

*Research Article*

## Cocolitóforos en sedimentos marinos frente a la entrada occidental del Estrecho de Magallanes (53°S) revelan cambios en la productividad durante los últimos 30.000 años

Gloria E. Sánchez<sup>1</sup>, Carina B. Lange<sup>1,2</sup>, José-Abel Flóres<sup>3</sup>, Magaly Caniupán<sup>4</sup> & Frank Lamy<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-Oriental (COPAS) y

Programa COPAS Sur-Austral, Universidad de Concepción, Chile

<sup>2</sup>Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile

<sup>3</sup>Laboratorio de Geología, Universidad de Salamanca, España

<sup>4</sup>Alfred Wegener Institute Helmholtz-Zentrum for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Alemania

**RESUMEN.** Se presenta un nuevo registro de producción exportada de cocolitóforos (cocolitos) durante los últimos 30.000 años, basado en el estudio de un testigo de sedimento marino obtenido frente a la entrada occidental del Estrecho de Magallanes (testigo MD07-3128; 53°S, 75°W). Este testigo reveló la presencia de una asociación compuesta por trece taxones de cocolitóforos dominada por *Gephyrocapsa* “small” (representando en promedio >80% de la asociación total) y acompañada, en menor proporción (1-10%), por dos morfotipos de *Emiliana huxleyi*, *Coccolithus pelagicus* y *Calcidiscus leptoporus*. La concentración de cocolitos se correlacionó positivamente con el contenido de CaCO<sub>3</sub> ( $P \ll 0.01$ ;  $R^2 = 0,63$ ). En general, ambos registros estuvieron en fase con la temperatura superficial del mar derivada de alquenonas (Caniupán *et al.*, 2011), donde los valores máximos en el CaCO<sub>3</sub> (>30%) y la abundancia de cocolitos (~10<sup>9</sup> cocolitos g<sup>-1</sup> sedimento seco) coincidieron con periodos relativamente cálidos (*e.g.*, el Holoceno). Se hallaron marcadas diferencias al comparar estos datos con el registro de cocolitos de Saavedra-Pellitero *et al.* (2011) para el sitio ODP 1233 a los 41°S: