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69(2-4), 181-217.
- Kucera, M., M. Weinelt, T. Kiefer, U. Pflaumann, A. Hayes, M. Weinelt, M.-T. Chen, A. C. Mix, T. T. Barrows, E. Cortijo, J. Duprat, S. Juggins, and C. Waelbroeck (2005), Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans, *Quaternary Science Reviews*, 24(7-9), 951.
- Levitus, S. E. (1982), Climatological atlas of the world ocean, in *NOAA Professional Paper*, edited by U. G. P. Office, Washington DC.
- Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, and D. R. Johnson (2010), World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature, in *NOAA Atlas NESDIS 68*, edited by S. Levitus, p. 184, U. S. Government Printint Office, Washington, D. C.
- López-Otalvaro, G. E., J. A. Flores, F. J. Sierro, I. Cacho, J. O. Grimalt, E. Michel, E. Cortijo, and L. Laberyrie (2009), Late Pleistocene paleoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton, *eEarth*, 4, 1-13.
- Loubere, P., M. Richaud, Z. Y. Liu, and F. Mekik (2003), Oceanic conditions in the eastern equatorial Pacific during the onset of ENSO in the Holocene, *Quaternary Research*, 60(2), 142-148.
- Lukas, R. (1986), The termination of the Equatorial Undercurrent in the eastern Pacific, *Progress In Oceanography*, 16(2), 63-90.

- Matsumoto, K., J. L. Sarmiento, and M. A. Brzezinski (2002), Silicic acid leakage from the Southern Ocean: A possible explanation for glacial atmospheric pCO₂, *Global Biogeochemical Cycles*, 16(3).
- McPhaden, M. J. (1999), Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño., *Science*, 283 (5404), 950-954.
- Mix, A. C., A. E. Morey, N. Pisias, and H. S. W. (1999), Foraminiferal Faunal Estimates of Paleotemperature: Circumventing the No-Analog Problem Yields Cool Ice Age Tropics, *Paleoceanography*, 14(3), 350–359.
- Mix, A. C., R. Tiedemann, P. Blum, Fatima F. Abrantes, Heather Benway, Isabel Cacho-Lascorz, Min-Te Chen, Margaret L. Delaney, José-Abel Flores, Liviu Giosan, Ann E. Holbourn, Tomohisa Irino, Masao Iwai, Leah H. Joseph, Helga F. Kleiven, Frank Lamy, Steven P. Lund, Philippe Martinez, Jerry F. McManus, Ulysses S. Ninnemann, Nicklas G. Pisias, Rebecca S. Robinson, Joseph S. Stoner, Arne Sturm, Michael W. Wara, and W. Wei (Eds.) (2003), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Southeast Pacific paleoceanographic transects, Initial Reports, 202: College Station TX (ODP)*, 145 pp.
- Morey, A. E., A. C. Mix, and N. G. Pisias (2005), Planktonic foraminiferal assemblages preserved in surface sediments correspond to multiple environment variables, *Quaternary Science Reviews*, 24(7-9), 925.
- Moy, C. M., G. O. Seltzer, D. T. Rodbell, and D. M. Anderson (2002), Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch, *Nature*, 420(6912), 162-165.
- Murray, J. W., R. T. Barber, M. R. Roman, M. P. Bacon, and R. A. Feely (1994), Physical and biological-controls on carbon cycling in the Equatorial Pacific, *Science*, 266(5182), 58-65.
- Okada, H., and P. Wells (1997), Late Quaternary nannofossil indicators of climate change in two deep-sea cores associated with the Leeuwin Current off Western Australia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131, 413-432.
- Pena, L. D., I. Cacho, P. Ferretti, and M. A. Hall (2008), El Niño-Southern Oscillation-like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections, *Paleoceanography*, 23(3).
- Pena, L. D., S. L. Goldstein, S. R. Hemming, K. M. Jones, E. Calvo, C. Pelejero, and I. Cacho (2013), Rapid changes in meridional advection of Southern Ocean intermediate waters to the tropical Pacific during the last 30 kyr, *Earth and Planetary Science Letters*, 368, 20-32.
- Philander, G. (1995), El Niño and La Niña, in *Oceanography: Contemporary Readings in Ocean Sciences*, edited by R. G. Pire, pp. 72-87, Oxford Univ. Press, Oxford, U.K.
- Pisias, N. G., A. Roelofs, and M. Weber (1997), Radiolarian-Based Transfer Functions for Estimating Mean Surface Ocean Temperatures and Seasonal Range, *Paleoceanography*, 12.
- Roth, P., and H. Thierstein (1972), Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project., in *Initial Reports DSDP 14*, edited by D. E. Hayes, *et al.*, U.S. Govt. Printing Office, Washington.
- Saavedra-Pellitero, M., J. A. Flores, K. H. Baumann, and F. J. Sierro (2010), Coccolith distribution patterns in surface sediments of Equatorial and Southeastern Pacific Ocean, *Geobios*, 43(1), 131-149.
- Saavedra-Pellitero, M., J. A. Flores, F. Lamy, F. J. Sierro, and A. Cortina (2011), Coccolithophore estimates of paleotemperature and paleoproductivity changes in the southeast Pacific over the past similar to 27 kyr, *Paleoceanography*, 26.

- Sarmiento, J. L., N. Gruber, M. A. Brzezinski, and J. P. Dunne (2004), High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity, *Nature*, 427(6969), 56-60.
- Schwander, J., J. Jouzel, C. U. Hammer, J. R. Petit, R. Udisti, and E. Wolff (2001), A tentative chronology for the EPICA Dome Concordia ice core, *Geophysical Research Letters*, 28(22), 4243-4246.
- Sloyan, B. M., L. D. Talley, T. K. Chereskin, R. Fine, and J. Holte (2010), Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water Formation in the Southeast Pacific: The Role of Turbulent Mixing, *Journal of Physical Oceanography*, 40(7), 1558-1574.
- Spero, H. J., and D. W. Lea (2002), The cause of carbon isotope minimum events on glacial terminations, *Science*, 296, 522-525.
- Stenni, B., V. Masson-Delmotte, S. Johnsen, J. Jouzel, A. Longinelli, E. Monnin, R. Rothlisberger, and E. Selmo (2001), An oceanic cold reversal during the last deglaciation, *Science*, 293(5537), 2074-2077.
- Stephens, B. B., and R. F. Keeling (2000), The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO₂ variations, *Nature*, 404, 171-174.
- Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino, J. Ruttlant, and S. Salinas (1998), Coastal ocean circulation off Western South America, in *The Global Coastal Ocean. Regional Studies and Syntheses*, edited by E. R. Robinson and K.H. Brink, pp. 273-315, Wiley.
- Thompson, P. R. (1976), Planktonic foraminiferal dissolution and the progress towards a Pleistocene equatorial Pacific transfer function, *Journal of Foraminiferal Research*, 6(3), 208-227.
- Toggweiler, J. R., K. Dixon, and W. S. Broecker (1991), The Peru Upwelling and the Ventilation of the South Pacific Thermocline., *Geophysical Research*, 96, 20467-20497.
- Toggweiler, J. R. (1999), Variations of atmospheric CO₂ by ventilation of the ocean's deepest water, *Paleoceanography*, 14, 571-588.
- Toggweiler, J. R., J. L. Russell, and S. R. Carson (2006), Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages, *Paleoceanography*, 21.
- Tomczac, M., and J. S. Godfrey (2001), *Regional Oceanography: An Introduction*.
- Winter, A., R. W. Jordan, and P. H. Roth (1994), Biogeography of living coccolithophores in ocean waters, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter and W. G. Siesser, pp. 161-178, Cambridge University Press, Cambridge.
- Wyrski, K. (1981), An estimate of equatorial upwelling in the Pacific, *Journal of Physical Oceanography*, 11(9), 1205-1214.
- Young, J. R. (1994), Functions of coccoliths, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter, Siesser, W. G., pp. 63-82, Cambridge University Press, Cambridge.



CAPÍTULO 6

ARTÍCULO III

Monsoonal dynamics and evolution of the primary productivity in the eastern Arabian Sea over the past 30 ka

E. Cabarcos,^{1*} J. A. Flores,¹ A. D. Singh² and F. J. Sierrro¹

¹*Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plz. De la Merced s/n, Salamanca
37008, España*

²*Department of Geology, Banaras Hindu University, Varanasi, 221 005, India*

**Corresponding author:*

Tel.: + 34 923 294 497

E-mail address: eloycabarcos@usal.es



Submitted

6. Monsoonal dynamics and evolution of the primary productivity in the eastern Arabian Sea over the past 30 ka

ABSTRACT: This study provides high-resolution primary productivity record for the last 30 ka in the Eastern Arabian Sea (EAS) based on the coccolithophore assemblage at SK 17 core in the continental slope off Goa (India). Coccolithophores were proposed as indicator of primary productivity and nutricline position, and the results were used to reconstruct the monsoonal dynamics, the main factor controlling productivity changes in the EAS. Both seasons in the Indian monsoon (winter and summer monsoon) exert a strong control over the productivity in the Arabian Sea. An increased productivity was recorded during the late glacial period in the EAS, contrasting with records obtained for other regions in the Arabian Sea. This enhanced productivity was related to a strengthened winter monsoon winds. An enhanced summer monsoon would reinforce the nutrient supply from land to the EAS during the deglaciation, increasing the primary productivity, although mixing during winter would have been weakened. Surface waters were highly stratified through the Holocene since 10.5 ka. A comparison at millennial scale with ice cores isotopic records from high latitudes of both hemispheres was done, allows us to observe a good correlation between the stratification of the EAS and the climate variability from high latitudes in the northern hemisphere. However, some discrepancies between our coccolithophore data and planktonic foraminifera data appeared, specially coinciding with the extremely Heinrich cold events described in the north Atlantic region.

RESUMEN: Este estudio representa un estudio de alta resolución de la productividad primaria del Mar de Arabia oriental (EAS) para los últimos 30 ka basado en las asociaciones de cocolitóforos en el testigo SK 17 situado en el margen continental de Goa (India). Se proponen los cocolitóforos como indicadores de la productividad primaria y la posición de la nutriclina, y los resultados han sido empleados para reconstruir la dinámica monzonal, el principal factor controlando los cambios en la productividad en el EAS. Ambas estaciones del monzón de la India (monzón de invierno y verano) ejercen un fuerte control sobre la productividad del Mar de Arabia. Una mayor productividad fue registrada durante el último período glacial en el EAS,

contrastando con registros obtenidos para otras regiones en el Mar de Arabia. Este aumento de la productividad se ha relacionado con unos vientos del monzón de invierno fortalecidos. Un monzón de verano más intenso habría incrementado el aporte de nutrientes desde el continente hacía el EAS durante la deglaciación, aumentando la productividad primaria, aunque la mezcla vertical durante el invierno fuese más débil. Las aguas superficiales estuvieron mucho más estratificadas en el Holoceno, desde 10.5 ka. Mediante una comparación a escala milenial con registros isotópicos de testigos de hielo de altas latitudes de ambos hemisferios se observó una buena correlación entre la estratificación en el EAS y la variabilidad climática en altas latitudes del hemisferio norte. Sin embargo, se han observado ciertas discrepancias entre nuestros datos de coccolitóforos y los datos de foraminíferos planctónicos, especialmente coincidiendo con los extremadamente fríos eventos Heinrich, descritos en la región del Atlántico Norte.

Keywords: eastern Arabian Sea, productivity, Indian monsoon, Deglaciation, Holocene, coccolithophores.

6.1. Introduction

The Arabian Sea is one of the most significant productive areas in the world (e.g. Bauer *et al.*, 1991), and its productivity is strongly controlled by the monsoon system. There are two different phases with very different oceanographic implications: the Southwest Monsoon (SW) during summer, and the Northeast Monsoon (NE), in winter. Plankton productivity is directly dependent on the changing wind system during both seasons. The summer monsoon produces little productivity in the Eastern Arabian Sea (EAS) (Naidu and Malmgren, 1999), but winter monsoon promotes a moderate upwelling in the west coast of India (e.g. Colborn, 1975; Schott and McCreary, 2001).

Evolution of the primary productivity in the Arabian Sea may be different depending on geographic location. Previous studies showed less productivity in the western and northern Arabian Sea during the Last Glacial Maximum (LGM) (Anderson and Prell, 1993; Emeis *et al.*, 1995; Spaulding and Oba, 1992), related to a weakened summer monsoon winds (Anderson and Prell, 1993). In contrast, the Eastern Arabian Sea (EAS) showed an increased productivity during the LGM (Cayre and Bard, 1999;

Rostek *et al.*, 1997; Schulte *et al.*, 1999; Singh *et al.*, 2011), related to an intensified winter monsoon winds (Rostek *et al.*, 1997).

Coccolithophores are one of the major primary producers in the ocean, and due to their ability to get fossilized they represent one of the major components of the oceanic sediment. The distribution of coccolithophores in the ocean is controlled by environmental parameters, such as nutrients availability, light, temperature, etc (Winter *et al.*, 1994). Consequently, the analysis of coccolithophores assemblages preserved in the sediment record is a useful tool to reconstruct paleoenvironmental conditions. Some studies showed the utility of the coccolithophores in reconstructing paleoproductivity (Amore *et al.*, 2012; Baumann and Freitag, 2004; Beaufort *et al.*, 2001; Beaufort, 1997; Bollmann *et al.*, 1998; Flores *et al.*, 2003; Flores *et al.*, 1999; Flores *et al.*, 2000; Giraudeau, 1992; Kleijne, 1989; López-Otálvaro *et al.*, 2009; Molfino and McIntyre, 1990; Okada and Wells, 1997; Young, 1994).

The present study aims to obtain a continuous record of the coccolithophore assemblage and primary productivity in the EAS during the last 30 ka. As productivity in the area is mainly controlled by the seasonal monsoonal wind circulation, the focus of the present study is to better understand the seasonal monsoonal dynamics in the EAS during the glacial period, deglaciation, and Holocene. Additionally, it is expected to explore some teleconnection effects such as, how is the relation between high latitudes and tropical regions, e.g. the Arabian Sea.

6.2. Seasonal monsoon circulation

The Arabian Sea is characterized by a highly seasonal dynamics controlled by the monsoonal system, which shows two seasons along the year: the Northeast Monsoon or winter monsoon, and the Southwest Monsoon or summer monsoon, separated by two inter-rmonsoonal periods (spring and fall). During the summer monsoon, increased isolation promotes the development of strong low-pressure centers inland the Asian continent. This fact generates the occurrence of southeast winds from high-pressure areas in the southern Indian Ocean, blowing along the Somali and Arabian coasts (Fig. 6.1). These winds promote the occurrence of coastal upwelling

cells, resulting in the presence of cold and rich-nutrients waters off the coast of Somalia and Arabian Peninsula (Anderson *et al.*, 1991; Anderson and Prell, 1992; Currie *et al.*, 1973; Emeis *et al.*, 1995; Nair *et al.*, 1989). Owing to the Ekman Transport the upwelling area extends along the east and north of the Arabian Sea (Wyrtki, 1973; Colborn, 1975). During the boreal winter, high pressures are installed in the Tibetan Plateau and Central Asia, leading to the occurrence of dominant northeast winds over the Arabian Sea (Fig. 6.1). These winds generally prevent the upwelling in northern and western Arabian Sea, but induce a moderate upwelling along the central coast of India (e.g. Colborn, 1975; Schott and McCreary, 2001).

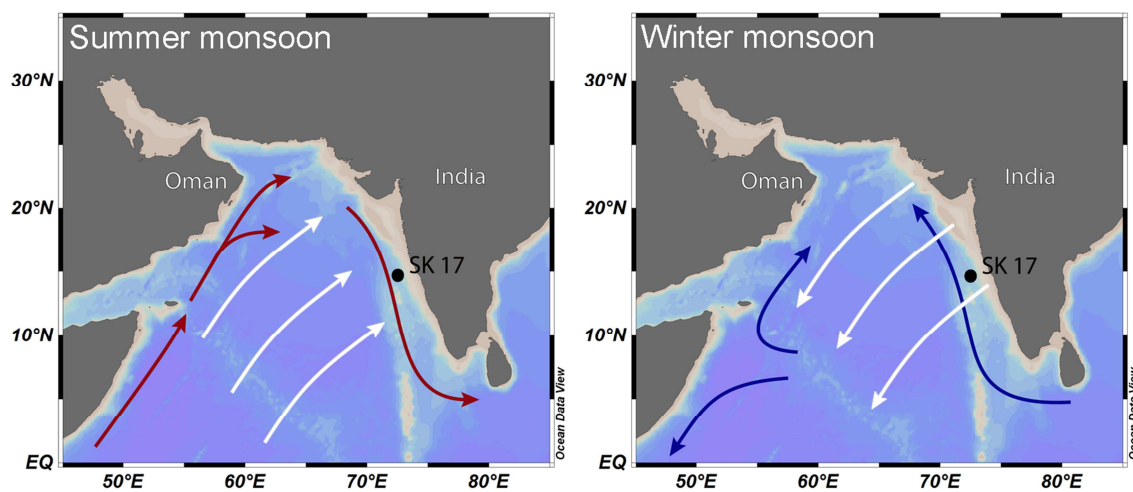


Figure 6.1. SK 17 site location and schematic patterns of oceanographic and atmospheric circulation during the winter and summer monsoons. Main circulation during the winter monsoon (red lines) and winter monsoon (blue lines), and dominant direction of the winds (white lines) during both seasons (Schott *et al.*, 2002; Singh *et al.*, 2011).

6.3. Material and Methods

6.3.1. Material

Gravity core SK 17 was collected in 1999 by the ORV Sagar Kanya from the continental slope near Goa (15°15'N; 72°58'E) at a water depth of 840 m. For this work, samples were taken with a spacing of 2 to 4 cm. The sediments in the core are composed intermittently of dark coloured laminated, with abundant foraminifera, and light coloured homogenous facies, with abundant pteropod shells (Singh *et al.*, 2006). This core is situated under the low-salinity plume developed by runoff from the Western

Gaths during the summer monsoon (Sarkar *et al.*, 2000). The area of the core is influenced by the moderate upwelling which occurred in the west coast of India during the winter monsoon, which substantially increases productivity in this area. Therefore, the core location is suitable for the reconstruction of the paleo-productivity in the west coast of India, related to the monsoonal system.

The independent age model were reconstructed based on AMS¹⁴C dates, measured on monospecific samples of *Globigerinoides ruber*, white variety (Singh *et al.*, 2011) (Table 6.1). AMS¹⁴C ages were converted to calendar ages on the Calib 4.4 software package using the Marine98 calibration dataset and a reservoir age of 640 years (Singh *et al.*, 2011; Southon *et al.*, 2002). According to the age model, the time interval between samples varies from 0.02 to 0.59 ka, depending on the spacing of the sampling and the sedimentation rate. Our data were interpolated to obtain the same temporal resolution throughout the entire interval (0.13 ka).

6.3.2. Preparation and microscopy techniques

A total of 222 samples were studied for the last 30 ka. Samples were prepared following the technique of decanting of Flores and Sierro (1997) and counted with a Leica Petrographic Microscope (Light Microscope, LM) (1000x). In each sample we counted at least 500 coccoliths, which assures that all species with an abundance greater than 1% (with paleontological significance) have to be represented in the count (Dennison and Hay, 1967; Fatela and Taborda, 2002). A second counting was carried out extending the number of visual fields in order to control the abundance of minority taxa. In order to obtain additional morfological information, some of the samples were observed at the Scanning Electron Microscope (SEM) at Bremen University. For that, these samples were prepared following the technique of dilution and filtering of Boeckel *et al.* (2006).

Coccolithophores absolute abundances (coccoliths/g of sediment) were calculated using the formula given by Flores and Sierro (1997): $[Abs. Ab. = (n R^2 V)/(r^2 g v)]$, where n is the number of coccoliths counted in a random visual field; R is the radius of the Petri dish where the sample were prepared; V is the volume of the water

added to the dry sediment; r is the radius of the visual field; g is the dry sediment weight; and v is the volume of mixture withdrawn with the micropipette.

Table 6.1. AMS14C dates for core SK 17 used in this work (Singh *et al.*, 2011).

Depth (cm)	¹⁴ C Age	Error (±)	Calendar Age (ka)
1.5	1.524	0.068	0.875
32.5	2.441	0.045	1.856
40.5	2.96	0.045	2.498
46.5	3.334	0.046	2.922
50.5	3.494	0.146	3.149
54.5	3.908	0.046	3.634
60.5	4.093	0.047	3.875
66.5	4.688	0.047	4.694
70.5	4.775	0.048	4.8
74.5	5.146	0.052	5.302
80.5	5.172	0.149	5.34
90.5	6.873	0.052	7.216
101	7.689	0.054	7.949
117	8.451	0.058	8.764
125	8.885	0.059	9.24
169	10.068	0.061	10.657
193	10.771	0.065	11.668
209	11.639	0.070	12.983
237	12.59	0.142	13.936
261	12.803	0.087	14.171
321	15.678	0.099	17.939
381	18.87	0.132	21.61
417	21.05	0.152	23.74
433	21.91	0.221	23.886
469	25.56	0.231	29.168

Coccolithophore preservation was estimated with the scale reported by Roth and Thierstein (1972) and Flores and Marino (2002), which establishes several degrees of preservation according to visual estimations. Another method to estimate the disolution used in this work, was the CEX' index (Boeckel and Baumann, 2004), derived from the CEX index from Dittert *et al.* (1999), based on the relationship between small and delicate placoliths and strongly calcified coccoliths: $[CEX' = (\% \text{ small placoliths})/(\% \text{ small placoliths} + \% \text{ C. leptoporus})]$.

6.3.3. Statistics

A Principal Component Analysis (PCA), or factor analysis was performed, including a varimax normalized rotation with the Statistica 7.0[®] software. These techniques are generally used to reduce the number of variables and even to join variables into a smaller set of dimensions (factors) with a minimum loss of information (Hair *et al.*, 1992). Previously, a log-transformation of $\log(x+1)$ was applied to the dataset to obtain a normal distribution, which amplifies the importance of less abundant species, and thus minimizes the dominance of few abundant species (Mix *et al.*, 1999). Our analysis included 12 species which showed variables abundance from minority to abundant and accounting for 100% of the assemblage, but excluded the reworked taxa and species which only appeared rarely (e.g. *Coccolithus pelagicus*, *Neosphaera coccolithomorpha*, etc.).

To investigate the relationship between the main proxies used in the present work and the high latitudes dynamic, we implemented a correlation analysis between the N ratio and factor scores of the PCA factor analysis, and $\delta^{18}\text{O}$ data from Dome C (Jouzel *et al.*, 2001; Schwander *et al.*, 2001; Stenni *et al.*, 2001) and GISP2 (Blunier *et al.*, 1998; Blunier and Brook 2001; Meese *et al.*, 1997) ice cores in Antarctica and Greenland, respectively, by using the Pearson linear correlation coefficient (r).

6.4. Coccolithophores as paleoproductivity indicators

6.4.1. High productivity proxies

The most abundant taxa in the assemblages are the group of small Noelaerhabdaceae, or small placoliths (SP). In the SP we included small *Gephyrocapsa* and *Emiliana huxleyi*, with cocoliths $< 3 \mu\text{m}$. The small *Gephyrocapsa* group often includes several species. Using SEM we identified three species: *G. aperta*, *G. ericsonii* and *G. ornata*. We only used the term small placoliths or SP, as the discrimination between these species under LM becomes complex because of their small sizes. SP and *Gephyrocapsa oceanica* live in the upper photic zone and its abundances in upwelling areas have been linked to high primary productivity conditions (Amore *et al.*, 2012; Baumann and Freitag, 2004; Bollmann *et al.*, 1998; Flores *et al.*, 2003; Flores *et al.*,

1999; Flores *et al.*, 2000; Giraudeau, 1992; Kleijne, 1989; López-Otálvaro *et al.*, 2009; Okada and Wells, 1997; Young, 1994). Andruleit and Rogalla (2002), observed a positive response of *G. oceanica* to an increase in nutrient supply in the Arabian Sea. Based on results of trap studies in the upwelling area off Somalia, Broerse *et al.* (2000) proposed this species as indicator of maximum upwelling conditions.

6.4.2. Stratification proxies

Florisphaera profunda is a characteristic species of the lower photic zone in middle or low latitudes (Okada and Honjo, 1973). It is a good indicator of the thermocline/nutricline position, such that when nutricline deepens, total primary production is low and *F. profunda* becomes the dominant coccolithophore (Molfinio, 1990). When primary productivity increases, the relative abundance of *F. profunda* decreases (Beaufort *et al.*, 2001). The distribution pattern of *F. profunda* in the Arabian Sea showed a positive correlation to the mean annual mixed layer depth (Andruleit and Rogalla, 2002). *Oolithotus* spp. is also a taxon inhabiting the lower photic zone, or the bottom of the upper photic zone, in oligotrophic areas, with low-nutrient waters (Brand, 1994).

6.4.3. N ratio

The relationship between the main upper photic zone species (SP and *G. oceanica*) and the main lower photic zone species (*F. profunda* and *Oolithotus* sp.) can be used as indicator of primary productivity (Beaufort, 1997; Beaufort *et al.*, 2001; Flores *et al.*, 2000). This ratio was calculated using the formula given by Flores *et al.* (2000), with a slight modification, as *Oolithotus* sp. was added: $[N = (G. oceanica + SP)/(G. oceanica + SP + F. profunda + Oolithotus sp.)]$. High values in this ratio indicate a prevalence of the upper photic zone species, and likely respond to the presence of a shallow nutricline, with a high availability of nutrients in the surface waters. On the contrary, lower values of N ratio point to a higher development of the lower photic zone species, suggesting the presence of a deep nutricline, and a low productivity in the surface waters.

6.5. Results

6.5.1. Coccolithophore assemblage

Figure 6.2 shows the relative and the absolute abundances for the main coccolithophore species. The coccolithophore assemblage was dominated by the SP, *G. oceanica*, and *F. profunda* (Fig. 6.2a, 6.2b and 6.2c). The SP and *G. oceanica* together dominate the assemblage during the LGM and remain moderately high up to ~11 ka, and then the assemblage was dominated by *F. profunda* in the Holocene. High values in the relative abundance of the SP were observed between ~16 and 14 ka corresponding to low values of *G. oceanica*. However, relatively low values of SP during the LGM (23-18 Ka) coincide with maxima in the relative abundance of *G. oceanica*. A sharp drop was recorded in the SP percentage at around 14 ka, which matches with a marked increase in the relative abundance of *G. oceanica* and *F. profunda*. A marked decline in the relative abundance of *G. oceanica* is recorded at around 17.5 ka.

The absolute abundance of *F. profunda* did not showed significant changes until the Holocene (Fig. 6.2c), when maximum values were recorded. The absolute abundance of SP and *G. oceanica* exhibited a gradual fall up to ~24 ka (Fig. 6.2a and 6.2b) and a subsequent rise, especially in the *G. oceanica* record. After a progressive increase (22.5-14 ka), the absolute abundance of SP displayed a sharp drop followed by a gradual increase up to 6 ka (Fig. 6.2a). The absolute abundance of *G. oceanica* showed relatively lower values up to 13.5 ka, with a brief increase during the LGM (Fig. 6.2b). Between 14 and 11 ka this record registered large fluctuations and a subsequent increase up to 6 ka. A marked decrease occurred in the absolute abundance of the main species between 6 and 3 ka, followed by a slight increase between 3 and 1 ka (Fig. 6.3a, 6.3b and 6.3c).

6.5.2. Preservation

The degree of preservation of coccoliths varies from moderate to good, according to the visual scale given by Roth and Thierstend (1972) and Flores and Marino (2002). All the specimens can be identified as species, and only in some samples appeared irrelevant signs of dissolution or fragmentation. This is reflected in

the CEX' index (Boeckel and Baumann, 2004), which showed high values (> 0.95) in the entire core (Fig. 2d). It is important to note that this allows us to be confident that the dissolution did not bias our results.

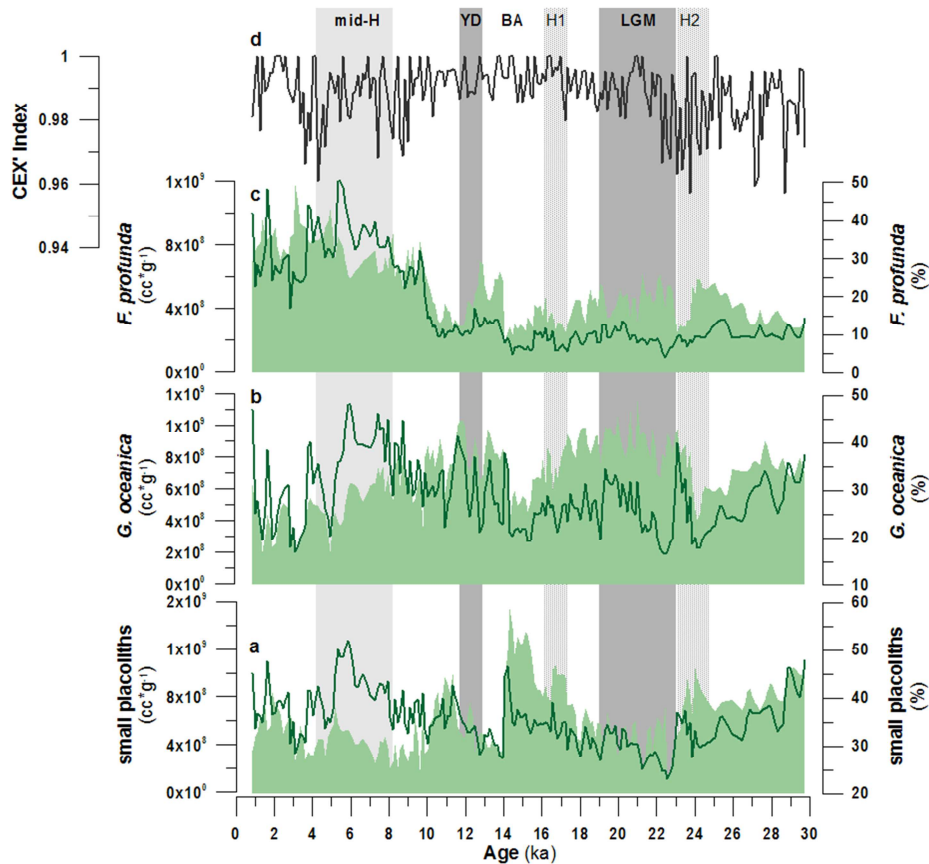


Figure 6.2. Relative (shaded area) and absolute abundances (green line) of the most significant coccolithophore: (a) Small Placoliths; (b) *G. oceanica*; and (c) *F. profunda*. (d) CEX' index (preservation). H2, Heinrich 2 event; LGM, Last Glacial Maximum; H1, Heinrich 1 event; BA, Bolling Allerod; YD, Younger Dryas; and mid-H, middle Holocene.

6.5.3. N ratio and total absolute abundance

The record of N ratio showed higher values during the glacial time and deglaciation (~ 0.8) as compared to the Holocene except a significant low values during the second half of the Bolling Allerod (BA) (Fig. 6.4c). A marked decrease occurred between 10.5 and 9.5 ka, and relatively low values (~ 0.65) were observed until 6 ka. Since then a gradual decrease was recorded, reaching minimum at around 3 ka (~ 0.5). A slight increase occurred in the N ratio at around 1 ka. The total absolute abundance of coccoliths recorded a gradual decrease up to 22.5 ka (with a slight increase between 24

and 23 ka) (Fig. 6.4b). Relatively lower values were recorded during the LGM and deglaciation, and a marked shift to high coccoliths content was observed at around 10 ka. Maximum values occurred at 6 ka, followed by a marked increase up to 3 ka, and a slight increase between 3 and 1 ka.

6.5.4. PCA Factor Analysis

The PCA Factor analysis indicated the existence of three main factors. Factor 1 was defined by SP and *G. oceanica* (Table 6.2), explaining the 35.3% of the total variance. According to the description given in section 6.4.1, this factor was interpreted as indicator of high productivity conditions. Henceforth, we will refer to this factor as Productivity Factor (PF). Factor 2, represented mostly by *F. profunda*, explained the 38.1% of the total variance and was interpreted as indicator of a deep nutricline, according to section 6.4.2. We will call this factor as Stratification Factor (SF). Factor 3 was defined by *Umbilicosphaera* spp. and explained the 24.9% of the total variance. This genus was normally associated with temperate and oligotrophic waters (Okada and McIntyre 1979), but Andrleit and Rogalla (2002) observed a positive response of *U. sibogae* (the predominant species of the genus) to an increase in nutrient supply in a study of surface sediments along the Arabian Sea. For this reason, the meaning of this factor was not well established.

The PF exhibited large fluctuations between 30 and 26 ka, with higher values between 27 and 26 ka, and a sharp drop between 26 and 25.5 ka (Fig. 6.3a). A gradual rise was recorded up to 19.5 ka, at the end of the LGM. At the beginning of the deglaciation the PF declined, and around 15.5 ka reached its maxima values. This record descended in the BA, and during the YD these values increased substantially. During the Holocene, there has been a trend of decline in PF, similar to the record of N ratio. High values were recorded during the glacial period in the SF (28.5-27.5 ka and 25.5-21 ka), and during some moments of the deglaciation (e.g. BA) (Fig. 6.3b). Factor 3 showed maximum values up to 25.5 ka, following a strong decrease and a roughly flat trend, although with a marked drop between 16 and 13.2 ka (Fig. 6.3c).

Table 6.2. Factor loadings obtained in the PCA Factor Analysis.

	Factor 1	Factor 2	Factor 3
"Small" placoliths	1,72	0,25	1,07
<i>G. oceanica</i>	1,90	0,06	1,03
<i>G. muellerae</i>	-0,46	-0,58	-0,39
<i>F. profunda</i>	-0,43	3,02	-0,59
<i>Oolithotus</i>	0,19	-0,01	-0,94
<i>Umbilicosphaera</i>	-1,34	-0,06	2,04
<i>C. leptoporus</i>	-0,67	-0,53	0,12
<i>H. carteri</i>	-1,18	-0,10	0,76
<i>Syracosphaera</i>	0,45	-0,53	-0,67
<i>Calciosolenia</i>	0,14	-0,25	-1,14
<i>R. clavigera</i>	-0,36	-0,59	-0,44
<i>Umbellosphaera</i>	0,03	-0,67	-0,84

Rotation, varimax normalized; extraction, principal components.
 Bold values indicate the species which define each factor

6.6. Discussion

6.6.1. Productivity variations in the eastern Arabian Sea

Coccolithophores are recorders of oceanic paleoproductivity, and their assemblages were used successfully for the reconstruction of the primary productivity in the equatorial Indian Ocean during the Late Quaternary with an orbital scale (Beaufort *et al.*, 1997). The results from the EAS core SK 17 provide valuable data of the primary productivity evolution in the region. The surface water productivity conditions in the EAS is controlled primarily by the winter wind induced vertical mixing and/or upwelling invoking injection of nutrient to the photic layer. The productivity is also influenced by summer monsoon related fluvial runoff that causes stratification of surface waters and an oligotrophic environment. However, high supply of terrigenous material through runoff can be a source of nutrients to the photic zone that can induce a local increase of productivity. While interpreting our coccolithophore based productivity record we considered above factors utilising other proxy records: planktic foraminifera, magnetic susceptibility and isotope records of the core, published elsewhere (Anand *et al.*, 2008; Patil and Singh, 2013; Singh *et al.*, 2011). We recorded major changes in productivity and related surface hydrographic patterns during glacial, deglacial and Holocene periods.

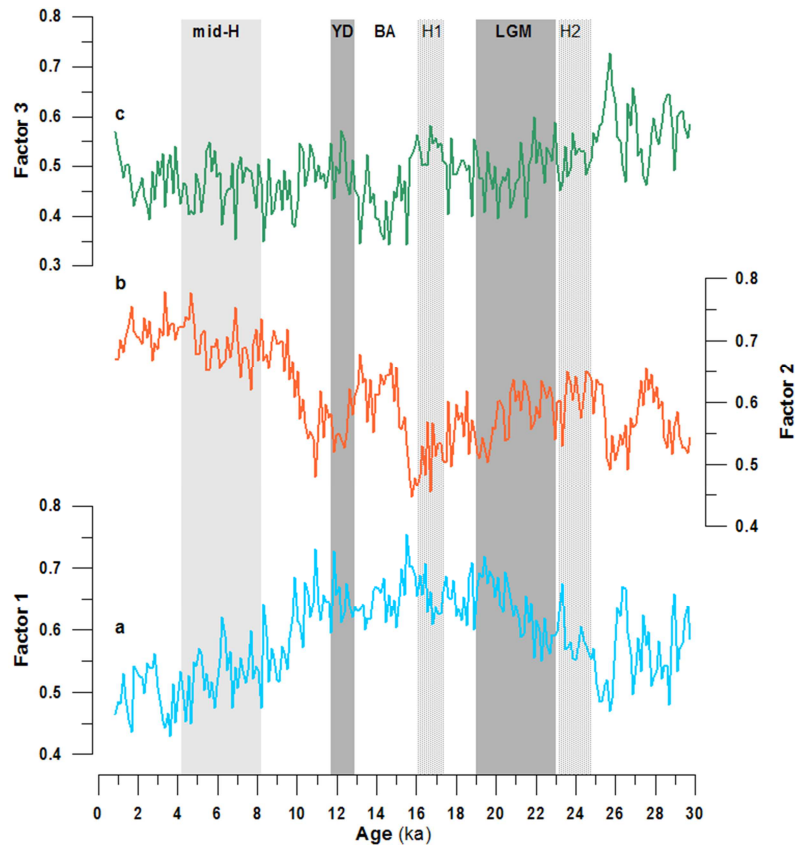


Figure 6.3. Distribution of the dominant factors. (a) Factor 1 scores; (b) Factor 2 scores; (c) Factor 3 scores. H2, Heinrich 2 event; LGM, Last Glacial Maximum; H1, Heinrich 1 event; BA, Bolling Allerod; YD, Younger Dryas; and mid-H, middle Holocene.

6.6.1.1. Glacial period

Abundance records (percentage and absolute abundance) of SP, *G. oceanica* and *F. profunda* and values of their abundance ratios all indicate high productivity in the late glacial period between 27 and 25.5 ka and 23.5 and 17.5 ka (Fig. 6.2a, 6.2b, 6.2c and 6.4c). General low values of Factor 2 during these periods suggest less stratified surface waters, pointing towards high vertical mixing and/or upwelling associated with the intensified winter monsoon winds (Fig. 6.4f). Furthermore, record of Factor 1 representing assemblages (SP and *G. oceanica*) considered to occur in eutrophic conditions supports the other proxy records (Fig. 6.4e). Our inferences of winter monsoon controlling glacial productivity in EAS gain support from planktic foraminiferal and geochemical productivity proxy data of the core SK 17 published elsewhere (Singh *et al.*, 2006, Singh *et al.*, 2011). The strong, cold and dry winter winds during the glacial time would have resulted enhanced evaporation leading to high sea

surface salinity condition and convective mixing. Additionally, strong winds might have caused upwelling localised to this region. Thus, intensified winter winds produced upwelling of nutrient-rich waters into the euphotic zone, which promoted an increase on phytoplankton biomass and in the productivity of the EAS (Wiggert *et al.*, 2002). Similar patterns were shown in other studies in the area (e.g. Banakar *et al.*, 2005; Rostek *et al.*, 1997) pointing that the increased productivity in this region was associated with an intensified winter monsoons.

Studies from the western and northern Arabian Sea indicated a lower productivity during the LGM as compared to the Holocene (e.g. Anderson and Prell, 1993; Naidu and Malmgren, 1999; Reichert *et al.*, 1997). These studies related this lower productivity during the LGM with a decreased summer monsoon winds, the main factor driving upwelling in the western Arabian Sea (WAS). Anderson and Prell (1993) recorded a lower productivity during the LGM, as well as a decreased precipitation over the WAS, related to a weakened summer monsoon. Therefore, although a weakened summer monsoon reduced productivity in the WAS, the presence of enhanced winter monsoon invoked an increased vertical mixing and/or upwelling in the EAS, which substantially increased the productivity in the late glacial period between 27 and 25.5 ka and the LGM.

6.6.1.2. Deglaciation

Our productivity proxy records indicate a relatively higher primary productivity during the deglaciation, although a small drop was recorded after the LGM. High values of PF and lower values in SF at around 16 ka can be an indicative of enhanced productivity (Fig. 6.4e and 6.4f). An increased stratification is suggested by the SF between 16 and 15 ka, and our proxies indicated relatively lower productivity during 15 to 12.5 ka followed by a marked increase between 12.5 and 10 ka (Fig. 6.4e and 6.4f). The SF record suggests that surface water was more stratified during the BA and vertical mixing increased between 12.5 and 10 ka. Low productivity condition can be explained by weak winter monsoon circulation prevailed during 15 to 12.5 ka. However, explanation of mechanism for high productivity during 10 to 12.5 ka does not seem to be straight forward because the foraminiferal record does not support clearly this condition (Fig. 6.4d). Interestingly, magnetic susceptible record (Patil and Singh,

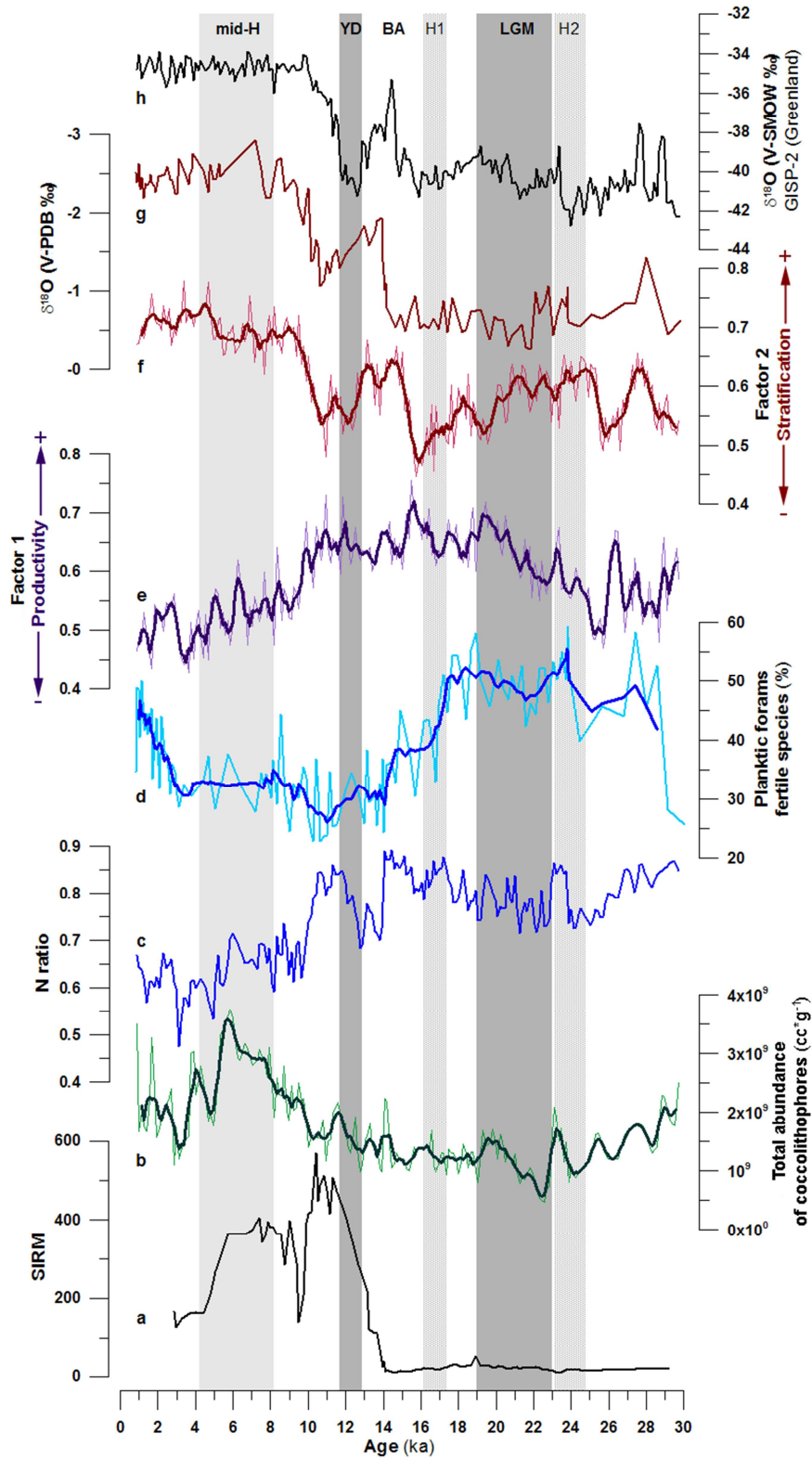


Figure 6.4. Comparison of paleoproductivity proxies for the core SK 17. (a) Magnetic susceptibility record (SIRM, Saturation Isothermal Remanent Magnetization) (Patil and Singh, 2013); (b) Total absolute abundance of coccolithophores; (c) N ratio; (d) Relative abundance of the planktic foraminifera fertile species (Singh *et al.*, 2011); (e) Productivity proxy (Factor 1); (f) Stratification proxy (Factor 2); (g) $\delta^{18}\text{O}$ of *G. ruber* from SK 17 core, referred to the scale V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) (Anand *et al.*, 2008); (h) Greenland ice core $\delta^{18}\text{O}$ record from GISP2, referred to the scale V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) (Blunier and Brook, 2001; Blunier *et al.*, 1998; Meese *et al.*, 1997). H2, Heinrich 2 event; LGM, Last Glacial Maximum; H1, Heinrich 1 event; BA, Bolling Allerod; YD, Younger Dryas; and mid-H, middle Holocene.

2013) provides a clue to explain this interval of productivity maximum which coincides with the high content of ferromagnetic minerals (Fig. 6.4a). It has been suggested that there was high terrigenous supply to the core site during 12.5 to 10 ka and early Holocene times (Patil and Singh, 2013) as indicated by high contents of ferromagnetic minerals (high SIRM values) (Fig. 6.4a). There could be two probable sources of terrigenous input: eolian or fluvial.

So, planktonic foraminifera records, which suggested a rapid switch to lower productivity conditions during the deglaciation (Singh *et al.*, 2011), may be indicative of the vertical mixing during the winter monsoon. However, our coccolithophore records may indicate changes on primary productivity. After the LGM winter monsoon winds were weakened, reducing vertical mixing, but the presence of enhanced summer monsoon can provide nutrients to the EAS due to an increased supply from land. An intensification of the summer monsoon was recently documented around 15.2 ka in the EAS (Kesserkar *et al.*, 2013). This situation can increase primary productivity during the summer monsoon, especially productivity of coccolithophores, as total absolute abundance of coccolithophores suggested (Fig. 6.4b). This is supported by the good concordance between the absolute abundance of coccolithophores and the SIRM record (Fig. 6.4a and 6.4b). Nevertheless, this situation of high nutrient availability in the EAS might not have been as favorable for foraminifera, may be due to another factor such as temperature or turbidity. The good concordance between SF and $\delta^{18}\text{O}$ record in the EAS (Anand *et al.*, 2008) supports this hypothesis, showing an increased stratification/oligotrophy when sea surface temperature was warmer (Fig. 6.4f and 6.4g).

6.6.1.3. Holocene

PF and SF in the EAS indicate high primary productivity at the beginning of the Holocene (Fig. 6.4e and 6.4f). This scenario may respond to a high nutrient availability due to the supply from land, as would occur during deglaciation. A sharp decrease in the primary productivity occurred around 10 ka, which matches with a marked decrease in the SIRM values (Fig. 6.4a). These observations would suggest a significant reduction of the summer monsoon, which are in agreement with other works in the Arabian Sea (Bassinot *et al.*, 2011). Primary productivity dropped again around ~6 ka, coinciding with a sharp decrease in the SIRM record (Fig. 6.4a, 6.4c, 6.4e and 6.4f), and around 3.2

ka PF and SF reached its minima and maxima values, respectively. The sharp drop observed in the SIRM record indicates a reduction in the supply from land, which would be associated with a weakening of the summer monsoon. This assumption is consistent with data from Rampelberg *et al.* (2013), in which they interpreted a reduction in the summer monsoon winds intensity and a change toward drier conditions in the Arabian Sea around 6 ka, which would reduce the nutrient supply due to the fluvial runoff into the EAS. However, a moderate increase in the productivity is suggested by the foraminifera record between 3 and 1 ka (Fig. 4d), suggesting an enhanced of the winter monsoon winds in the EAS. This increase in productivity inferred by planktonic forams is not evident in our coccolithophorid record, although a slight increase was recorded in the PF (Fig. 4e). The cease of the nutrients supply from land, via fluvial runoff may be the explanation, which would reduce the nutrient availability in the EAS despite the increased vertical mixing during winter.

6.6.2. Interhemispheric connections

A comparison between our records (N ratio, PF and SF) and isotopic ice core records from Greenland and Antarctica was done. A clear parallelism was observed with the GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ ice core record (Greenland) (Fig. 6.4c, 6.4e, 6.4f and 6.4h) and millennial events referred in the (e.g. Dansgaard *et al.*, 1993). The parallelism was more obvious between SF and Greenland record (Fig. 6.4f and 6.4h), showing a high correlation ($r = 0.73$) (Table 6.3). The parallelism was also observed with $\delta^{18}\text{O}_c$ record in core SK 17, elaborated by Anand *et al.* (2008) (Fig. 6.4g). Therefore, the dynamics of high-latitude in the northern hemisphere may have played a crucial role over the oceanographic conditions in the Arabian Sea along the last 30 ka, as temperature variations in the north Atlantic region likely determined changes in atmospheric and ocean circulations.

The present study suggests a correlation between oligotrophy and Greenland isotopic record. However, coinciding with the extremely cold events well described in high latitudes of the northern hemisphere (Heinrich 2-1), this relationship was not so clear. According to previous studies, the existence of an extensive snow/ice cover in the Tibetan Plateau during these cold events, would increase the albedo of the region. This

fact could diminished the establishment of the low surface pressure above the Tibetan Plateau and reduce the land-sea pressure gradient, which would weakened the summer monsoon but reinforced the winter monsoon (e.g. Colin *et al.*, 1998). Our coccolithophore data suggested an increased stratification coinciding with the Heinrich 2 (H2) event (Fig. 4f), but during Heinrich 1 (H1) an increased productivity is recorded (Fig. 4e and 4f). Nevertheless, foraminifera data showed a rapid switch to oligotrophic waters in the EAS coinciding in time with the H1 (Fig. 4d), responding to a decreasing winter monsoon winds (Singh *et al.*, 2011). So, our coccolithophore data support the idea of a strengthened winter monsoon during H1 event, with an increased productivity, but the inclusion of new proxies in the future will resolve discrepancies between the foraminifera and coccolithophore records.

Table 6.3. Correlation matrix between N ratio, Factor 1, Factor 2, Dome C $\delta^{18}\text{O}$ and GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ records.

	N ratio	Factor 1	Factor 2	Dome C	GISP2
N ratio	1	0,69	-0,76	-0,58	-0,71
Factor 1	0,69	1	-0,76	-0,54	-0,62
Factor 2	-0,76	-0,76	1	0,60	0,73
Dome C	-0,58	-0,54	0,60	1	0,86
GISP2	-0,71	-0,62	0,73	0,86	1

Bold values correspond to significant correlations at $p < 0,05$

6.7. Conclusions

Coccolithophores can be considered a good indicator of productivity, so our data offer a high-resolution reconstruction of the productivity and coccolithophorid production in the EAS for the last 30 ka. The intensity of the winter monsoon winds played a crucial role over the productivity in the EAS, and during the glacial period, with an enhanced winter monsoon winds, surface waters were less stratified in the EAS, and productivity was higher as compared to the Holocene. The nutrient supply from land, due to an intensified summer monsoon, would have maintained a high productivity during deglaciation. However, planktonic foraminifera data suggest a rapid switch to increased stratification conditions during deglacial time, which may respond to a cease of the mixing during winter, due to a weakening of the winter monsoon winds. An abrupt switch to stratified and/or oligotrophic waters occurred during the

early Holocene at around 10 ka. Oligotrophy in the EAS showed a high parallelism with isotopic records from high latitudes in the northern hemisphere, although coinciding with the north Atlantic extremely cold events (Heinrich 1-2), this connection is not clear. Our coccolithophore data suggest an intensification of the winter monsoon, specially during the Heinrich 1 event, while planktonic foraminifera data support the idea of an increased stratification during these cold events, related to a weakened winter monsoon winds. These discrepancies between coccolithophore and foraminifera data will require additional work and the inclusion of new proxies.

Acknowledgments. This study has been founded by a grant provided by the University of Salamanca, and the Spanish Ministerio de Ciencia e Innovación CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067, PASUR CGL2009-08651, CONSOLIDER-GRACCIE VACLIDP339 and MINECOCTM2012-35248 projects. The authors thanks to Karl-Hainz Baumann and Mariem Saavedra-Pellitero for their invaluable help in SEM work in the University of Bremen.

References

- Amore, F. O., J. A. Flores, A. H. L. Voelker, S. M. Lebreiro, E. Palumbo and F. J. Sierro (2012), A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects, *Marine Micropaleontology*, 90-91, 44-59, doi: 10.1016/j.marmicro.2012.03.006.
- Anand, P., D. Kroon, A. D. Singh, R. S. Ganeshram, G. Ganssen and H. Elderfield (2008), Coupled sea surface temperature-seawater d18O reconstructions in the Arabian Sea at the millennial scale for the last 35 ka, *Paleoceanography* 23, PA4207, doi: 10.1029/2007PA001564.
- Anderson, D. L. T., D. J. Carrington, R. Corry and C. Gordon (1991), Modeling the variability of the Somali Current, *Journal of Marine Research* 49(4), 659-696.
- Anderson, D. M. and W. L. Prell (1992), The structure of the Southwest Monsoon winds over the Arabian Sea during the late Quaternary - Observations, simulations, and marine geology evidence, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 97(C10), 15481-15487.
- Anderson, D. M. and W. L. Prell (1993), A 300 kyr record of upwelling off Oman during the late Quaternary - evidence of the Asian Southwest monsoon, *Paleoceanography*, 8(2), 193-208.
- Andruleit, H. and U. Rogalla (2002), Coccolithophores in surface sediments of the Arabian Sea in relation to environmental gradients in surface waters, *Marine Geology*, 186(3-4), 505-526.
- Banakar, V. K., T. Oba, A. R. Chodankar, T. Kuramoto, M. Yamamoto and M. Minagawa (2005), Monsoon related changes in sea surface productivity and water

- column denitrification in the Eastern Arabian Sea during the last glacial cycle, *Marine Geology*, 219, 99-108.
- Bassinot, F. C., C. Marzin, P. Braconnot, O. Marti, E. Mathien-Blard, F. Lombard and L. Bopp (2011), Holocene evolution of summer winds and marine productivity in the tropical Indian Ocean in response to insolation forcing: data-model comparison, *Climate of the Past*, 7(3), 815-829.
- Bauer, S., G. L. Hitchcock and D. B. Olson (1991), Influence of monsoonally-forced Ekman dynamics upon surface-layer depth and plankton biomass distribution in the Arabian Sea, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 38(5), 531-553.
- Baumann, K.-H. and T. Freitag (2004), Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages, *Marine Micropaleontology*, 52(1-4), 195-215.
- Beaufort, L., T. de Garidel-Thoron, A. C. Mix and N. G. Pisias (2001), ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene, *Science*, 293(5539): 2440-2444.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F. y Labeyrie, L. (1997), Insolation cycles as major control of Equatorial Indian Ocean primary production, *Science*, 278, 1451-1454.
- Blunier, T. and E. J. Brook (2001), Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period, *Science*, 291(5501), 109-112.
- Blunier, T., J. Chappellaz, J. Schwander, A. Dallenbach, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. Raynaud, J. Jouzel, H. B. Clausen, C. U. Hammer and S. J. Johnsen (1998), Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature*, 394(6695), 739-743.
- Boeckel, B. and K.-H. Baumann (2004), Distribution of coccoliths in surface sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution, *Marine Micropaleontology*, 51(3-4), 301-320.
- Boeckel, B., K.-H. Baumann, R. Henrich and H. Kinkel (2006), Coccolith distribution patterns in South Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(6), 1073-1099.
- Bollmann, J., K. H. Baumann and H. R. Thierstein (1998), Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the late Pleistocene: Selective dissolution, evolution, or global environmental change, *Paleoceanography*, 13(5), 517-529.
- Brand, L. E. (1994), Physiological ecology of marine coccolithophores, in *Coccolithophores*. A. y. S. Winter, W. Cambridge, Cambridge Univ. Press: 39– 49.
- Broerse, A. T. C., G. –J. A. Brummer, J. E. van Hinte (2000), Coccolithophore export production in response to monsoonal upwelling off Somalia (northwestern Indian Ocean), *Deep-Sea Res. II: Topical Studies in Oceanography*, 47, 2179-2205.
- Cayre, O. and E. Bard (1999), Planktonic foraminiferal and alkenone records of the last deglaciation from the Eastern Arabian Sea, *Quaternary Research*, 52(3), 337-342.
- Colborn, J. G. (1975), *The Thermal Structure of the Indian Ocean*, Univ. of Hawaii Press, Honolulu, Int. Indian Ocean Exped. Monogr.
- Colin, C., C. Kissel, D. Blamart and L. Turpin (1998), Magnetic properties of sediments in the Bay of Bengal and the Andaman Sea: impact of rapid North Atlantic Ocean climatic events on the strength of the Indian monsoon, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 623-635.

- Currie, R. I., A. E. Fisher and P. M. Hargraves (1973) Arabian Sea upwelling, in *The Biology of the Indian Ocean*, B. Zeitzschel and S. A. Gerlach, New York, Springer-Verlag. 3: 37-52.
- Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffansen, A. E. Sveinbjörnsdottir, J. Jouzel and D. Bond (1993), Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record, *Nature*, 364, 218-22016
- Dennison, J. M. and W. W. Hay (1967), Estimating the needed sampling area for subaquatic ecological studies, *Journal of Paleontology*, 4 (3), 706-708.
- Dittert, N., K. H. Baumann, T. Bickert, R. Henrich, H. Kinkel and H. Meggers (1999), Carbonate dissolution in the Deep-Sea: Methods, Quantification and Paleoceanographic Application, in *Proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. G. Fischer and G. Wefer. Berlin, Springer, 255-284.
- Emeis, K. C., D. M. Anderson, H. Doose, D. Kroon and D. Schulz (1995), Sea-Surface Temperatures and the history of monsoon upwelling in the northwest Arabian Sea during the last 500,000 years, *Quaternary Research*, 43(3), 355-361.
- Fatela, F. and R. Tabor (2002), Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages, *Marine Micropaleontology*, 45(2), 169-174.
- Flores, J.-A. and M. Marino (2002), Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of the Southern Ocean), *Marine Micropaleontology*, 45(3-4), 191-224.
- Flores, J.-A., M. Marino, F. J. Sierro, D. A. Hodell and C. D. Charles (2003), Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP Site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): paleoceanographic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(3-4), 409-426.
- Flores, J. A., M. A. Bárcena and F. J. Sierro (2000), Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(3-4), 459-478.
- Flores, J. A., R. Gersonde and F. J. Sierro (1999), Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record, *Marine Micropaleontology*, 37, 1-22.
- Flores, J. A. and F. J. Sierro (1997), Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates, *Micropaleontology*, 43(3), 321-324.
- Giraudeau, J. (1992), Distribution of Recent nannofossils beneath the Benguela system: Southwest African continental margin, *Marine Geology*, 108(2), 219-237.
- Hair, J. F., R. E. Anderson, R. L. Tatham and W. C. Black (1992), *Multivariate data analysis with readings*, New York, Macmillan Publishing Company.
- Jouzel, J., V. Masson, O. Cattani, S. Falourd, M. Stievenard, B. Stenni, A. Longinelli, S. J. Johnsen, J. P. Steffensen, J. R. Petit, J. Schwander, R. Souchez and N. I. Barkov (2001), A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record, *Geophysical Research Letters*, 28(16), 3199-3202.
- Kessarkar, P. M., V. P. Rao, S. W. A. Naqvi and S. G. Karapurkar (2013), Variation in the Indian summer monsoon intensity during the Bolling-Allerod and Holocene, *Paleoceanography*, 28, 413-425, doi: 10.1002/paleo.20040.
- Kleijne, A., D. Kroon and W. Zevenboom (1989), Phytoplankton and foraminiferal frequencies in northern Indian Ocean and Red Sea surface waters, *Netherlands Journal of Sea Research*, 24, 531-539.
- López-Otálvaro, G. E., J. A. Flores, F. J. Sierro, I. Cacho, J. O. Grimalt, E. Michel, E. Cortijo and L. Labeyrie (2009), Late Pleistocene paleoproductivity patterns during

- the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton, *eEarth*, 4, 1-13, doi: 10.5194/ee-4-1-2009.
- Meese, D. A., A. J. Gow, R. B. Alley, G. A. Zielinski, P. M. Grootes, M. Ram, K. C. Taylor, P. A. Mayewski and J. F. Bolzan (1997), The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results, *Journal of Geophysical Research-Oceans* 102(C12), 26411-26423.
- Mix, A. C., A. E. Morey, N. Pisias and H. S. W. (1999), Foraminiferal Faunal Estimates of Paleotemperature: Circumventing the No-Analog Problem Yields Cool Ice Age Tropics, *Paleoceanography*, 14(3), 350–359.
- Molfino, B. and McIntyre, A. (1990), Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic, *Science* 249, 766–769.
- Naidu, P. D. and B. A. Malmgren (1999), Quaternary carbonate record from the equatorial Indian Ocean and its relationship with productivity changes, *Marine Geology*, 161(1), 49-62.
- Nair, R. R., V. Ittekkot, S. J. Manganini, V. Ramaswamy, B. Haake, E. T. Degens, B. N. Desai and S. Honjo (1989), Increased particle-flux to the deep ocean related to monsoons, *Nature*, 338(6218), 749-751.
- Okada, H. and S. Honjo (1973), The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific, *Deep-Sea Research*, 20, 355-374.
- Okada, H. and A. McIntyre (1979), Seasonal distribution of modern coccolithophores in the western North Atlantic Ocean, *Marine Biology*, 54(4), 319-328.
- Okada, H. and P. Wells (1997), Late Quaternary nannofossil indicators of climate change in two deep-sea cores associated with the Leeuwin Current off Western Australia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131, 413-432.
- Patil, S. K. And A. D. Singh (2013), New record of magnetic properties of Late Quaternary sediments from the Eastern Arabian Sea (off Goa): Inferences on Palaeoclimate, in *Earth System Processes and Disaster Management*, R. Sinha and R. Ravindra. Berlin, Springer, 113-121.
- Rampelbergh, M.. V., D. Fleitmann, S. Verheyden, H. Cheng, L. Edwards, P. De Geest, D. De Vleeschouwer, S. J. Burns, A. Matter, P. Claeys and E. Keppens (2013), Mid-to late Holocene Indian Ocean Monsoon variability recorded in four speleothems from Socotra Island, Yemen, *Quaternary Science Reviews*, 65, 129-142
- Reichert, G. J., M. den Dulk, H. J. Visser, C. H. van der Weijden and W. J. Zachariasse (1997), A 225 kyr record of dust supply, paleoproductivity and the oxygen minimum zone from the Murray Ridge (northern Arabian Sea), *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 134(1-4), 149-169.
- Rostek, F., E. Bard, L. Beaufort, C. Sonzogni and G. Ganssen (1997), Sea surface temperature and productivity records for the past 240 kyr in the Arabian Sea, *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 44(6-7), 1461-1480.
- Roth, P. and H. Thierstein (1972), Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project, in *Initial Reports DSDP 14*, D. E. Hayes, A. C. Pimm and et. al. Washington, U.S. Govt. Printing Office.
- Sarkar, A., R. Ramesh, B. L. K. Somayajulu, R. Agnihotri, A. J. T. Jull and G. S. Burr (2000), High resolution Holocene monsoon record from the eastern Arabian Sea, *Earth and Planetary Science Letters*, 177, 209-218.
- Schott, F. A. and J. P. McCreary (2001), The monsoon circulation of the Indian Ocean, *Progress In Oceanography*, 51(1), 1-123.

- Schulte, S., F. Rostek, E. Bard, J. Rullkotter and O. Marchal (1999), Variations of oxygen-minimum and primary productivity recorded in sediments of the Arabian Sea, *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3), 205-221.
- Schwander, J., J. Jouzel, C. U. Hammer, J. R. Petit, R. Udisti and E. Wolff (2001), A tentative chronology for the EPICA Dome Concordia ice core, *Geophysical Research Letters*, 28(22), 4243-4246.
- Singh, A. D., S. J. A. Jung, K. Darling, R. Ganeshram, T. Ivanochko and D. Kroon (2011), Productivity collapses in the Arabian Sea during glacial cold phases, *Paleoceanography*, 26, PA3210, doi: 10.1029/2009PA001923.
- Singh, A. D., D. Kroon and R. S. Ganeshram (2006), Millennial scale variations in productivity and OMZ intensity in the Eastern Arabian Sea, *Journal of the Geological Society of India*, 68(3), 369-377.
- Southon, J., M. Kashgarian, M. R. Fontugne, B. Metivier and W. Yim (2002), Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and southeast Asia, *Radiocarbon*, 44, 167-180.
- Spaulding, S. A. and T. Oba (1992), Association of late Pleistocene calcareous nannofossil assemblages and ^{18}O and ^{13}C isotopic changes, ODP Leg 117, Oman Margin, Arabian Sea, *Mem. Sci. Geol.*, Univ. Padova XLIII: 389-407.
- Stenni, B., V. Masson-Delmotte, S. Johnsen, J. Jouzel, A. Longinelli, E. Monnin, R. Rothlisberger and E. Selmo (2001), An oceanic cold reversal during the last deglaciation, *Science*, 293(5537), 2074-2077.
- Wiggert, J. D., R. G. Murtugudde and C. R. McClain (2002), Processes controlling interannual variations in wintertime (Northeast Monsoon) primary productivity in the central Arabian Sea, *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(12), 2319-2343.
- Winter, A., R. W. Jordan and P. H. Roth (1994), Biogeography of living coccolithophores in ocean waters, in *Coccolithophores*, A. Winter and W. G. Siesser, Cambridge, Cambridge University Press, 161-178.
- Wyrski, K. (1973), Physical oceanography of the Indian Ocean, in *The Biology of the Indian Ocean*, B. Zeitzschel and S. A. Gerlach, New York, Springer-Verlag, 28-36.
- Young, J. R. (1994), Functions of coccoliths, in *Coccolithophores*, A. Winter and W. G. Siesser, Cambridge, Cambridge University Press, 63-82.



CAPÍTULO 7

SÍNTESIS COMPARATIVA DEL PACÍFICO ECUATORIAL ORIENTAL Y EL MAR DE ARABIA

7. Síntesis comparativa del Pacífico ecuatorial oriental y del Mar de Arabia: conexión Pacífico-Índico

7.1. Introducción

En este capítulo se presenta una síntesis de las dos regiones de estudio, el Pacífico ecuatorial oriental (testigo ODP 1240) y el Mar de Arabia (testigo SK 17), realizando una comparación entre la productividad de ambas regiones. Los objetivos son, por un lado conocer el grado de sincronía o diacronismo que existe entre ambas señales de productividad, y por el otro, mejorar el conocimiento que se tiene entre las conexiones climáticas que existen entre los océanos Pacífico e Índico. La presente comparación permitirá realizar una comparativa directa entre la dinámica El Niño-*Southern Oscillation* (ENSO) y la dinámica del monzonal asiática.

Los océanos Pacífico e Índico están conectados por los diferentes pasajes de Indonesia, con un flujo en general desde el Pacífico hacia el Índico a través de las distintas islas que conforman el Archipiélago de Indonesia, como puede apreciarse en la Figura 7.1. (Schott y McCreary, 2001). Este flujo de agua parece ser más intenso durante el verano boreal (Meyers *et al.*, 1995), y la mayor parte del agua entra en la Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*) que fluye hacia Madagascar, entrando a formar parte de la circulación oceánica del Océano Índico.

Por un lado, la dinámica tropical de corrientes del Océano Pacífico (Fig. 7.1), ampliamente descrita en el Capítulo 1, cambia en función de la dinámica ENSO. Durante los eventos cálidos El Niño, tanto la SEC como la Contracorriente Ecuatorial (EUC, *Equatorial Undercurrent*) reducen su intensidad e incluso pueden llegar a desaparecer, debido al debilitamiento de los vientos alisios (Feldman *et al.*, 1984). Por el contrario, durante las fases frías de La Niña, la circulación oceánica en el Pacífico Ecuatorial Oriental se intensifica, como resultado de la intensificación de los vientos alisios. Esto provoca grandes cambios en la productividad de la zona.

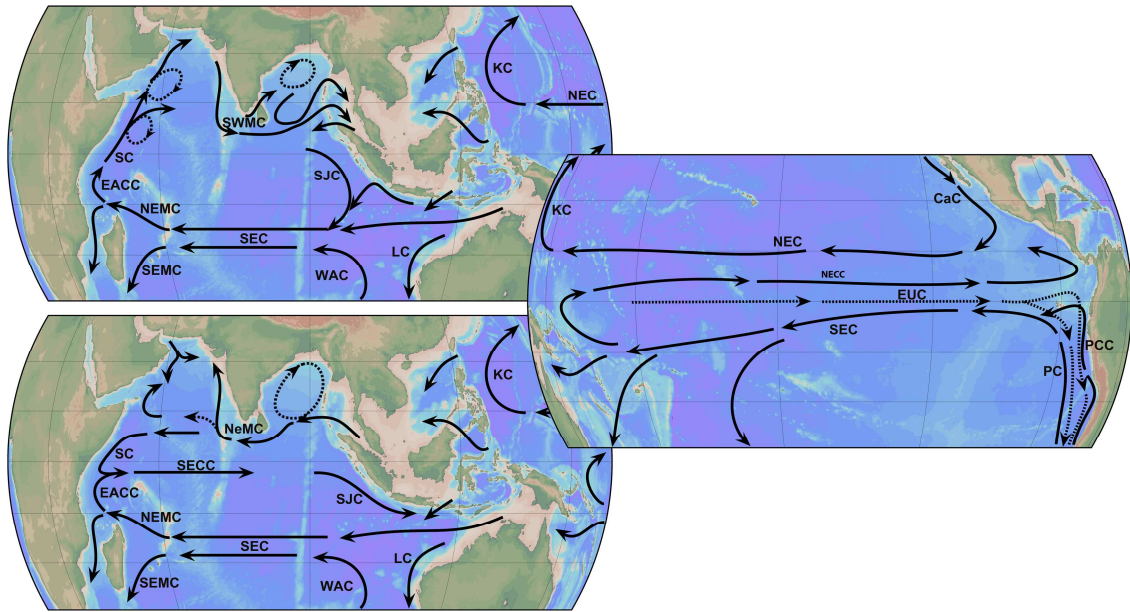


Figura 7.1. Corrientes superficiales y subsuperficiales del Océano Índico durante el monzón de verano (superior izquierda) y durante el monzón de invierno (inferior izquierda): Corriente Leeuwing (LC, *Leeuwing Current*); Corriente del Oeste Australiano (WAC, *West Australian Current*); Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*); Corriente Sureste de Madagascar (SEMC, *South East Madagascar Current*); Corriente Noreste de Madagascar (NEMC, *North East Madagascar Current*); Corriente Costera del Este Africano (EACC, *East African Coast Current*); Corriente de Somalia (SC, *Somali Current*); Contracorriente Surecuatorial (SECC, *South Equatorial Countercurrent*); Corriente del Monzón del Noreste (NeMC, *Northeast Monsoon Current*); Corriente del Monzón del Suroeste (SWMC, *Southwest Monsoon Current*); Corriente Sur de Java (SJC, *South Java Current*) (Schott *et al.*, 2002; Talley *et al.*, 1964). Corrientes superficiales y subsuperficiales del Océano Pacífico (derecha): Corriente de Perú (PC, *Peru Current*); Corriente Costera de Perú (PCC, *Peru Coastal Current*); Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*); Contracorriente Norecuatorial (NECC, *North Equatorial Countercurrent*); Corriente de California (CaC, *California Current*); Corriente Norecuatorial (NEC, *North Equatorial Current*); Corriente de Kuroshio (KC, *Kuroshio Current*); Contracorriente Ecuatorial (EUC, *Equatorial Undercurrent*) (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006; Mix *et al.*, 2003).

Por su parte, la dinámica de corrientes del Océano Índico (Fig. 7.1), también descrita en el Capítulo 1, cambia drásticamente de manera estacional. Durante el monzón de invierno, la Corriente de Somalia (SC, *Somali Current*) fluye hacia el suroeste, mientras que durante el monzón de verano, dicha corriente fluye hacia el norte, jugando un papel crucial en la generación del afloramiento que ocurre durante esta época del año en el oeste y norte del Mar de Arabia (Colborn, 1975; Wyrki, 1973), y cuya influencia se extiende a gran parte del Mar de Arabia (Andruleit y Rogalla, 2002; Ivanova *et al.*, 2003; Schott *et al.*, 2002). Sin embargo, el monzón de invierno, en general mucho más débil y menos productivo, genera un afloramiento moderado a lo largo de la costa oriental del Mar de Arabia, incrementándose notablemente la productividad en esta región (Colborn, 1975; Dueing y Koske, 1967; Schott y McCreary, 2001).

7.2. Las asociaciones de cocolitóforos como proxies paleoceanográficos

7.2.1. Proxies de alta productividad

Como proxies de alta productividad en ambas regiones de estudio se han utilizado los pequeños placolitos (SP) y *Gephyrocapsa oceanica*. El grupo de los SP (small Noelaerhabdaceae) incluye el grupo de las small *Gephyrocapsa* y *Emiliana huxleyi*, con cocolitos menores a 3 μm . Tanto los SP como *G. oceanica* viven en la zona fótica superior, y sus abundancias se han usado a menudo como indicadores de productividad en zonas de afloramiento, estando sus mayor abundancias ligadas a condiciones de alta productividad (Amore *et al.*, 2012; Baumann y Freitag, 2004; Bollman *et al.*, 1998; Flores *et al.*, 2003; Flores *et al.*, 1999; Flores *et al.*, 2000; Giraudeau, 1992; Kleijne, 1989; López-Otálvaro *et al.*, 2009; Okada y Wells, 1997; Young, 1994).

La distribución de cocolitos en muestras de sedimento superficial del Pacífico tropical confirma estas interpretaciones, como se puede ver en el Capítulo 5 de la presente tesis. Tanto los SP como *G. oceanica*, presentan sus mayores abundancias relativas asociadas a la presencia de altos contenidos en nutrientes, como ocurre en la región del afloramiento costero de Perú, y a lo largo del afloramiento ecuatorial, sobre todo al sur de la cuenca de Panamá. Por su parte, en muestras de sedimentos superficiales del Mar de Arabia, los SP y *G. oceanica* muestran sus máximas abundancias al norte, donde la concentración de nutrientes es en general más alta (Andruleit y Rogalla, 2002).

7.2.2. Proxies de estratificación

Como se ha comentado en el Capítulo 2, *Florisphaera profunda* es una especie característica de la zona fótica inferior de medias y bajas latitudes (Okada y Honjo, 1973). Se suele considerar como un buen indicador de la posición de la nutriclina, de manera que en presencia de una nutriclina profunda la productividad primaria total es baja y *F. profunda* se convierte en la especie dominante (Molfin, 1990). Otro taxón de la zona fótica inferior, o de la parte más profunda de la zona fótica superior, es *Oolithotus* sp. (Brand, 1994).

En muestras de sedimento superficial del Pacífico tropical, hemos observado que *F. profunda* suele estar correlacionada positivamente con la profundidad de la nutriclina, como puede verse en el Capítulo 5. En este trabajo también se observó que *Oolithotus* sp. muestra preferencia por aguas estratificadas y oligotróficas al sur de la región del upwelling ecuatorial. En cuanto al Mar de Arabia, Andruleit y Rogalla (2002) observaron también que *F. profunda* muestra una correlación positiva con la profundidad media anual de la capa de mezcla. Sin embargo, estos autores observaron cierta afinidad por aguas ricas en nutrientes de *O. antillarum*.

7.2.3. Índice N

Como hemos visto, se puede establecer un índice entre los taxones indicadores de alta productividad y los taxones que suelen indicar condiciones de estratificación, el cual puede ser empleado como indicador de la posición de la nutriclina (Beaufort *et al.*, 2001; Beaufort *et al.*, 1997; Flores *et al.*, 2000). Este índice fue calculado usando la fórmula de Flores *et al.* (2000) ligeramente modificada: $N = (SP + G. oceanica) / (SP + G. oceanica + F. profunda + Oolithotus sp.)$. Este índice resulta útil para reconstruir los cambios que se han producido en la productividad del Pacífico Ecuatorial Oriental y del Mar de Arabia, así como la dinámica ENSO y la dinámica monzonal respectivamente. En las muestras de sedimento superficial del Pacífico tropical se ha podido testar que efectivamente, los valores más altos de este índice están asociados con la presencia de una nutriclina más somera y por lo tanto con una mayor productividad primaria.

7.3. Análisis factorial

Aplicando un análisis factorial a las asociaciones de ambos testigos se obtienen tres factores. El Factor 1 del testigo ODP 1240 está definido por los SP y *Oolithotus* sp. (Tabla 7.1), y explica el 30.1 % de la varianza total. Por su parte, el Factor 1 del testigo SK 17 lo conforman principalmente los SP y *G. oceanica*, y explica el 42.9 % de la varianza total. La presencia de *Oolithotus* sp. en el Factor 1 del testigo del Pacífico junto a los SP es un tanto controvertida. Esto puede sugerir cierta preferencia de algunas especies de este grupo por aguas relativamente enriquecidas en nutrientes, pese a ser un habitante de la zona fótica inferior o de la parte baja de la zona fótica superior. Sin

embargo, el peso que tiene *Oolithotus* sp. en la asociación es bajo, debido a sus bajas abundancias relativas.

El Factor 2 de las asociaciones de ambos testigos está mayormente representado por *F. profunda* (Tabla 7.1), explicando el 34.9 % y el 41.3 % de la varianza total en los testigos ODP 1240 y SK 17 respectivamente. Este factor se interpreta como indicador de oligotrofia, puesto que *F. profunda* se convierte en el taxón dominante cuando la productividad primaria total es baja (Beaufort *et al.*, 2001; Beaufort *et al.*, 1997; Flores *et al.*, 2000; Molfino, 1990). Por último, el Factor 3 de la asociación pacífica está representado principalmente por *G. oceanica*, y explica el 33.6 % de la varianza total, mientras que el Factor 3 de la asociación índica explica el 14.1 %, y está representado por *Oolithotus* sp.

Tabla 7.1. Saturaciones factoriales o *factor loadings* del Análisis Factorial de Componentes principales para los testigos ODP 1240 y SK 17.

	Factor 1 (ODP 1240)	Factor 2 (ODP 1240)	Factor 3 (ODP 1240)	Factor 1 (SK 17)	Factor 2 (SK 17)	Factor 3 (SK 17)
small Noelaerhabdaceae	1,58	0,70	0,92	2,20	0,74	-0,55
<i>G. oceanica</i>	0,05	0,23	2,29	1,84	-0,19	1,54
<i>G. muelleriae</i>	-0,38	-1,16	0,68	-0,35	-0,42	-0,89
<i>F. profunda</i>	1,11	2,14	-0,77	-0,89	2,74	0,50
<i>Oolithotus</i> sp.	1,27	-1,51	0,11	-0,76	-0,97	2,07
<i>Umbilicosphaera</i> spp.	-0,27	0,57	-0,46	-0,18	0,62	-0,42
<i>C. leptoporus</i>	-2,28	1,01	0,64	-0,43	-0,11	-0,97
<i>H. carteri</i>	-0,20	-0,66	0,14	-0,94	-0,09	0,77
<i>Syracosphaera</i> spp.	-0,28	-0,27	-0,70	0,14	-0,64	-0,19
<i>Calciosolenia</i> sp.	-0,13	-0,23	-1,07	-0,18	-0,42	-0,59
<i>R. clavigera</i>	-0,27	-0,39	-0,84	-0,37	-0,58	-0,48
<i>Umbellosphaera</i> spp.	-0,20	-0,43	-0,93	-0,08	-0,70	-0,79

Los valores sombreados indican las especies que definen cada factor

La correlación entre el Factor 2 de ambos testigos es de $r = 0.85$, y como puede apreciarse en la figura 7.2 las saturaciones factoriales de ambos factores son muy similares. La presencia de un factor común en ambas asociaciones permite la comparación de la evolución de dicho factor, en este caso relacionado con la oligotrofia, en el Pacífico ecuatorial oriental y el Mar de Arabia.

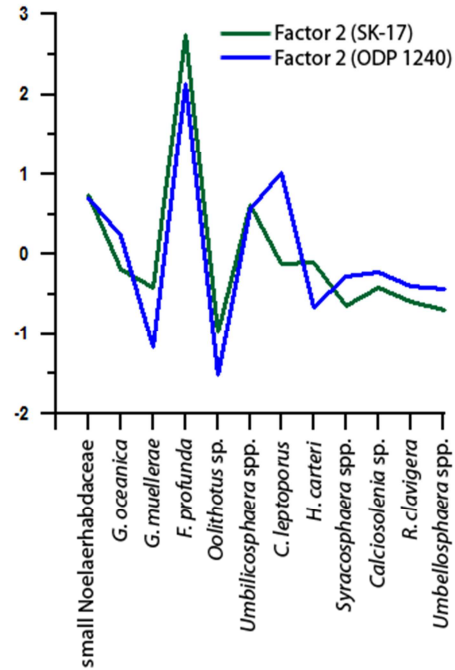


Figura 7.2. Comparación gráfica de las saturaciones factoriales o *factor loadings* del Factor 2 del Análisis Factorial para el testigo ODP 1240 y SK 17.

7.4. Cambios en las asociaciones de cocolitóforos

Tanto en el testigo ODP 1240 como en el SK 17, las asociaciones de cocolitóforos muestran una mayor abundancia relativa de los taxones indicadores de alta productividad durante la Deglaciación, y por el contrario, durante el Holoceno, se observa un aumento progresivo de los taxones indicadores de una mayor estratificación (Fig. 7.3). Las máximas abundancias relativas de los taxones productivos (entre 70 y 80 %) se observan al final del Último Máximo Glacial (LGM, *Last Glacial Maximum*) y durante gran parte de la deglaciación en ambos testigos.

En el Mar de Arabia se observa un descenso de los mismos, y un aumento de los taxones indicadores de estratificación, durante el Bolling Allerod (BA), en torno a 14 ka, y un posterior aumento de los taxones productivos a lo largo del YD (Fig. 7.3b y 7.3d). Sin embargo, en el Pacífico ecuatorial oriental la caída de los taxones indicadores de alta productividad (y el aumento de los taxones indicadores de estratificación) ocurre durante el YD, en torno a 12.2 ka (Fig. 7.3a y 7.3c). Durante el Holoceno, se registra un progresivo descenso de los taxones productivos, en ambas regiones, aunque entre 10.5 y 10 ka, el descenso es mucho más pronunciado en el registro del Mar de Arabia. Las variaciones observadas entre las dos asociaciones son muy similares, de hecho, las correlaciones entre las variaciones de los porcentajes de los proxies de alta

productividad y estratificación para los dos registros son $r = 0.71$ y $r = 0.66$, respectivamente.

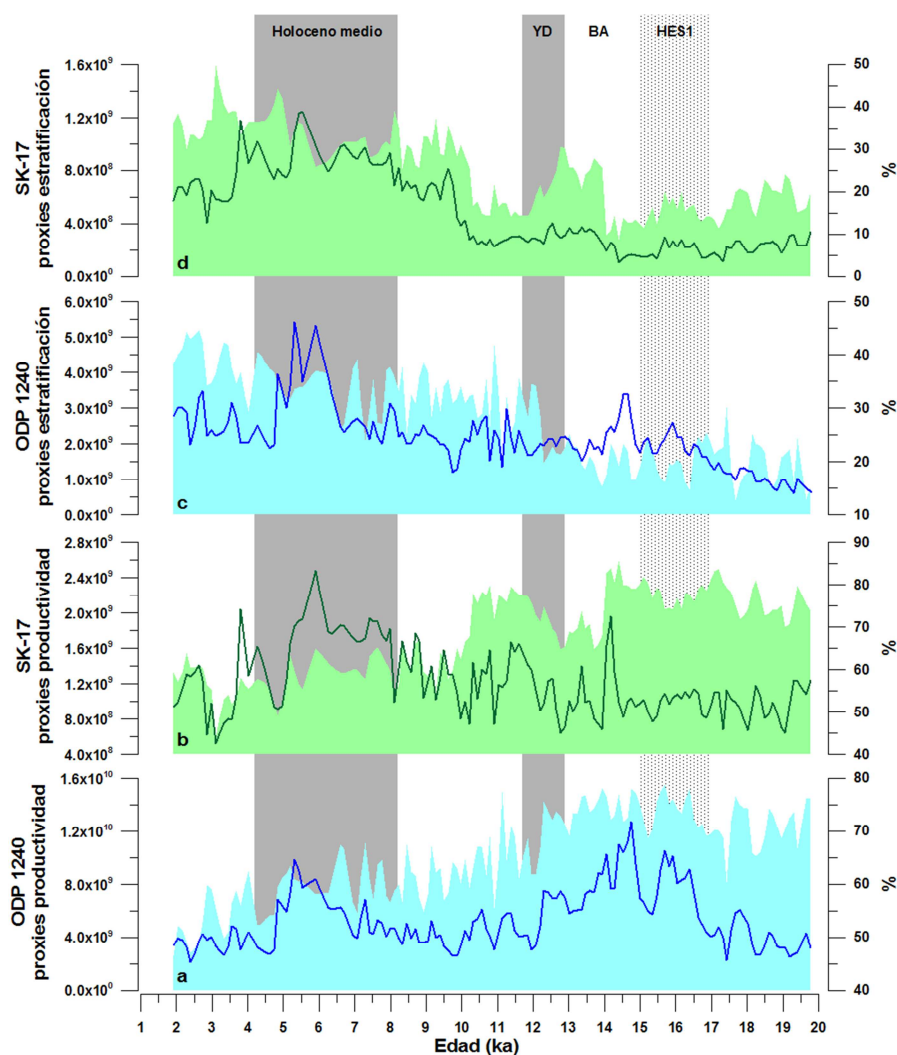


Figura 7.3. Abundancias relativas (%) y absolutas (coccolitos/g) de los grupos más significativos de coccolitóforos. Proxies de alta productividad (small Noelaerhabdaceae + *Gephyrocapsa oceanica*) para (a) el testigo ODP 1240 y (b) el testigo SK 17. Proxies indicadores de estratificación (*Florisphaera profunda* + *Oolithotus* sp.) para (c) el testigo ODP 1240 y (d) el testigo SK 17. HES1, evento Heinrich 1; BA, Bolling Allerod; YD, Younger Dryas.

En lo que se refiere a abundancias absolutas, los taxones productivos del ODP 1240 muestran un ascenso progresivo hasta el inicio del BA, seguido de un descenso gradual hasta el inicio del Holoceno, mucho más acusado este descenso durante el YD (Fig. 7.3a). Durante el Holoceno se observa un aumento gradual de la abundancia absoluta de los proxies de alta productividad hasta ~ 5.5 ka, seguido de un brusco descenso. Los taxones de estratificación del mismo testigo muestran también un aumento gradual en su abundancia absoluta hasta el inicio del BA, seguido de una caída

a lo largo del mismo intervalo (Fig. 7.3b). Durante el Holoceno muestra una clara tendencia creciente, con un pico muy pronunciado entre 6.5 y 4.8 ka.

En cuanto al Mar de Arabia, los proxies de alta productividad muestran en general valores bajos durante el final del LGM y la deglaciación, exceptuando un fuerte pico en torno a 14.2 ka, durante el BA (Fig. 7.3b). Durante el YD se registra un marcado ascenso seguido de importantes fluctuaciones al inicio del Holoceno, y un progresivo aumento hasta 5.9 ka. Al final del Holoceno medio se observa un fuerte descenso seguido de grandes fluctuaciones en dicho registro. Los taxones marcadores de estratificación presentan abundancias absolutas bajas durante toda la deglaciación (Fig. 7.3d). Ya en el Holoceno temprano, entre 10 y 9.5 ka, se registra un importante aumento de dichos taxones, seguido de un aumento gradual de su abundancia absoluta hasta 5.5 ka. Entre el final del Holoceno medio y el comienzo del Holoceno tardío se produce un nuevo incremento, seguido de nuevo por valores relativamente bajos.

7.5. Evolución de la productividad en las regiones de estudio

La productividad en el Pacífico ecuatorial oriental y el Mar de Arabia está controlada por diferentes mecanismos. Mientras la productividad en el primero está principalmente controlada por la dinámica ENSO, la productividad de la costa occidental de la India está controlada por la dinámica monzonal. Nuestros proxies indican en general una alta productividad en ambas zonas durante la deglaciación en relación con el Holoceno, con una nutriclina somera, como sugieren los valores del índice N (Fig. 7.4d y 7.4e) y las abundancias relativas de los cocolitóforos indicadores de alta productividad (Fig. 7.3a y 7.3b). Tanto los indicadores de productividad como los indicadores de oligotrofia/estratificación (Fig. 7.4b y 7.4c) sugieren un descenso gradual de la productividad de las dos regiones con el avance del Holoceno, como también sugiere el progresivo aumento de la abundancia relativa de los proxies indicadores de estratificación (Fig. 7.3c y 7.3d).

7.5.1. Pacífico ecuatorial oriental

Aunque el registro del Índice N sugiera una alta productividad y una nutriclina somera durante el LGM y gran parte de la deglaciación (Fig. 7.4d), el registro del Factor

2 sugiere una menor oligotrofia del Pacífico Ecuatorial Oriental durante la deglaciación, en relación con el Holoceno y el LGM (Fig. 7.4b). La presencia de unos alisios intensificados habría promovido el afloramiento de aguas ricas en nutrientes desde la EUC y la llegada de aguas del Océano Austral, lo cual favorecería la presencia de una nutriclina somera y una alta productividad en las aguas superficiales de la región durante el inicio de la deglaciación. Esta situación sugiere la presencia de condiciones La Niña-like dominantes durante la deglaciación, con un gran incremento de la producción primaria (Behrenfeld *et al.*, 2001) relacionada con la presencia de una nutriclina somera (Philander, 1995). Esto concuerda con trabajos anteriores, en los cuales se observó un afloramiento fortalecido relacionado con el establecimiento de condiciones La Niña-like dominantes en el Pacífico ecuatorial oriental (Pena *et al.*, 2008).

Durante el Holoceno se registra una progresiva disminución de la productividad del Pacífico ecuatorial oriental (Fig. 7.4b y 7.4d), con una clara alternancia entre momentos de alta y baja productividad. Condiciones de relativamente alta productividad dominan durante el Holoceno temprano y gran parte del Holoceno medio, pero a partir de 5.5 ka se observa una clara tendencia hacia condiciones de baja productividad dominantes. Este descenso en la productividad del Pacífico ecuatorial oriental respondería a una disminución en la intensidad de los alisios, como ocurre durante los eventos El Niño, con una mayor estratificación de la columna de agua. En este contexto, la EUC se debilita e incluso puede llegar a desaparecer (Feldman *et al.*, 1984), lo que reduce substancialmente el aporte de nutrientes hacia la zona fótica.

7.5.2. Mar de Arabia oriental

Durante el LGM y gran parte de la deglaciación, el Mar de Arabia Oriental presentó una alta productividad, como sugieren los registros del Índice N y de oligotrofia de la región (Fig. 7.4c y 7.4e). La alta productividad registrada durante el LGM contrasta con los datos de otras regiones del Mar de Arabia. Anderson y Prell (1993) registraron una baja productividad así como un descenso de la precipitación al oeste del Mar de Arabia, relacionado con un descenso en la intensidad de los monzones de verano. La alta productividad del este del Mar de Arabia podría responder a una

intensificación de los vientos del monzón de invierno, relacionados con una menor insolación de verano en el hemisferio norte (Fig. 7.4i). La intensificación de los vientos induce la mezcla vertical, y provocan un afloramiento moderado in la costa oeste de la India (Colborn, 1975; Dueing y Koske, 1967; Schott y McCreary, 2001).

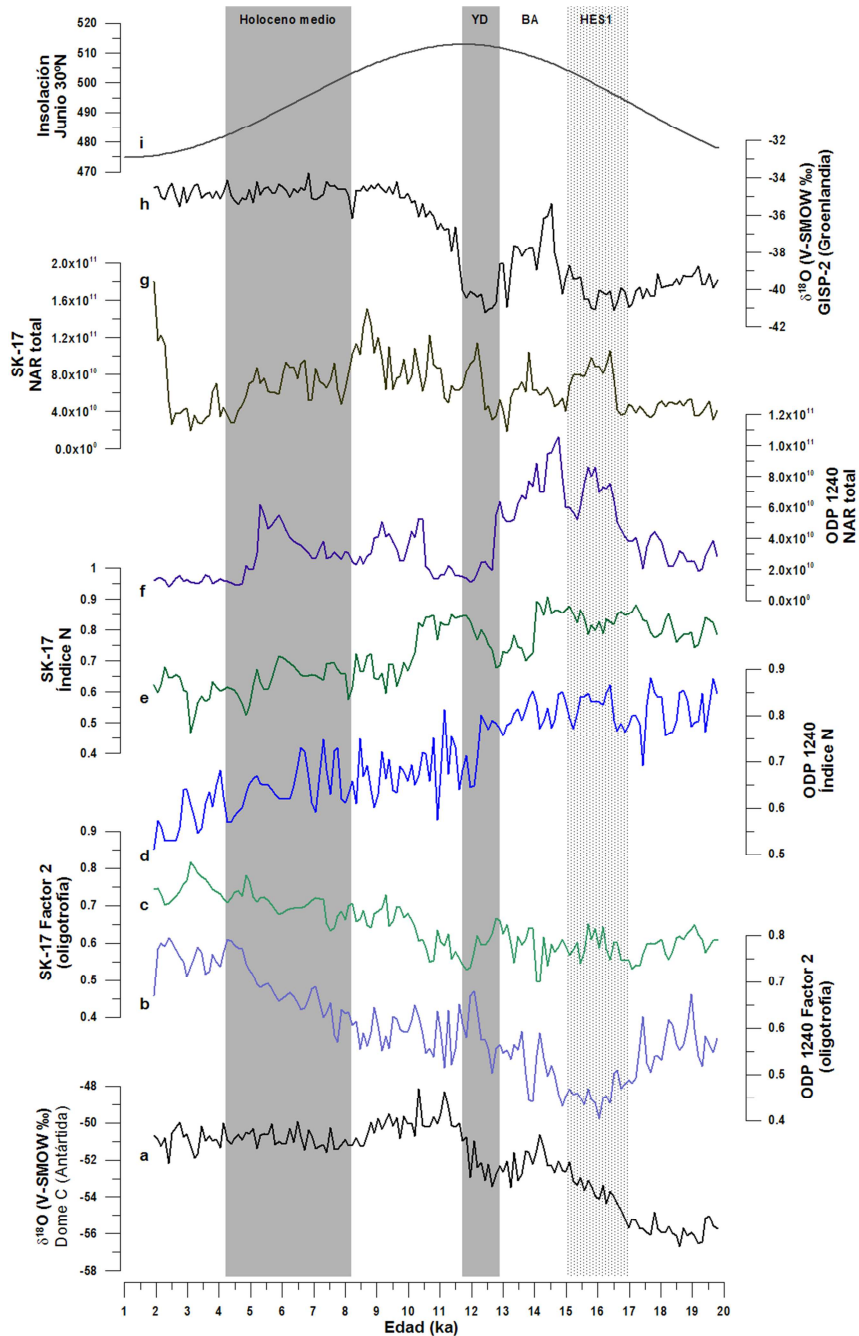


Figura 7.4. (a) Registro del $\delta^{18}\text{O}$ del testigo de hielo Dome C de la Antártida (Jouzel *et al.*, 2001; Schwander *et al.*, 2001; Stenni *et al.*, 2001); (b) puntuaciones factoriales (*factor scores*) para el Factor 2 del Análisis Factorial de la asociación del testigo ODP 1240, y (c) del testigo SK 17; (d) Índice N ($N = (SP + G. oceanica)/(SP + G. oceanica + F. profunda + Oolithotus sp.)$) para el testigo ODP 1240, y (e) del testigo SK 17; (f) flujo de cocolitos o NAR (*Nannofossil Accumulation Rates*, en $cocolitos \cdot cm^{-2} \cdot ka^{-1}$) del testigo ODP 1240, y (g) del testigo SK 17; (h) registro del $\delta^{18}\text{O}$ del testigo de hielo GISP-2 de Groenlandia (Blunier *et al.*, 1998; Blunier y Brook, 2001; Meese *et al.*, 1997); (i) registro de la insolación de junio a 30° N.

Sin embargo, la alta productividad que registra el SK 17 durante la deglaciación, estaría más relacionada con una intensificación de los vientos del monzón de verano, como también sugieren otros trabajos previos (e.g. Anderson y Prell, 1993; Kutzbach y Geutter, 1986). Esta intensificación en el monzón de verano estaría asociada con el máximo de insolación de verano en el hemisferio norte, y habría generado un aumento general de la productividad a lo largo del todo el norte del Mar de Arabia. El fuerte descenso registrado en la productividad ocurrido entre 10.5 y 10 ka (Fig. 7.4c y 7.4e), seguido por una gradual disminución de la misma a lo largo del Holoceno, respondería al progresivo descenso en la intensidad de los monzones de verano, asociado con el descenso de la insolación de verano en el hemisferio norte, de acuerdo también con trabajos previos (e.g. Bassinot *et al.*, 2011).

7.6. Control de las regiones de altas latitudes

Cómo ya se comentó en el Capítulo 1, existen evidencias de que la dinámica ENSO provoca cambios en la extensión del hielo antártico, como resultado de cambios en la circulación atmosférica y el desplazamiento de los frentes atmosféricos (Yuan, 2004). Durante los eventos El Niño, se produce un incremento de la extensión de hielo antártico en el Mar de Weddell, mientras que en los mares de Bellingshausen, Amundsen y Ross, se observa una retirada del hielo marino, como resultado de una anomalía térmica positiva en el Pacífico sur, y una anomalía térmica negativa en el Atlántico sur (Yuan, 2004). Por el contrario, los eventos La Niña generan una anomalía térmica negativa en el Pacífico sur y una anomalía térmica positiva en el Atlántico sur, lo cual provoca una reducción de la extensión de hielo antártico en el Mar de Weddell y un aumento en los mares de Bellingshausen, Amundsen y Ross (Yuan, 2004).

Sin embargo, el control que ejercen las altas latitudes sobre las regiones tropicales sigue y seguirá siendo un tema controvertido. Los registros de productividad de ambos testigos (tanto el Índice N como el factor oligotrofia) muestran cierto grado de paralelismo con los registros de $\delta^{18}\text{O}$ isotópicos de los testigos de hielo de la Antártida y Groenlandia (Fig. 7.4a, 7.4c, 7.4d, 7.4e, 7.4f y 7.4h). En el caso de los registros del Mar de Arabia, muestran un claro paralelismo con el registro isotópico de Groenlandia, tanto el Índice N ($r = -0.73$) como el Factor 2 ($r = 0.72$). Los registros del Pacífico ecuatorial

oriental también muestran un gran paralelismo con el registro de hielo de Groenlandia, tanto para el Índice N ($r = - 0.76$) como para el Factor 2 ($r = 0.67$). Sin embargo, también se observa un claro paralelismo entre el Índice N del testigo ODP 1240 y el registro de hielo antártico ($r = - 0.66$). Estos valores sugieren un aumento de la productividad de ambas zonas, coincidiendo con los períodos de enfriamiento de las altas latitudes de ambos hemisferios.

Sin embargo, aunque el Índice N del testigo ODP 1240 sugiere una alta productividad al final del LGM para el Pacífico ecuatorial oriental (Fig. 7.4d), el factor oligotrofia indica una mayor estratificación de la columna de agua para el mismo intervalo (Fig. 7.4b), al igual que el registro NAR (Fig. 7.4f) y las abundancias absolutas de los principales grupos (Fig. 7.3a y 7.3c) que sugieren una menor producción de cocolitóforos. La combinación de una circulación termohalina debilitada y un incremento de la extensión del hielo antártico, induciría una mayor estratificación en las aguas intermedias y profundas del Océano Austral (Pena *et al.*, 2008; Stephens y Keeling, 2000; Toggweiler, 1999; Toggweiler *et al.*, 2006).

Durante la deglaciación, una mayor insolación y la retirada del hielo antártico, induciría un movimiento hacia el sur de los alisios, y en el Pacífico ecuatorial oriental se instalan condiciones La Niña-like dominantes (Pena *et al.*, 2008; Toggweiler *et al.*, 2006). En este escenario la Corriente Circumpolar Antártica se fortalece, y se restablece el afloramiento en el Océano Austral (Pena *et al.*, 2008; Toggweiler *et al.*, 2006) y se estimula la llegada de aguas intermedias de origen antártico (SOIW, *Southern Ocean Intermediate Waters*) a las regiones tropicales. Esta influencia de las SOIW ha sido demostrada en varios trabajos, y estaría relacionada con las Aguas Subantárticas (SAMW, *Subantartic Mode Waters*) (Calvo *et al.*, 2011; Pena *et al.*, 2008; Pena *et al.*, 2013), las cuales han sido identificadas como una de las principales fuentes de nutrientes que afloran en la nutriclina tropical, tanto del Océano Pacífico como del Océano Índico (Sarmiento *et al.*, 2004).

En cuanto al Mar de Arabia, todo parece indicar que la productividad es mayor coincidiendo con los enfriamientos en las altas latitudes del Hemisferio Norte, lo cual podría responder a una intensificación de los vientos del monzón de invierno coincidiendo con estos períodos más fríos (eventos Heinrich y Younger Dryas). Sin

embargo, en ciertos estudios del Mar de Arabia se ha constatado una menor productividad durante los eventos Heinrich, relacionada con una reducción de la intensidad de los monzones de verano (Anderson y Prell, 1993; Reichart *et al.*, 1997; Schulte y Müller, 2001; Singh *et al.*, 2006; Singh *et al.*, 2011). La mayor productividad que sugieren nuestros registros para el Mar de Arabia oriental, podría responder a una intensificación de los monzones de invierno coincidiendo con estos eventos fríos. La existencia de una capa de nieve más extensa sobre la Meseta Tibetana y Asia Central durante estos eventos fríos, incrementaría el albedo de la región. Este hecho impediría el establecimiento de las bajas presiones sobre el Tíbet y reduciría el gradiente de presiones entre el continente y el océano (Colin *et al.*, 1998). Esta situación debilitaría el monzón de verano a la vez que reforzaría los monzones de invierno.

Sin embargo, el Océano Austral al igual que en el Pacífico ecuatorial oriental pudo haber controlado de alguna manera la productividad del Mar de Arabia, y de igual manera ligada a las SOIW. Jung *et al.* (2009) sugirieron una fuerte relación entre la variabilidad climática de la Antártida y las variaciones en el flujo de las SOIW en el margen continental de Somalia, en la parte occidental del Mar de Arabia. Durante los períodos glaciales la circulación de aguas intermedias de origen subantártico se fortaleció en el Mar de Arabia (Jung *et al.*, 2009), al igual que se ha constatado en otras partes de bajas latitudes del hemisferio sur de los océanos Atlántico, Índico y Pacífico (Boyle *et al.*, 1995; Kallel *et al.*, 1988; Pahnke y Zahn, 2005; Pena *et al.*, 2013). Este hecho podría haber aumentado la disponibilidad de nutrientes en el Mar de Arabia, que con la intensificación de los vientos durante el monzón de invierno, ayudarían a la mayor productividad registrada en Mar de Arabia oriental.

7.7. Conexión entre los océanos Pacífico e Índico

El paralelismo entre los registros de productividad correspondientes al Pacífico ecuatorial oriental y al Mar de Arabia es más que evidente (Fig. 7.4e y 7.4f). De hecho, el coeficiente de correlación sugiere una alta correlación positiva ($r = 0.70$). Este paralelismo es aun más evidente entre ambos registros del oligotrofia (Fig. 7.4c y 7.4d) ($r = 0.74$). Esto sugiere una conexión directa entre la productividad de ambas regiones o que ambas regiones están controladas por los mismos parámetros, como pueden ser la

dinámica de altas latitudes. En cualquier caso, las condiciones altamente productivas del Pacífico ecuatorial oriental, tienen una alta correlación con condiciones igualmente de alta productividad en el Mar de Arabia, lo cual viene a sugerir un claro paralelismo o incluso cierta conexión entre la dinámica ENSO y la dinámica monzonal en el continente asiático.

Los análisis espectrales realizados en ambos registros de productividad (Fig. 7.5), pese a ser significativamente distintos, muestran ciclicidades comunes, como por ejemplo las ciclicidades de 0.3 y 0.4 ka. Ciclicidades similares han sido observadas en registros sedimentarios del Golfo de California (Gonzalez-Yahimovic *et al.*, 2005; Douglas *et al.*, 2007) y en la Columbia Británica (Patterson *et al.*, 2004, Patterson *et al.*, 2005). Estos trabajos indican que esta variabilidad centenal está relacionada con variaciones en la actividad solar (Gonzalez-Yahimovic *et al.*, 2005; Douglas *et al.*, 2007; Patterson *et al.*, 2004, Patterson *et al.*, 2005). En concreto, estas ciclicidades pueden responder a cambios en el flujo de rayos cósmicos y la variabilidad solar, de acuerdo con los registros sedimentarios y de ^{14}C de la Columbia Británica (Patterson *et al.*, 2004; Patterson *et al.*, 2005).

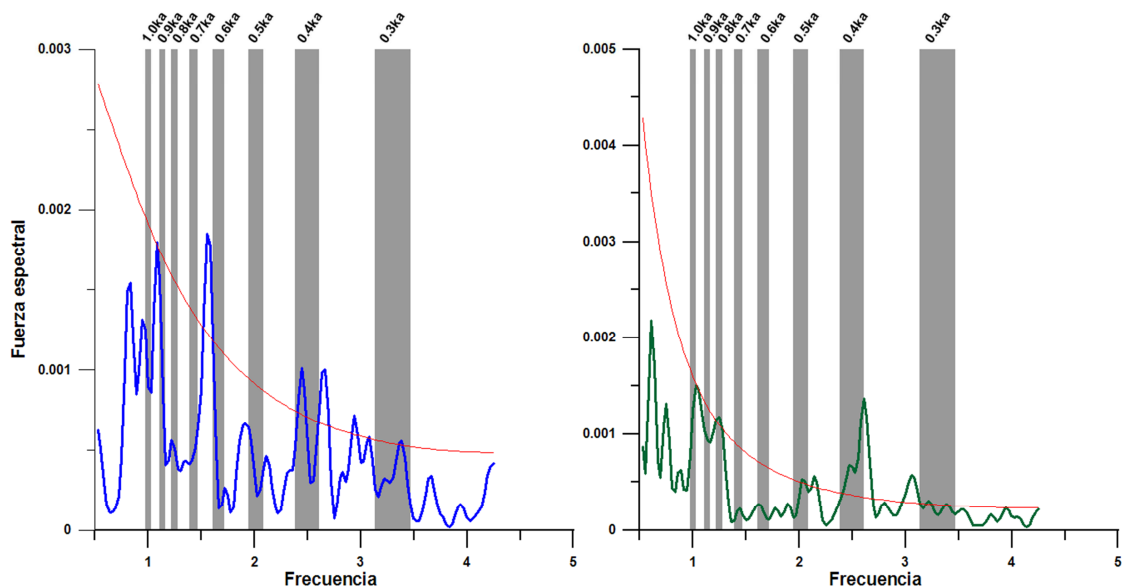


Figura 7.5. Análisis espectrales realizados mediante el Periodograma Lomb y el análisis REDFIT con el programa Past 2.14 (Hammer *et al.*, 2001), para los registros de productividad del testigo ODP 1240 (azul) y SK 17 (verde). La curva roja representa el nivel por encima del cual, los picos observados son representativos a un nivel de confianza del 95%. Las bandas grises de los gráficos espectrales marcan la banda de frecuencia para las ciclicidades de 1, 0.9, 0.8, 0.7, 0.6, 0.5, 0.4 y 0.3 ka respectivamente, de izquierda a derecha.

Algunos trabajos han observado un claro sincronismo entre la variabilidad climática del Pacífico y del Índico (e.g. Charles *et al.*, 1997; Cole *et al.*, 2000), sugiriendo una clara teleconexión entre la dinámica ENSO y la dinámica monzonal. A escala milenaria, Beaufort *et al.* (2001) observaron una mayor productividad durante los periodos glaciales en las regiones ecuatoriales de los océanos Pacífico e Índico. Este aumento podría estar relacionado con un aumento general de los nutrientes en la zona fótica superior ecuatorial de ambos océanos, el cual podría responder a un aumento global de la concentración de nutrientes en las aguas intermedias que afloran en las regiones tropicales (Beaufort *et al.*, 2001).

Cole *et al.* (2000), mediante el estudio de los registros de $\delta^{18}\text{O}$ de corales de las islas Seychelles y de la costa de Kenia, observaron que la variabilidad decadal que mostraban dichos registros reflejaba la variabilidad decadal ENSO-like originada en el Pacífico. Como hemos podido comprobar, este paralelismo entre la dinámica del Pacífico y del Índico, también queda reflejado en las construcciones de productividad a partir de las asociaciones de cocolitóforos, tanto a escala milenaria (Beaufort *et al.*, 2001), como a escala submilenial en el presente trabajo. Sin embargo, los procesos de teleconexión que provocan un evidente paralelismo, tanto en reconstrucciones de temperaturas (e.g. Charles *et al.*, 1997; Cole *et al.*, 2000), como de productividad (e.g. Beaufort *et al.*, 2001 y presente trabajo), siguen todavía bajo discusión.

Recientemente se ha postulado la posibilidad de que este mecanismo pueda estar relacionado con un proceso diabático, es decir, aquellos cambios de temperatura que se producen como consecuencia de la transferencia de energía asociados a un calentamiento. El calentamiento diabático ocurrido durante el evento El Niño de 1997 estuvo acompañado de un relativamente fuerte calentamiento en el Océano Índico (Jang y Straus, 2012). Un calentamiento diabático positivo sobre el Pacífico oriental y central junto con un calentamiento diabático negativo sobre el Pacífico occidental durante los eventos El Niño, daría lugar a un debilitamiento de la convección monzónica sobre el Océano Índico (Jang y Straus, 2012). Sin embargo, durante ciertos eventos El Niño (e.g. 1972 y 1987) el Océano Índico no manifestó ninguna anomalía térmica, ni ningún cambio significativo en la intensidad de los monzones (Jang y Straus, 2012).

7.8. Conclusiones

Las variaciones en la productividad primaria registradas en el Pacífico ecuatorial oriental y el Mar de Arabia muestran un claro paralelismo, con una mayor productividad en la última deglaciación y un más o menos progresivo descenso de la misma a lo largo del Holoceno. La productividad en el Pacífico se rige por variaciones en la variabilidad ENSO, con un predominio de condiciones La Niña-like dominantes durante la deglaciación, y una clara tendencia hacia condiciones El Niño-like dominantes hacia el Holoceno tardío. Por su parte, la productividad en el Mar de Arabia está fuertemente controlada por la dinámica monzonal. Al igual que en otras partes del Mar de Arabia, la intensidad de los vientos del monzón de verano influye en la productividad del Mar de Arabia oriental, sin embargo, la presencia de unos vientos más intensos durante el monzón de invierno determinó que durante determinados momentos (Último Máximo Glacial, evento Heinrich 1 o Younger Dryas) la productividad del Mar de Arabia oriental aumentase a diferencia de otras regiones del Mar de Arabia. Aunque el paralelismo entre ambos registros de productividad es evidente, los mecanismos que provocan dicha conexión entre los océanos Pacífico e Índico son todavía desconocidos. Estos podrían estar relacionados con una mayor productividad de las masas de agua intermedia que afloran en la nutriclina tropical durante el Último Máximo Glacial o durante el inicio de la deglaciación en ambas regiones, o con el intercambio de calor de un océano a otro relacionado con la dinámica ENSO.

Referencias

- Amore, F. O., J. A. Flores, A. H. L. Voelker, S. M. Lebreiro, E. Palumbo, y F. J. Sierro (2012), A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects, *Marine Micropaleontology*, 90-91, 44-59.
- Anderson, D. M., y W. L. Prell (1993), A 300 kyr record of upwelling off Oman during the late Quaternary - evidence of the Asian Southwest monsoon, *Paleoceanography*, 8(2), 193-208.
- Andruleit, H., y U. Rogalla (2002), Coccolithophores in surface sediments of the Arabian Sea in relation to environmental gradients in surface waters, *Marine Geology*, 186(3-4), 505-526.
- Bassinot, F. C., C. Marzin, P. Braconnot, O. Marti, E. Mathien-Blard, F. Lombard, y L. Bopp (2011), Holocene evolution of summer winds and marine productivity in the tropical Indian Ocean in response to insolation forcing: data-model comparison, *Climate of the Past*, 7(3), 815-829.

- Baumann, K.-H., B. Boeckel, y M. Frenz (2004), Coccolith contribution to South Atlantic carbonate sedimentation, in *Coccolithophores: from molecular processes to global impact*, edited by H. R. Thierstein and J. R. Young, pp. 367-402, Springer, Heidelberg, Germany.
- Beaufort, L., T. de Garidel-Thoron, A. C. Mix, y N. G. Pisias (2001), ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene, *Science*, 293(5539), 2440-2444.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F. y Labeyrie, L. (1997), Insolation cycles as major control of Equatorial Indian Ocean primary production, *Science*, 278, 1451-1454.
- Behrenfeld, M. J., J. T. Randerson, C. R. McClain, G. C. Feldman, S. O. Los, C. J. Tucker, P. G. Falkowski, C. B. Field, R. Frouin, W. E. Esaias, D. D. Kolber, y N. H. Pollack (2001), Biospheric primary production during an ENSO transition, *Science*, 291(5513), 2594-2597.
- Blunier, T., J. Chappellaz, J. Schwander, A. Dallenbach, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. Raynaud, J. Jouzel, H. B. Clausen, C. U. Hammer, y S. J. Johnsen (1998), Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature*, 394(6695), 739-743.
- Blunier, T., y E. J. Brook (2001), Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period, *Science*, 291(5501), 109-112.
- Bollmann, J., K. H. Baumann, y H. R. Thierstein (1998), Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the late Pleistocene: Selective dissolution, evolution, or global environmental change, *Paleoceanography*, 13(5), 517-529.
- Boyle, E., L. Labeyrie, y J. C. Duplessy (1995), Calcitic foraminiferal data confirmed by cadmium in aragonitic *Hoeglundia*: application to the last glacial maximum in the northern Indian Ocean, *Paleoceanography*, 10, 881-900.
- Brand, L. E. (1994), Physiological ecology of marine coccolithophores, in *Coccolithophores*, edited by A. y S. Winter, W., pp. 39- 49., Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Calvo, E., C. Pelejero, L. D. Pena, I. Cacho, y G. A. Logan (2011), Eastern Equatorial Pacific productivity and related-CO₂ changes since the last glacial period, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(14), 5537-5541.
- Charles, C. D., D. E. Hunter, y R. G. Fairbanks (1997), Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of tropical climate, *Science*, 277(5328), 925-928.
- Colborn, J. G. (1975), *The Thermal Structure of the Indian Ocean*, Int. Indian Ocean Exped. Monogr., Univ. of Hawaii Press, Honolulu.
- Cole, J. E., R. B. Dunbar, T. R. McClanahan, y N. A. Muthiga (2000), Tropical Pacific forcing of decadal SST variability in the western Indian Ocean over the past two centuries, *Science*, 287(5453), 617-619.
- Colin, C., C. Kissel, D. Blamart, y L. Turpin (1998), Magnetic properties of sediments in the Bay of Bengal and the Andamana Sea: impact of rapid North Atlantic Ocean climatic events on the strength of the Indian monsoon, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 623-635.
- Douglas, R., O. Gonzalez-Yajimovich, J. Ledesma-Vazquez, y F. Staines-Urias (2007), Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California, *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2), 115-129.

- Dueing, W., y P. H. Koske (1967), Hydrographic observation in the Arabian Sea during the N.E. monsoon period 1964-1965, *Meteor Forschungsergeb., Reihe A*, 8, 1-43.
- Feldman, G., D. Clark, y D. Halpern (1984), Satellite color observations of the phytoplankton distribution in the Eastern Equatorial Pacific during the 1982-1983 El Niño., *Science*, 226(4678), 1069-1071.
- Fiedler, P. C., y L. D. Talley (2006), Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69(2-4), 143-180.
- Flores, J.-A., M. Marino, F. J. Sierro, D. A. Hodell, y C. D. Charles (2003), Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP Site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): paleoceanographic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(3-4), 409-426.
- Flores, J. A., R. Gersonde, y F. J. Sierro (1999), Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record, *Marine Micropaleontology*, 37, 1-22.
- Flores, J. A., M. A. Bárcena, y F. J. Sierro (2000), Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(3-4), 459-478.
- Giraudeau, J. (1992), Distribution of Recent nannofossils beneath the Benguela system: Southwest African continental margin, *Marine Geology*, 108(2), 219-237.
- Gonzalez-Yajimovich, O., R. Douglas, y D. Gorslinde (2005), The preserved carbonate record in Holocene Sediments of Alfonso and Pescadero Basins, Gulf of California, Mexico., *Proceedings of the Geologists' Association*, 116, 315-330.
- Ivanova, E., R. Schiebel, A. D. Singh, G. Schmiedl, H. S. Niebler, y C. Hemleben (2003), Primary production in the Arabian Sea during the last 135 000 years, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 197(1-2), 61-82.
- Jang, Y., y D. M. Straus (2012), The Indian Monsoon Circulation Response to El Niño Diabatic Heating, *Journal of Climate*, 25(21), 7487-7508.
- Jouzel, J., V. Masson, O. Cattani, S. Falourd, M. Stievenard, B. Stenni, A. Longinelli, S. J. Johnsen, J. P. Steffensen, J. R. Petit, J. Schwander, R. Souchez, y N. I. Barkov (2001), A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record, *Geophysical Research Letters*, 28(16), 3199-3202.
- Jung, S. J. A., D. Kroon, G. Ganssen, F. Peeters, y R. Ganeshram (2009), Enhanced Arabian Sea intermediate water flow during glacial North Atlantic cold phases, *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 220-228.
- Kallel, N., L. Labeyrie, A. Jullet-Leclerc, y J. C. Duplessy (1988), A deep hydrological front between intermediate and deepwater masses in the glacial Indian Ocean, *Nature*, 333, 652-655.
- Kessler, W. S. (2006), The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography*, 69(2-4), 181-217.
- 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.
- Kutzbach, J. E., y P. Gutter (1986), Sensitivity of a coupled atmosphere/mixed layer ocean model to changes in orbital forcing at 9000 kyr BP, *J. Geophys. Res.*, 93, 803-821.
- López-Otalvaro, G. E., J. A. Flores, F. J. Sierro, I. Cacho, J. O. Grimalt, E. Michel, E. Cortijo, y L. Labeyrie (2009), Late Pleistocene paleoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton, *eEarth*, 4, 1-13.

- Meese, D. A., A. J. Gow, R. B. Alley, G. A. Zielinski, P. M. Grootes, M. Ram, K. C. Taylor, P. A. Mayewski, y J. F. Bolzan (1997), The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102(C12), 26411-26423.
- Meyers, G., R. J. Bailey, y A. P. Worby (1995), Geostrophic transport of Indonesian Throughflow, *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 42(7), 1163-1174.
- Mix, A. C., R. Tiedemann, P. Blum, Fatima F. Abrantes, Heather Benway, Isabel Cacho-Lascorz, Min-Te Chen, Margaret L. Delaney, José-Abel Flores, Liviu Giosan, Ann E. Holbourn, Tomohisa Irino, Masao Iwai, Leah H. Joseph, Helga F. Kleiven, Frank Lamy, Steven P. Lund, Philippe Martinez, Jerry F. McManus, Ulysses S. Ninnemann, Nicklas G. Piasias, Rebecca S. Robinson, Joseph S. Stoner, Arne Sturm, Michael W. Wara, y W. Wei (Eds.) (2003), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Southeast Pacific paleoceanographic transects, Initial Reports, 202: College Station TX (ODP)*, 145 pp.
- Molfinio, B., McIntyre, A. (1990), Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic, *Science*, 249, 766-769.
- Okada, H., y S. Honjo (1973), The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific, *Deep-Sea Research* 20, 355-374.
- Okada, H., y P. Wells (1997), Late Quaternary nannofossil indicators of climate change in two deep-sea cores associated with the Leeuwin Current off Western Australia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131, 413-432.
- Pahnke, K., y R. Zahn (2005), Southern hemisphere water mass conversion linked to North Atlantic climate variability, *Science*, 307, 1741-1746.
- Patterson, R. T., A. Prokoph, y A. Chang (2004), Late Holocene sedimentary response to solar and cosmic ray activity influenced climate variability in the NE Pacific, *Sedimentary Geology*, 172, 67-84.
- Patterson, R. T., A. Prokoph, A. Kumar, A. S. Chang, y H. M. Roe (2005), Late Holocene variability in pelagic fish scales and dinoflagellate cysts along the west coast of Vancouver Island, NE Pacific Ocean, *Marine Micropaleontology*, 55(3-4), 183-204.
- Pena, L. D., I. Cacho, P. Ferretti, y M. A. Hall (2008), El Niño-Southern Oscillation-like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections, *Paleoceanography*, 23(3).
- Pena, L. D., S. L. Goldstein, S. R. Hemming, K. M. Jones, E. Calvo, C. Pelejero, y I. Cacho (2013), Rapid changes in meridional advection of Southern Ocean intermediate waters to the tropical Pacific during the last 30 kyr, *Earth and Planetary Science Letters*, 368, 20-32.
- Philander, G. (1995), El Niño and La Niña, in *Oceanography: Contemporary Readings in Ocean Sciences*, edited by R. G. Pire, pp. 72-87, Oxford Univ. Press, Oxford, U.K.
- Reichart, G. J., M. den Dulk, H. J. Visser, C. H. van der Weijden, y W. J. Zachariasse (1997), A 225 kyr record of dust supply, paleoproductivity and the oxygen minimum zone from the Murray Ridge (northern Arabian Sea), *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 134(1-4), 149-169.
- Sarmiento, J. L., N. Gruber, M. A. Brzezinski, y J. P. Dunne (2004), High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity, *Nature*, 427(6969), 56-60.
- Schott, F. A., y J. P. McCreary (2001), The monsoon circulation of the Indian Ocean, *Progress In Oceanography*, 51(1), 1-123.

- Schott, F. A., M. Dengler, y R. Schoenefeldt (2002), The shallow overturning circulation of the Indian Ocean (vol 53, pg 57, 2002), *Progress In Oceanography*, 55(3-4), 373-384.
- Schulte, S., y P. J. Müller (2001), Variations of sea surface temperature and primary productivity during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events in the northeastern Arabian Sea, *Geo-Marine Letters*, 21, 168-175.
- Schwander, J., J. Jouzel, C. U. Hammer, J. R. Petit, R. Udisti, y E. Wolff (2001), A tentative chronology for the EPICA Dome Concordia ice core, *Geophysical Research Letters*, 28(22), 4243-4246.
- Singh, A. D., D. Kroon, y R. S. Ganeshram (2006), Millennial scale variations in productivity and OMZ intensity in the Eastern Arabian Sea, *Journal of the Geological Society of India*, 68(3), 369-377.
- Singh, A. D., S. J. A. Jung, K. Darling, R. Ganeshram, T. Ivanochko, y D. Kroon (2011), Productivity collapses in the Arabian Sea during glacial cold phases, *Paleoceanography*, 26.
- Stenni, B., V. Masson-Delmotte, S. Johnsen, J. Jouzel, A. Longinelli, E. Monnin, R. Rothlisberger, y E. Selmo (2001), An oceanic cold reversal during the last deglaciation, *Science*, 293(5537), 2074-2077.
- Stephens, B. B., y R. F. Keeling (2000), The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO₂ variations, *Nature*, 404, 171-174.
- Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery, y J. H. Swift (2011), *Descriptive physical oceanography: an introduction*, 6 ed., Boston: Academic Press, Amsterdam.
- Toggweiler, J. R. (1999), Variations of atmospheric CO₂ by ventilation of the ocean's deepest water, *Paleoceanography*, 14, 571-588.
- Toggweiler, J. R., J. L. Russell, y S. R. Carson (2006), Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages, *Paleoceanography*, 21.
- Wyrski, K. (1973), Physical oceanography of the Indian Ocean, in *The Biology of the Indian Ocean*, edited by B. Zeitzschel and S. A. Gerlach, pp. 28-36, Springer-Verlag, New York.
- Young, J. R. (1994), Functions of coccoliths, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter, Siesser, W. G., pp. 63-82, Cambridge University Press, Cambridge.
- Yuan, X. J. (2004), ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms, *Antarctic Science*, 16(4), 415-425.



CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES Y LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURAS

8. Conclusiones y líneas de investigación futuras

8.1. Conclusiones

Los estudios micropaleontológicos de alta resolución aportan gran cantidad de información a la hora de realizar reconstrucciones de la dinámica climática del último ciclo climático. En este sentido, los cocolitóforos, como uno de los principales grupos de productores primarios, reflejan los cambios producidos en la productividad, pues responden rápidamente a los cambios que se producen en la disponibilidad de nutrientes en el Pacífico ecuatorial oriental y el Mar de Arabia.

El estudio de las abundancias relativas y absolutas de los cocolitóforos, sus flujos, así como los ratios de abundancia (e.g. Índice N) son útiles para la interpretación de los cambios producidos en la productividad, así como de los diferentes parámetros que controlan la misma (profundidad de nutriclina, intensidad del afloramiento, etc). Sin embargo, en muchos casos el uso de técnicas de análisis multivariante (análisis factorial) facilita la interpretabilidad de los registros obtenidos a partir de las asociaciones de cocolitóforos. Estas técnicas permiten la identificación de un número reducido de factores, que una vez son caracterizados, pueden ser empleados como indicadores de diferentes parámetros (productividad primaria, estratificación, etc).

Las asociaciones recientes de cocolitóforos, con la aplicación de técnicas de análisis multivariante, son útiles para la calibración de una función de transferencia para la estimación de la capa de mezcla y los niveles de clorofila. La aplicación de dicha función de transferencia al testigo ODP 1240 (Cuenca de Panamá) permite la obtención de un registro de alta resolución de la profundidad de la capa de mezcla, cuyo límite inferior suele coincidir con la posición de la nutriclina. Dicho registro, es de gran utilidad para estimar la intensidad de los vientos alisios dominantes en la región, así como de la intensidad del afloramiento ecuatorial.

La dinámica El Niño-*southern oscillation* (ENSO) supone cambios en la intensidad de los vientos alisios, y por lo tanto en la profundidad de la capa de mezcla y en la posición de la nutriclina. Durante la deglaciación prevaleció la presencia de una nutriclina somera, asociada a una intensificación de los vientos alisios, los cuales

promovieron un mayor afloramiento ecuatorial de aguas ricas en nutrientes de la Contrarriente Ecuatorial (EUC). Estos vientos alisios intensificados, también habrían favorecido el intercambio de nutrientes con las regiones de altas latitudes del hemisferio sur, mediante el sistema de corrientes de Perú-Chile, así como a nivel de aguas intermedias. Este escenario ha sido definido como una situación de La Niña-like dominante. Durante la segunda mitad del Younger Dryas se registró una fuerte profundización de la nutriclina, con el consiguiente descenso de la productividad en el Pacífico ecuatorial oriental.

Durante el Holoceno se registró una progresiva profundización de la nutriclina, asociada con el debilitamiento de los vientos alisios. Durante el Holoceno temprano, prevalecieron todavía condiciones La Niña-like, con una nutriclina somera y un afloramiento ecuatorial intenso. Durante el Holoceno medio se identificaron ciertos eventos que podrían responder a la presencia de condiciones El Niño-like dominantes (entre 8.2 y 8 ka, y en torno a 7 y 6.5 ka). En torno a 5 ka se produjo un fuerte cambio hacia unas condiciones de El Niño-like dominantes. Este hecho, que coincide con otros registros del Paleo-ENSO, produjo un fuerte descenso en la productividad, asociado a una profundización de la nutriclina como resultado del debilitamiento de los vientos alisios sobre el Pacífico ecuatorial oriental.

La dinámica climática de las altas latitudes del hemisferio sur habría jugado un papel fundamental en la evolución de la productividad del Pacífico ecuatorial oriental. Coincidiendo con los eventos fríos bien descritos en las altas latitudes del hemisferio norte (evento Heinrich 1 y primera mitad del Younger Dryas), se registró un notable aumento de la productividad en el Pacífico ecuatorial oriental. Este incremento de la productividad pudo haber estado relacionado con una mayor exportación de aguas intermedias antárticas, pese a la menor circulación termohalina que se registró durante estos eventos. Estas aguas intermedias antárticas representan un gran aporte de nutrientes hacia la nutriclina tropical del Océano Pacífico.

En cuanto al Mar de Arabia, es la dinámica monzonal la que controló fuertemente la productividad durante los últimos 30 ka. Durante el último periodo glacial, la presencia de unos vientos fortalecidos durante el monzón de invierno, indujo una mayor productividad primaria en el Mar de Arabia oriental, relacionada con una

menor estratificación de la columna de agua, y la presencia de un afloramiento moderado en la costa occidental de la India.

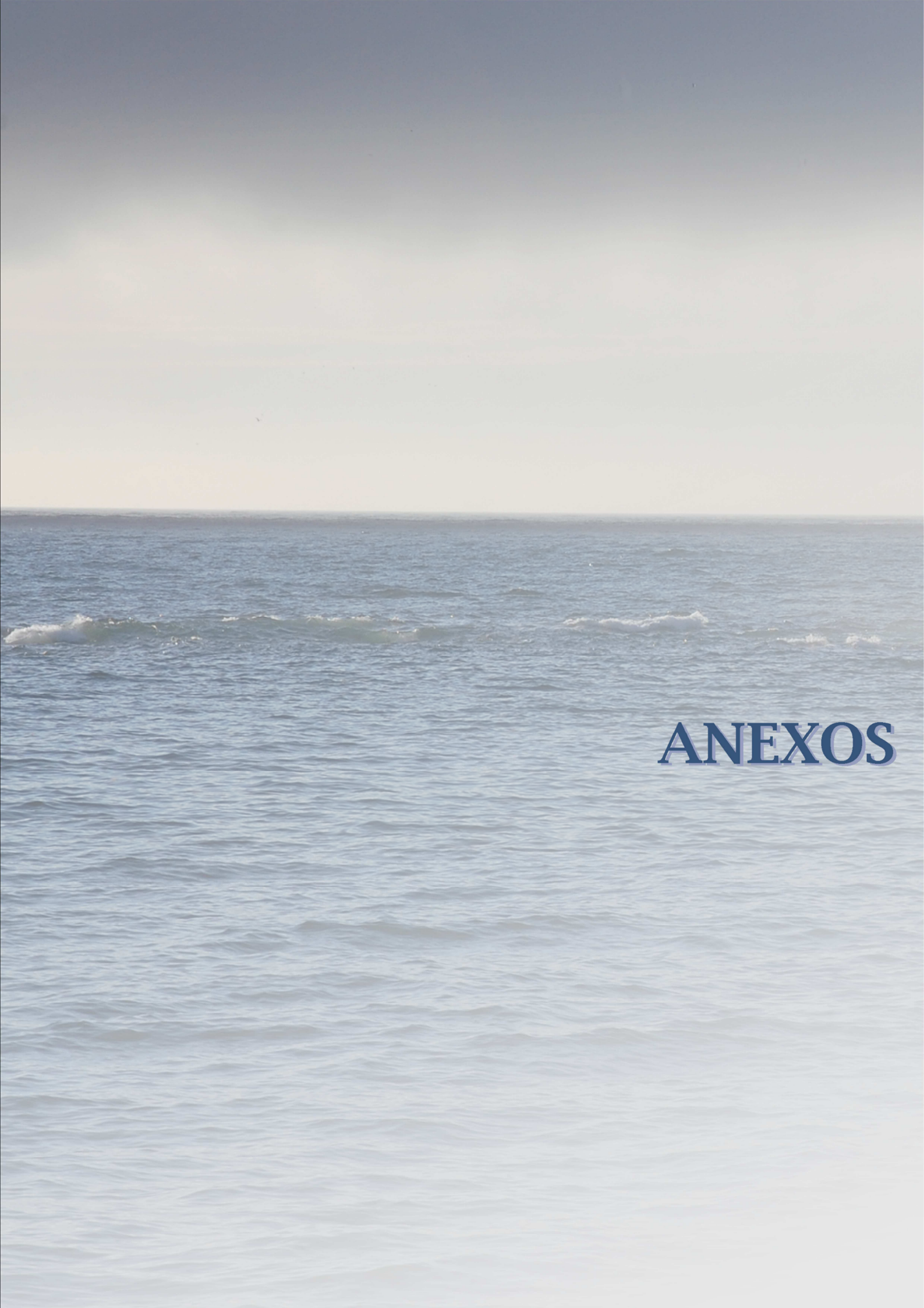
Las reconstrucciones de la productividad a partir de las asociaciones de foraminíferos sugieren una reducción en la intensidad de los monzones de invierno durante la deglaciación. Sin embargo, la presencia de unos monzones de verano más intensos, habrían aumentado el aporte de nutrientes relacionado con una mayor descarga fluvial sobre el Mar de Arabia oriental. Este hecho mantuvo una alta productividad primaria durante la deglaciación, como así sugieren las reconstrucciones realizadas a partir de las asociaciones de cocolitóforos. En torno a 10 ka, en el Holoceno medio, se produjo un fuerte cambio en el Mar de Arabia oriental, registrándose una mayor estratificación y oligotrofia en la columna de agua.

Los registros de oligotrofia estimados a partir de las asociaciones de cocolitóforos muestran un claro paralelismo con la dinámica climática de altas latitudes en el hemisferio norte, aunque durante los eventos climáticos extremos (e.g. eventos Heinrich 1 y 2), esta conexión es contradictoria. Mientras los registros basados en foraminíferos sugieren un incremento de la estratificación de la columna de agua en el Mar de Arabia oriental, nuestros registros de cocolitóforos sugieren una mayor productividad relacionada con una intensificación de los monzones de invierno.

Los registros de productividad primaria para el Pacífico ecuatorial oriental y el Mar de Arabia oriental muestran un claro paralelismo, aunque los mecanismos de conexión entre los océanos Pacífico e Índico están todavía en entredicho. Este paralelismo podría responder a una mayor productividad de las masas de agua intermedias que afloran en la nutriclina tropical de ambos océanos durante el último período glacial y el inicio de la deglaciación, así como determinados momentos de la misma (e.g. durante los eventos Heinrich). También podrían existir mecanismos de conexión entre ambos océanos relacionados con el intercambio de calor de un océano a otro asociados a la dinámica ENSO.

8.2. Líneas de investigación futuras

El estudio de las asociaciones de cocolitóforos así como de otros proxies en nuevos registros oceánicos localizados en regiones tropicales entre los océanos Pacífico e Índico pueden aportarnos gran cantidad de información acerca de los mecanismo de conexión entre ambos océanos. Una zona de especial interés es la región de los pasajes de Indonesia, el principal canal de comunicación entre los océanos Pacífico e Índico. En este sentido, el estudio de las asociaciones de cocolitóforos en el testigo 18515 extraído durante la campaña SONNE-217 puede ser de gran utilidad. Dicho testigo fue muestreado en las instalaciones del Instituto de Goeciencias de la Universidad Christian Albrechts de Kiel (Alemania), y es de esperar que arroje gran cantidad de información que permita desvelar el porqué del paralelismo observado entre los registros de productividad de los océanos Pacífico e Índico. Con este testigo así como otros testigos de regiones tropicales, se pretende realizar un transecto completo E-W que permita avanzar en la comprensión del clima de bajas latitudes, así como de los diferentes mecanismos de teleconexión. El uso de nuevos proxies podrá resolver las controversias observadas entre las señales de cocolitóforos y otros grupos micropaleontológicos (foraminíferos o diatomeas).



ANEXOS

ANEXO I

LÁMINAS FOTOGRÁFICAS

Lámina 1

Fotografías de cocolitos con microscopio petrográfico bajo luz polarizada

1,2 y 3. *Calcidiscus leptoporus*; **4.** *Oolithotus* sp.; **5.** *Umbilicosphaera sibogae*; **6.** *Coccolithus pelagicus*; **7 y 8.** *Emiliana huxleyi*; **9 y 10.** *Gephyrocapsa caribbeanica*; **11.** *Gephyrocapsa muelleri*; **12 y 13.** *Gephyrocapsa oceanica*; **14 y 15.** Small *Gephyrocapsa*; **16.** *Syracosphaera pulchra*; **17.** *Syracosphaera* sp.; **18.** *Calciosolenia murrayi*; **19.** *Rhabdosphaera clavigera*; **20.** *Helicosphaera carteri*.

Lámina 1

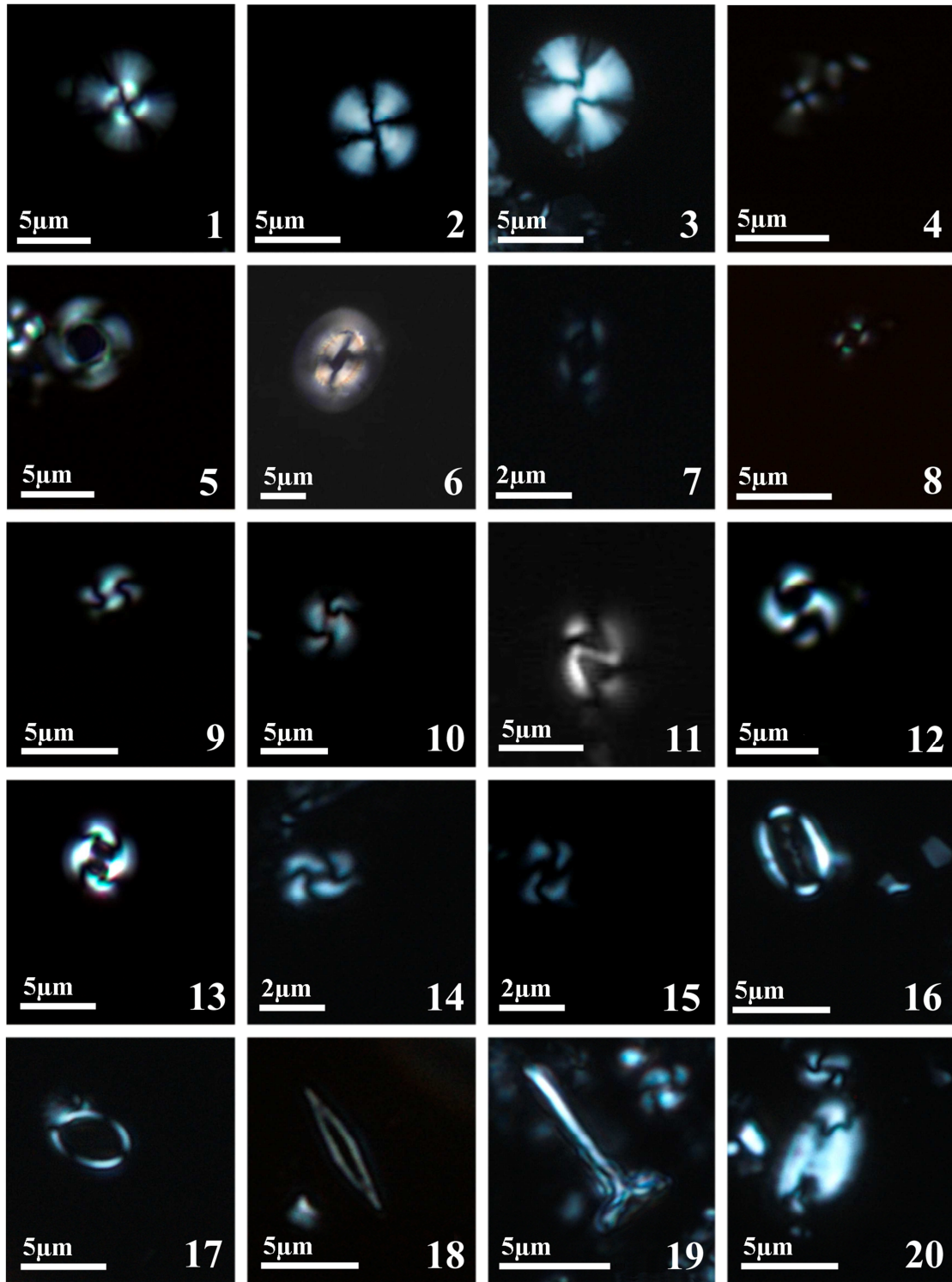


Lámina 2

Fotografías de cocolitos con microscopio petrográfico bajo luz polarizada

1. *Helicosphaera carteri*; **2.** *Pontosphaera multipora*; **3.** *Ceratolithus cristatus*; **4.** *Umbellosphaera* sp.; **5 y 6.** *Florisphaera profunda*.

Imágenes de cocolitos con microscopio electrónico de barrido

7. *Calcidiscus leptoporus*: vista proximal del escudo distal; **8.** *Calcidiscus leptoporus*: vista proximal; **9 y 10.** *Calcidiscus leptoporus*: vista distal del escudo distal; **11.** *Oolithotus fragilis*: vista distal; **12.** *Oolithotus antillarum*: vista proximal; **13.** *Umbilicosphaera sibogae*: vista distal; **14.** *Umbilicosphaera foliosa*: vista proximal; **15.** *Umbilicosphaera foliosa*: vista distal; **16 y 17.** *Emiliana huxleyi*; **18.** *Gephyrocapsa caribbeanica*; **19.** *Gephyrocapsa oceanica*: vista distal; **20.** *Gephyrocapsa oceanica*: vista proximal.

Lámina 2

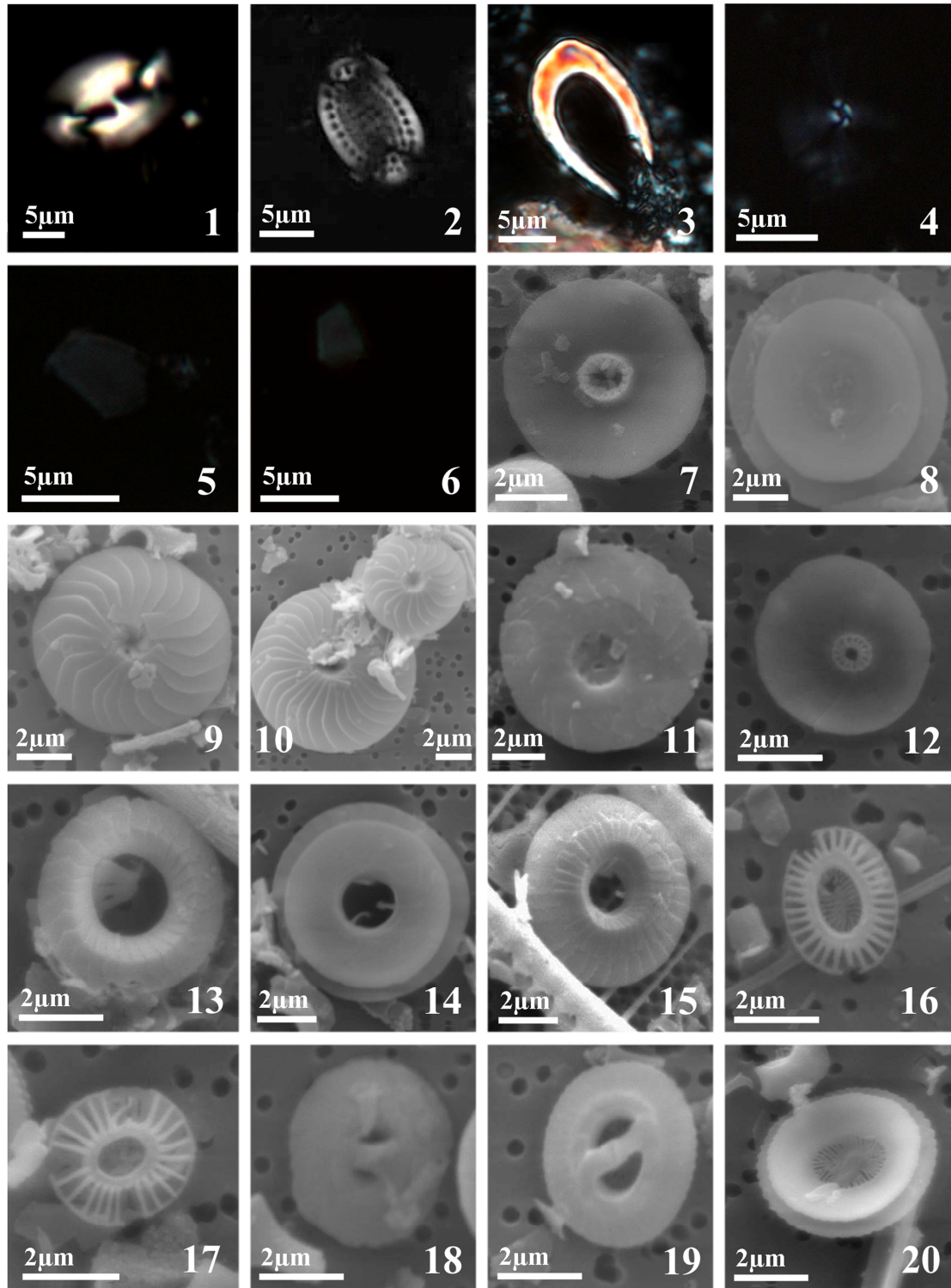
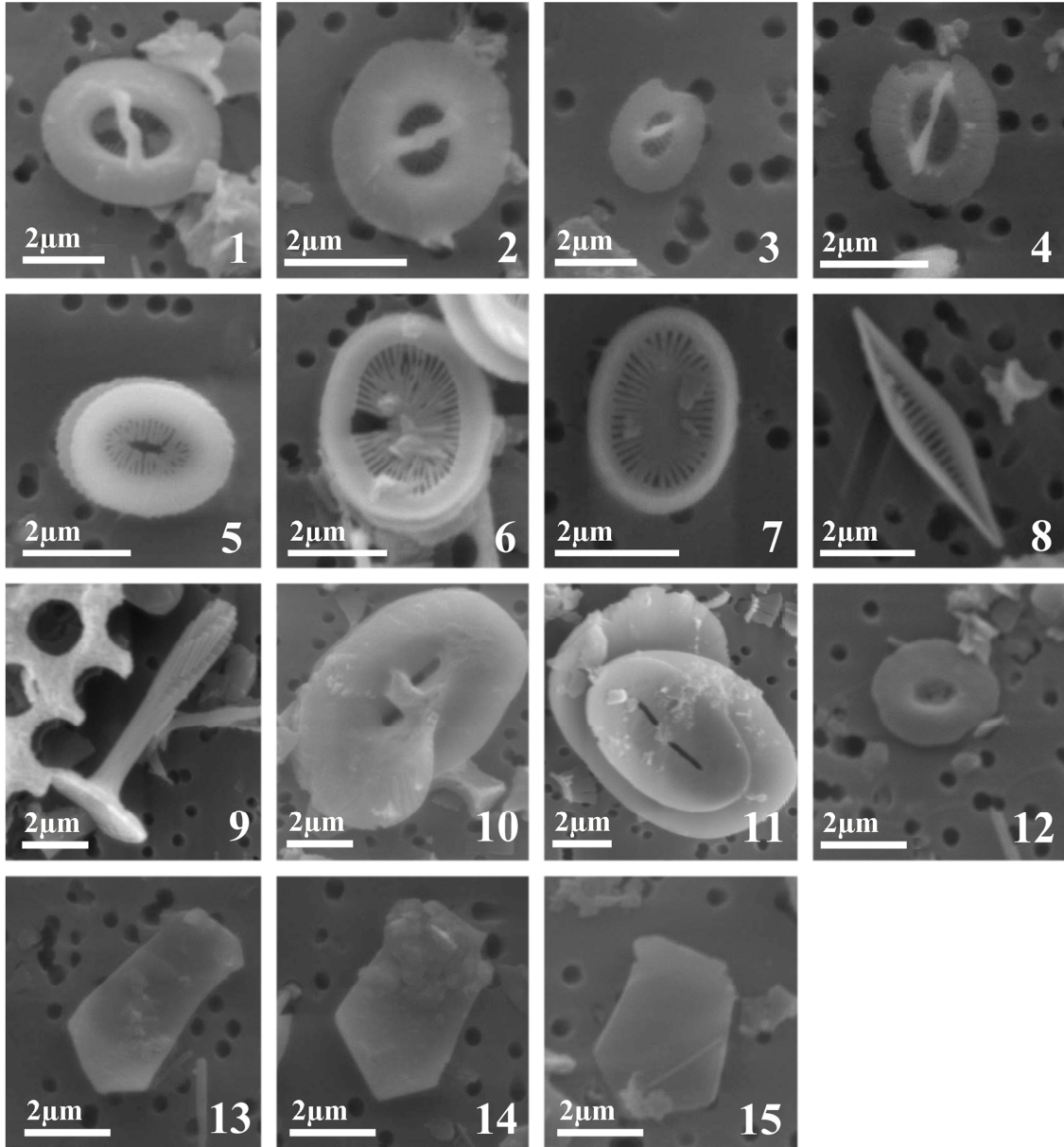


Lámina 3

Imágenes de cocolitos con microscopio electrónico de barrido

1. *Gephyrocapsa oceanica*: vista distal; **2.** Small *Gephyrocapsa*: vista distal; **3.** *Gephyrocapsa ericsonii* (small *Gephyrocapsa*): vista distal; **4.** *Gephyrocapsa ornata* (small *Gephyrocapsa*): vista distal; **5.** Small *Gephyrocapsa*: vista proximal; **6.** *Syracosphaera pulchra*: vista distal; **7.** *Syracosphaera* sp.: vista distal; **8.** *Calciosolenia murrayi*; **9.** *Rhabdosphaera clavigera*; **10.** *Helicosphaera carteri*: vista distal; **11.** *Helicosphaera carteri*: vista proximal; **12.** *Umbellosphaera irregularis*; **13, 14 y 15.** *Florisphaera profunda*.

Lámina 3



ANEXO II

**ÍNDICE DE FIGURAS
Y TABLAS**

Figura 1.1. Disposición de las principales celdas circulatorias atmosféricas del Planeta. Modificado de: <http://www.dgeo.udec.cl/wiki/index.php> (Página 3).

Figura 1.2. Posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) en julio y enero. Modificado de: http://es.wikipedia.org/wiki/Zona_de_convergencia_intertropical (Página 4).

Figura 1.3. Esquema de la Circulación de Walker sobre el Océano Pacífico. Los colores rojos indican aguas más cálidas mientras que los colores más azulados son indicativos de aguas más frías. Modificado de: <http://www.ucar.edu/news/releases/2006/walker.shtml> (Página 6).

Figura 1.4. Situación típica de El Niño, con anomalía térmica positiva en las aguas del Pacífico ecuatorial oriental y central; y situación típica de La Niña, con anomalía térmica negativa en el Pacífico tropical. Modificado de: <http://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa> (Página 9).

Figura 1.5. (a) Serie temporal de la anomalía de temperatura del agua superficial (SST) en la región del Pacífico ecuatorial central desde 1875. Las anomalías están calculadas con respecto a las temperaturas medias entre 1961 y 1990. Modificado de: <http://www.metoffice.gov.uk/research/news>. (b) Índice de la Oscilación del Sur (*SOI index*) desde 1970 hasta 2010. Los colores azules representan los periodos La Niña, mientras que los colores rojos representan los periodos El Niño. Modificado de: <http://www.oceanographerschoice.com> (Página 10).

Figura 1.6. Esquema de las diferentes condiciones de temperatura del agua superficial, circulación atmosférica y profundidad de la termoclina/nutriclina en el Pacífico tropical durante condiciones normales, condiciones El Niño y condiciones La Niña. Modificado de: <http://www.cpc.noaa.gov> (Página 12).

Figura 1.7. (a) Número de eventos El Niño registrados en ventanas temporales de 100 años superpuestas. La línea horizontal marca el mínimo número de eventos en 100 años necesarios para producir varianza en la banda del ENSO (~5). (b) Últimos 11.500 años de la serie temporal de intensidad de colores rojos en el sedimento del lago Pallcacocha. (c) Análisis Wavelet de Morlet sobre la serie de intensidad del color rojo. La varianza de la intensidad espectral (escala de colores) se muestra en función tanto del tiempo como del periodo. Los colores amarillos y rojos indican un mayor grado de varianza, y las líneas de contorno negras muestran regiones de varianza que exceden el intervalo de confianza del 99.98%. Las líneas horizontales indican las escalas temporales promedio en la banda del ENSO y de la variabilidad milenaria (Moy *et al.*, 2002) (Página 13).

Figura 1.8. Contenido total en Ti en los sedimentos de la Cuenca de Cariaco. Los contenidos altos de Ti reflejan un mayor aporte de terrígenos a la cuenca por escorrentía fluvial, y se interpretan como un indicador de precipitaciones abundantes y por lo tanto, una posición media de la ITCZ más al norte (Haug *et al.*, 2001) (Página 14).

Figura 1.9. Series temporales de la anomalía de precipitaciones expresada como porcentaje de diferencia con respecto a las precipitaciones medias en la región Centro-Oeste de la India, desde 1970 hasta 2000. (a) Anomalía de las precipitaciones anuales totales y, (b) Anomalía de las precipitaciones totales estacionales desde junio a septiembre. Los datos están recogidos del Instituto Indio de Meteorología Tropical (IITM, *Indian Institute of Tropical Meteorology*). <http://www.monsoondata.org/hist/> (Página 17).

Figura 1.10. Diagramas esquemáticos de la circulación atmosférica durante los monzones de verano e invierno en el Mar de Arabia. Modificado de Ruddiman (2001) (Página 18).

Figura 1.11. Recopilación de registros $\delta^{18}\text{O}$ del sur de la Península Arábiga y norte del Océano Índico desde el Holoceno medio. La localización de los registros se muestra en el mapa de la esquina superior izquierda. El registro de la Cueva Hoq (7) se correlaciona bien con el registro del espeleotema del norte de Omán (6), lo que sugiere que durante los últimos 6 ka el norte de Omán recibió precipitaciones solo de los vientos del noreste. Los registros que actualmente se encuentran fuera la zona de influencia de la ITCZ (1-4 y 6) muestran un final abrupto del período húmedo del Holoceno medio en torno a 6 ka (línea de puntos) debido a la desconexión de la influencia de las lluvias del monzón de verano. Los registros que se localizan dentro de la zona de migración de la ITCZ (8-10) muestran un descenso más gradual en la precipitación debido al debilitamiento del monzón de verano. Los registros de Yemen (5) siguen recibiendo precipitaciones después de 6 ka debido al efecto de la orografía, que favorece las condiciones húmedas para la región (Rampelbergh *et al.* 2013) (Página 20).

Figura 1.12. Corrientes superficiales y subsuperficiales en el Océano Pacífico ecuatorial oriental y localización del testigo ODP 1240. Corrientes superficiales: Corriente de Perú (PC, *Peru Current*); Corriente Costera de Perú (PCC, *Peru Coastal Current*); Contracorriente de Perú-Chile (PCCC, *Peru-Chile Countercurrent*); Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*); Corriente Norecuatorial (NEC, *North Equatorial Current*); Contracorriente Norecuatorial (NECC, *North Equatorial Countercurrent*) y Corriente Costera de Costa Rica (CRCC, *Costa Rica Coastal Current*). Corrientes subsuperficiales: Contracorriente de Perú (PUC, *Peru Undercurrent*) y Contracorriente Ecuatorial (EUC, *Equatorial Undercurrent*) (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006; Mix *et al.*, 2003) (Página 21).

Figura 1.13. Perfiles Norte-Sur de la temperatura y la salinidad para el Océano Pacífico, y localización del testigo ODP 1240. Masas de agua: Agua Antártica Intermedia (AAIW, *Antarctic Intermediate Water*); Agua Intermedia del Pacífico Norte (NPIW, *North Pacific Intermediate Water*); Agua Profunda Circumpolar (CPDW, *Circumpolar Deep Water*); y Aguas Antárticas de Fondo (AABW, *Antarctic Bottom Water*). Gráficos elaborados con el Ocean Data View, a partir de los datos del World Ocean Atlas 2009 (Página 23).

Figura 1.14. Localización del testigo SK 17 y corrientes superficiales y subsuperficiales en el Mar de Arabia durante (a) el monzón de verano (Monzón del Suroeste) y (b) monzón de invierno (Monzón del Noreste). Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*); Corriente Sur del Este de Madagascar (SEMC, *South East Madagascar Current*); Corriente Norte del Este de Madagascar (NEMC, *North East Madagascar Current*); Corriente Costera del Este Africano (EACC, *East African Coast Current*); Corriente de Somalia (SC, *Somali Current*); Contracorriente Surecuatorial (SECC, *South Equatorial Countercurrent*); Corriente del Monzón del Noreste (NeMC, *Northeast Monsoon Current*); Corriente del Monzón del Suroeste (SWMC, *Southwest Monsoon Current*); Giro del Sur (SG, *Southern Gyre*) y Gran Giro (GW, *Great Whirl*) (Schott *et al.*, 2002) (Página 25).

Figura 1.15. Perfiles Norte-Sur de la temperatura y la salinidad para el Océano Índico, y localización del testigo SK 17. Masas de agua: Agua Antártica Intermedia (AAIW, *Antarctic Intermediate Water*); Agua Profunda Circumpolar (CPDW, *Circumpolar Deep Water*); y Aguas Antárticas de Fondo (AABW, *Antarctic Bottom Water*). Gráficos elaborados con el Ocean Data View, a partir de los datos del World Ocean Atlas 2009 (Página 27).

Figura 1.16. Arriba, efectos de los eventos El Niño (arriba) y La Niña (debajo) asociados a teleconexiones atmosféricas durante el invierno (izquierda) y el verano (derecha) boreales. A la izquierda, posición media de la corriente en chorro (*jet stream*) durante los eventos El Niño y La Niña. Modificado de: <http://oceanservice.noaa.gov> (Página 28).

Figura 1.17. Anomalías de temperaturas del agua superficial en condiciones El Niño (izquierda) y La Niña (derecha). Diagrama esquemático de la corriente en chorro (*jet stream*), dividida en *jet* subtropical (STJ) y *jet* del frente polar (PFJ), anomalías de altas y bajas presiones

persistentes y flujos anómalos de calor debido a la circulación meridional promedio (Yuan, 2004) (Página 29).

Figura 2.1. Esquema de una célula cocolitoforal. Modificado de (Flores y Sierro, 1997). (Página 41).

Figura 2.2. Tipos de cocolitos. Las imágenes han sido extraídas de <http://nannotax.org>. La imagen de la izquierda (Heterococolito) corresponde a un cocolito de *Emiliana huxleyi*. La fotografía central (Holococolito) corresponde a una cocosfera de *Helicosphaera carteri*. Por último, la imagen de la derecha (Nanolito) pertenece a una cocosfera de *Florisphaera profunda* (Página 42).

Figura 2.3. (a) Términos para la identificación de los elementos y los componentes estructurales de los heterococolitos. Modificado de: http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/terminology/4ultrastructure.htm, y morfología y orientación de un heterococolito, en sección y en vista distal. Modificado de: http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/terminology/4ultrastructure. (b) Términos empleados para describir los tres tipos de heterococolitos: mureolitos, placolitos y planolitos. Modificado de (Young *et al.*, 1997) (Página 44).

Figura 2.4. Modelo de ciclo de vida de un cocolitóforo con una fase haploide (n) caracterizada por la presencia de holococolitos, y una fase diploide (2n) con heterococolitos. Imágenes tomadas de <http://nannotax.org>. (Young y Henriksen, 2003) Modificado de (Colmenero-Hidalgo, 2004) (Página 45).

Figura 2.5. Distribución biogeográfica de cocolitóforos actuales de acuerdo con la terminología seguida por McIntyre y Bé (1967); Okada y Honjo (1973); Winter *et al.* (1994); Flores y Sierro (2007). (Saavedra-Pellitero, 2009) (Página 49).

Figura 2.6. Esquema tridimensional en el que se ha añadido el eje de longitud del día al esquema original de Margalef (1978). También se han añadido los blooms de *Emiliana huxleyi*. La respuesta ecológica de *E. huxleyi* se ha separado del resto de los cocolitóforos puesto que su ecología fisiológica no es la misma que la de todas las especies cocolitoforales (Young, 1994) (Balch, 2004; Saavedra-Pellitero, 2009) (Página 50).

Figura 2.7. Distribución de los cocolitóforos en la columna de agua y su relación con las propiedades oceanográficas y físicas. Modificado de Flores y Sierro (2007) (Página 51).

Figura 2.8. Clasificación de las diferentes especies y variedades del género *Gephyrocapsa*. Comparación de los criterios de clasificación propuestos por Flores *et al.* (1999) con clasificaciones anteriores. Encima de la tabla, esquema de un cocolito donde se indican los parámetros utilizados para la clasificación (Flores *et al.*, 1999; Colmenero-Hidalgo, 2004) (Página 57).

Figura 3.1. Buque de perforación *JOIDES Resolution*, del Ocean Drilling Program (ODP). Fuente: <http://iodp.tamu.edu> (Página 71).

Figura 3.2. Localización del testigo ODP 1240 en la Cuenca de Panamá, limitada al norte con la Dorsal de Cocos y al sur con la Dorsal de Carnegie (Página 72).

Figura 3.3. Batimetría de alta resolución de la región del testigo ODP 1240. El área ilustrada cubre una región de 30 x 30 km (Mix *et al.*, 2003) (Página 72).

Figura 3.4. Localización de las diferentes muestras de sedimento superficial a lo largo del Pacífico tropical oriental. Los puntos rojos corresponden a las muestras suministradas por IODP de la Universidad A&M de Texas, mientras que los puntos azules representan las muestras suministradas por la Universidad Estatal de Oregón (OSU, *Oregon State University*) (Página 73).

Figura 3.5. Buque oceanográfico ORV *Sagar Kanya*, del Centro Nacional de Estudios Antárticos y Oceánicos de la India (NCAOR, *National Centre for Antarctic and Ocean Research*). Fuente: <http://ncaor.gov.in> (Página 76).

Figura 3.6. Localización del testigo SK 17 en el margen oriental del Mar de Arabia (Página 76).

Figura 3.7. Esquema de la preparación de una muestra según la técnica de decantación de Flores y Siero (1997). Modificado de (Colmenero-Hidalgo, 2004) (Página 80).

Figura 3.8. Ejemplo de periodograma obtenido con Periodograma Lomb y el análisis REDFIT en el programa Past 2.14 para el registro de la productividad del testigo ODP 1240. La línea roja representa la línea por debajo de la cual, los picos observados corresponden a la banda del ruido rojo. Las bandas grises representan los ciclos contenidos en el rango de frecuencias (Página 92).

Figure 4.1. Surface and subsurface currents in the Eastern Equatorial Pacific Ocean and ODP Site 1240 location. Surface currents: PC, Peru Current; PCC, Peru Coastal Current; PCCC, Peru-Chile Countercurrent; SEC, South Equatorial Current; NEC, North Equatorial Current; NECC, North Equatorial Countercurrent and CRCC, Costa Rica Coastal Current. Subsurface Current: EUC, Equatorial Undercurrent; and PUC, Peru Undercurrent (Fiedler and Talley, 2006; Kessler, 2006; Mix *et al.*, 2003). Black isotherms represent annual average temperature (WOA09) (Página 110).

Figure 4.2. Sedimentation rate and linear sedimentation rate for ODP Site 1240. Red bars indicate the error of the calibrated ages (1σ) (Página 114).

Figure 4.3. Relative abundances and accumulation rates (NAR) of the most significant coccolithophore species and CEX' index for ODP Site 1240. **(a)** Relative abundance of oligotrophic species (*F. profunda* and *Oolithotus* sp.); **(b)** Accumulation rates (NAR) of oligotrophic species (*F. profunda* and *Oolithotus* sp.); **(c)** Relative abundance of high-productivity species (small placoliths and *G. oceanica*); **(d)** Accumulation rates (NAR) of high-productivity species (small placoliths and *G. oceanica*); and **(e)** CEX' index or dissolution index. Holocene subdivisions were taken from Walker *et al.* (2012) (Página 117).

Figure 4.4. Comparison of paleoproductivity proxies and paleotemperature data for ODP Site 1240. (a) Relative abundance of warm taxa of coccolithophores (*Umbilicosphaera* spp., *Calciosolenia* sp., *Rhabdosphaera clavigera* and *Umbellosphaera* spp.). Pink line represents a smoothing of 5 points; (b) sea surface temperature (SST) and (c) deep thermocline temperature (DTT) reconstructed from the Mg/Ca ratio in *Globigerinoides ruber* and *Neogloboquadrina dutertrei*, respectively (Pena *et al.*, 2008); (d) Marine biomarker Brassicasterol record, as an indicator of the diatom production (Calvo *et al.*, 2011); (e) N ratio: $N = [(G. oceanica + small\ placoliths)/(G. oceanica + small\ placoliths + F. profunda + Oolithotus\ sp.)]$. Light blue represents the smoothing of 5 points; (f) Coccolithophore accumulation rate (Nannofossil Accumulation Rate); (g) Deep thermocline sea water $\delta^{18}O$ reconstruction (DT- $\delta^{18}O_{sw}$) based on measurements on *N. dutertrei* (Pena *et al.*, 2008); and (h) $\delta^{13}C$ values from *N. dutertrei* (Pena *et al.*, 2008). Holocene subdivisions were taken from Walker *et al.* (2012) (Página 119).

Figure 4.5. (a) Titanium content in the Cariaco basin (Haug *et al.*, 2001). Red line represents the interpolated values regarding the age of the samples of this study; (b) Greenland ice core $\delta^{18}O$ record from North GRIP (NGRIP, 2004); (c) N ratio: $N = [(G. oceanica + small$

placoliths)/(*G. oceanica* + small *placoliths* + *F. profunda* + *Oolithotus sp.*). Light blue represents the smoothing of 5 points; (d) Antarctic ice core $\delta^{18}\text{O}$ record from EDML (EPICA, 2006). The red line represents the interpolated values with respect to the age of the samples of this study; and (e) number of warm ENSO events per 100 years, reconstructed from Pallcacocha lake sediments (Moy *et al.*, 2002). Holocene subdivisions were taken from Walker *et al.* (2012) (Página 123).

Figure 5.1. Surface and subsurface currents in the eastern equatorial Pacific Ocean and surface sediment samples and ODP Site 1240 location. Surface currents: PC, Peru Current; PCC, Peru Coastal Current; PCCC, Peru-Chile Countercurrent; SEC, South Equatorial Current; NEC, North Equatorial Current; NECC, North Equatorial Countercurrent and CRCC, Costa Rica Coastal Current. Subsurface currents: EUC, Equatorial Undercurrent and PUC, Peru Undercurrent (Fiedler and Talley, 2006; Kessler, 2006; Mix *et al.*, 2003) (Página 141).

Figure 5.2. Oceanographic variables in the study area: (a) mixed layer depth (Acker and Leptoukh, 2007); (b) net primary productivity (NPP) (Behrenfeld and Falkowski, 1997); (c) mean annual chlorophyll concentration expressed as an average from 0 to 100 m water depth (Conkright and Boyer, 2002; Levitus, 1982); and (d) Sea surface temperature (SST) (Locarnini *et al.*, 2010) (Página 142).

Figure 5.3. Coccolith preservation and dissolution contour maps. (a) Distribution map based on a numerical ranking based on Roth and Thierstein (1972) and Flores and Marino (2002): 3 (G, good); 2 (M, moderate); 1 (P, poor); and 0 (B, barren); (b) Distribution map of the CEX' index proposed by Boeckel and Baumann (2004). Surface sediment samples excluded from the statistical analysis was marked with blue points (Página 148).

Figure 5.4. Distribution maps of the relative abundance of the main species of coccolithophores in the eastern equatorial Pacific Ocean. (a) Small *placoliths* (small *Gephyrocapsa* and *Emiliana huxleyi*, < 3 μm); (b) *Gephyrocapsa oceanica*; (c) *Florisphaera profunda* (Página 149).

Figure 5.5. Relative abundances and NAR (Nannofossil Accumulation Rate) of the most significant coccolithophores species, CEX' index and factors from the PCA at ODP Site 1240 during the last 20 ka. (a) Small *placoliths* (small *Gephyrocapsa* and *Emiliana huxleyi*, < 3 μm) accumulation rate (blue line) and relative abundance (shaded area); (b) *Gephyrocapsa oceanica* accumulation rate (blue line) and relative abundance (shaded area); (c) *Florisphaera profunda* accumulation rate (blue line) and relative abundance (shaded area); (d) CEX' index based on Boeckel and Baumann (2004) [CEX' = (% small *placoliths*)/(% small *placoliths* + % *C. leptoporus*)]; (e) Factor 1, (f) Factor 2 and (g) Factor 3 scores. Grey bars indicate the Younger Dryas (YD) and the middle Holocene. Dotted bar marks the Heinrich 1 (H1) cold event (Página 150).

Figure 5.6. Contour maps of the factor scores for (a) Factor 1, (b) Factor 2, and (c) Factor 3 from the present-day data set (Página 151).

Figure 5.7. Comparison of the Factor 3 from the present-day data set and Factor 2 from the ODP Site 1240 sedimentary record. Coccolithophore taxa are given in the x axis and factor loadings values are represented in the y axis (Página 153).

Figure 5.8. (a) Mixed layer depth residuals at surface sediment samples location in the eastern equatorial Pacific ocean. The bottom graph represents the correlation between the mixed layer depth observed and the mixed layer depth estimated; (b) Chlorophyll concentration at 100 m depth residuals at surface sediment samples location. The bottom graph represents the correlation between the chlorophyll concentration at 100 m water depth observed and the chlorophyll concentration at 100 m water depth estimated. ODP Site 1240 location is indicated by a red square (Página 155).

Figure 5.9. Comparison of paleoproductivity records at ODP Site 1240 for the last 20 ka. (a) Antarctic $\delta^{18}\text{O}$ record from Dome C ice core (Jouzel *et al.*, 2001; Stenni *et al.*, 2001; Schwander *et al.*, 2001); (b) Deep thermocline sea water $\delta^{18}\text{O}$ reconstruction (DT- $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) based on measurements on the planktonic foraminifera *Neogloboquadrina dutertrei* (Pena *et al.*, 2008); (c) N ratio based on Flores *et al.* (2000) [$\text{N} = (\text{small placoliths} + G. oceanica)/(\text{small placoliths} + G. oceanica + F. profunda + Oolithotus \text{ sp.})$]; (d) Mixed layer depth reconstruction; (e) Chlorophyll concentration at 100 m water depth reconstruction; (f) Nannofossil Accumulation Rate (NAR) (green line) and absolute abundance of coccolithophores (red line); (g) Diatom:Coccolithophore ratio [$\text{D:C} = \text{Brassicasterol}/(\text{Brassicasterol} + \text{C37 alkenones})$] (Calvo *et al.*, 2011). Grey bars indicate the Younger Dryas (YD) and the middle Holocene. Dotted bar marks the Heinrich 1 (H1) cold event (Página 157).

Figure 6.1. SK 17 site location and schematic patterns of oceanographic and atmospheric circulation during the winter and summer monsoons. Main circulation during the winter monsoon (red lines) and winter monsoon (blue lines), and dominant direction of the winds (white lines) during both seasons (Schott *et al.*, 2002; Singh *et al.*, 2011) (Página 175).

Figure 6.2. Relative (shaded area) and absolute abundances (green line) of the most significant coccolithophore: (a) Small Placoliths; (b) *G. oceanica*; and (c) *F. profunda*. (d) CEX' index (preservation). H2, Heinrich 2 event; LGM, Last Glacial Maximum; H1, Heinrich 1 event; BA, Bolling Allerod; YD, Younger Dryas; and mid-H, middle Holocene (Página 181).

Figure 6.3. Distribution of the dominant factors. (a) Factor 1 scores; (b) Factor 2 scores; (c) Factor 3 scores. H2, Heinrich 2 event; LGM, Last Glacial Maximum; H1, Heinrich 1 event; BA, Bolling Allerod; YD, Younger Dryas; and mid-H, middle Holocene (Página 184).

Figure 6.4. Comparison of paleoproductivity proxies for the core SK 17. (a) Magnetic susceptibility record (SIRM, Saturation Isothermal Remanent Magnetization) (Patil and Singh, 2013); (b) Total absolute abundance of coccolithophores; (c) N ratio; (d) Relative abundance of the planktic foraminifera fertile species (Singh *et al.*, 2011); (e) Productivity proxy (Factor 1); (f) Stratification proxy (Factor 2); (g) $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ of *G. ruber* from SK 17 core, referred to the scale V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) (Anand *et al.*, 2008); (h) Greenland ice core $\delta^{18}\text{O}$ record from GISP2, referred to the scale V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) (Blunier and Brook, 2001; Blunier *et al.*, 1998; Meese *et al.*, 1997). H2, Heinrich 2 event; LGM, Last Glacial Maximum; H1, Heinrich 1 event; BA, Bolling Allerod; YD, Younger Dryas; and mid-H, middle Holocene (Página 186).

Figura 7.1. Corrientes superficiales y subsuperficiales del Océano Índico durante el monzón de verano (superior izquierda) y durante el monzón de invierno (inferior izquierda): Corriente Leeuwing (LC, *Leeuwing Current*); Corriente del Oeste Australiano (WAC, *West Australian Current*); Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*); Corriente Sureste de Madagascar (SEMC, *South East Madagascar Current*); Corriente Noreste de Madagascar

(NEMC, *North East Madagascar Current*); Corriente Costera del Este Africano (EACC, *East African Coast Current*); Corriente de Somalia (SC, *Somali Current*); Contracorriente Surecuatorial (SECC, *South Equatorial Countercurrent*); Corriente del Monzón del Noreste (NeMC, *Northeast Monsoon Current*); Corriente del Monzón del Suroeste (SWMC, *Southwest Monsoon Current*); Corriente Sur de Java (SJC, *South Java Current*) (Schott *et al.*, 2002; Talley *et al.*, 1964). Corrientes superficiales y subsuperficiales del Océano Pacífico (derecha): Corriente de Perú (PC, *Peru Current*); Corriente Costera de Perú (PCC, *Peru Coastal Current*); Corriente Surecuatorial (SEC, *South Equatorial Current*); Contracorriente Norecuatorial (NECC, *North Equatorial Countercurrent*); Corriente de California (CaC, *California Current*); Corriente Norecuatorial (NEC, *North Equatorial Current*); Corriente de Kuroshio (KC, *Kuroshio Current*); Contracorriente Ecuatorial (EUC, *Equatorial Undercurrent*) (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006; Mix *et al.*, 2003) (Página 198).

Figura 7.2. Comparación gráfica de las saturaciones factoriales o *factor loadings* del Factor 2 del Análisis Factorial para el testigo ODP 1240 y SK 17 (Página 202).

Figura 7.3. Abundancias relativas (%) y absolutas (coccolitos/g) de los grupos más significativos de coccolitóforos. Proxies de alta productividad (small Noelaerhabdaceae + *Gephyrocapsa oceanica*) para (a) el testigo ODP 1240 y (b) el testigo SK 17. Proxies indicadores de estratificación (*Florisphaera profunda* + *Oolithotus* sp.) para (c) el testigo ODP 1240 y (d) el testigo SK 17. HES1, evento Heinrich 1; BA, Bolling Allerod; YD, Younger Dryas (Página 203).

Figura 7.4. (a) Registro del $\delta^{18}\text{O}$ del testigo de hielo Dome C de la Antártida (Jouzel *et al.*, 2001; Schwander *et al.*, 2001; Stenni *et al.*, 2001); (b) puntuaciones factoriales (*factor scores*) para el Factor 2 del Análisis Factorial de la asociación del testigo ODP 1240, y (c) del testigo SK 17; (d) Índice N ($N = (SP + G. oceanica)/(SP + G. oceanica + F. profunda + Oolithotus sp.)$) para el testigo ODP 1240, y (e) del testigo SK 17; (f) flujo de coccolitos o NAR (*Nannofossil Accumulation Rates*, en $\text{coccolitos} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$) del testigo ODP 1240, y (g) del testigo SK 17; (h) registro del $\delta^{18}\text{O}$ del testigo de hielo GISP-2 de Groenlandia (Blunier *et al.*, 1998; Blunier y Brook, 2001; Meese *et al.*, 1997); (i) registro de la insolación de junio a 30° N (Página 206).

Figura 7.5. Análisis espectrales realizados mediante el Periodograma Lomb y el análisis REDFIT con el programa Past 2.14 (Hammer *et al.*, 2001), para los registros de productividad del testigo ODP 1240 (azul) y SK 17 (verde). La curva roja representa el nivel por encima del cual, los picos observados son representativos a un nivel de confianza del 95%. Las bandas grises de los gráficos espectrales marcan la banda de frecuencia para las ciclicidades de 1, 0.9, 0.8, 0.7, 0.6, 0.5, 0.4 y 0.3 ka respectivamente, de izquierda a derecha (Página 210).

Tabla 3.1. Localización de las muestras de sedimento superficial, correspondientes al primer centímetro de cada testigo de las diferentes campañas oceanográficas de ODP en el Pacífico tropical oriental (Página 74).

Tabla 3.2. Localización de las muestras de sedimento superficial obtenidas de diferentes campañas oceanográficas dirigidas por la Universidad Estatal de Oregón (Estados Unidos) (Página 75).

Table 4.1. Radiocarbon ages and calibrated ages (ka) used in this work for the ODP Site 1240 (Pena *et al.*, 2008) (Página 114).

Table 5.1. Radiocarbon ages and calibrated ages (ka) used in this work for the ODP Site 1240 (Pena *et al.*, 2008) (Página 144).

Table 5.2. Factor loadings obtained in the PCA factor analysis for the present-day data set and ODP Site 1240 (past data set) (Página 152).

Table 5.3. Correlation matrix between present and past factors from PCA (Página 153).

Table 5.4. Pearson correlation coefficients between the factors from the present-day data set and environmental variables (Página 154).

Table 6.1. AMS14C dates for core SK 17 used in this work (Singh *et al.*, 2011) (Página 177).

Table 6.3. Correlation matrix between N ratio, Factor 1, Factor 2, Dome C $\delta^{18}\text{O}$ and GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ records (Página 189).

Tabla 7.1. Saturaciones factoriales o *factor loadings* del Análisis Factorial de Componentes principales para los testigos ODP 1240 y SK 17 (Página 201).

ANEXO III

LISTADO DE ACRÓNIMOS

AAIW:	Aguas Intermedias Antárticas o <i>Antarctic Intermediate Water</i>
AASW:	Aguas Antárticas Superficiales o <i>Antarctic Surface Waters</i>
BA:	Bolling Allerod
CaC:	Corriente de California o <i>California Current</i>
CPDW:	Agua Circumpolar Profunda o <i>Circumpolar Deep Water</i>
RCC:	Corriente Costera de Costa Rica o <i>Costa Rica Coastal Current</i>
DMS:	Sulfuro de Dimetilo o <i>Dymethyl Sulfide</i>
DTT:	Temperatura de la Termoclina Profunda o <i>Deep Thermocline Temperature</i>
EACC:	Corriente de la Costa Este Africana o <i>East African Coast Current</i>
EEP:	Pacífico Ecuatorial Oriental o <i>Eastern Equatorial Pacific</i>
ENSO:	El Niño-Oscilación del Sur o <i>El Niño-Southern Oscillation</i>
EUC:	Contracorriente Ecuatorial o <i>Equatorial Undercurrent</i>
GW:	Giro del Norte, Gran Giro o <i>Great Whirl</i>
H1:	Evento Heinrich 1 o <i>Heinrich 1 event</i>
H2:	Evento Heinrich 2 o <i>Heinrich 2 event</i>
HPC:	Cocolitóforos de Alta Productividad o <i>High Productivity Coccolithophores</i>
IEW:	Aguas Ecuatoriales Índicas o <i>Indian Equatorial Waters</i>
ITCZ:	Zona de Convergencia Intertropical o <i>Intertropical Convergence Zone</i>
ITF:	Flujo de Indonesia o <i>Indonesian Throughflow</i>
KC:	Corriente de Kuroshio o <i>Kuroshio Current</i>
LC:	Corriente Leeuwing o <i>Leeuwing Current</i>
LGM:	Último Máximo Glacial o <i>Last Glacial Maximum</i>
LM:	Microscopio Petrográfico o <i>Light Microscope</i>

MAT:	Técnica de Análogos Modernos o <i>Modern Analog Technique</i>
NAR:	Tasa de Acumulación de Cocolitóforos o <i>Nannofossil Accumulation Rate</i>
NEC:	Corriente Norecuatorial o <i>North Equatorial Current</i>
NECC:	Contracorriente Norecuatorial o <i>Northequatorial Countercurrent</i>
NEMC:	Corriente Noreste de Madagascar o <i>North East Madagascar Current</i>
NeMC:	Corriente del Monzón de Invierno o <i>Northeast Monsoon Current</i>
NPIW:	Agua Intermedia del Pacífico Norte o <i>North Pacific Intermediate Water</i>
NPP:	Productividad Primaria Neta o <i>Net Primary Productivity</i>
OC:	Coccolitóforos Oligotróficos u <i>Oligotrophic Coccolithophores</i>
ODP:	Programa de Perforación Oceánica o <i>Ocean Drilling Program</i>
OSU:	<i>Oregon State University</i>
PC:	Corriente de Perú o <i>Peru Current</i>
PCA:	Análisis de Componentes Principales o <i>Principal Component Analysis</i>
PCC:	Corriente Costera de Perú o <i>Peru Coastal Current</i>
PCCC:	Contracorriente de Perú-Chile o <i>Perú-Chile Countercurrent</i>
PUC:	Contracorriente de Perú o <i>Peru Countercurrent</i>
SAMW:	Aguas Subantárticas o <i>Subantarctic Mode Water</i>
SC:	Corriente de Somalia o <i>Somali Current</i>
SEC:	Corriente Surecuatorial o <i>South Equatorial Current</i>
SECC:	Contracorriente Surecuatorial o <i>South Equatorial Countercurrent</i>
SEM:	Microscopio Electrónico de Barrido o <i>Scanning Electron Microscope</i>
SEMC:	Corriente Sureste de Madagascar o <i>South East Madagascar Current</i>
SF:	Frente Subantártico o <i>Subantarctic Front</i>
SG:	Giro del Sur o <i>Southern Gyre</i>
SJC:	Corriente Sur de Java o <i>South Java Current</i>
SO:	Oscilación del Sur o <i>Southern Oscillation</i>

SOI:	Índice de la Oscilación del Sur o <i>Southern Oscillation Index</i>
SOIW:	Aguas Intermedias del Océano Sur o <i>Southern Ocean Intermediate Waters</i>
SLP:	Presión Atmosférica a Nivel del Mar o <i>Sea Level Pressure</i>
SP:	Pequeños Placolitos o <i>Small Placoliths</i>
SST:	Temperatura del Agua Superficial o <i>Sea Surface Temperature</i>
SWMC:	Corriente del Monzón de Verano o <i>Southwest Monsoon Current</i>
WAC:	Corriente del Oeste Australiano o <i>West Australian Current</i>
WT:	Taxones Cálidos o <i>Warm Taxa</i>
YD:	Younger Dryas



VNiVERSIDAD
D SALAMANCA

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

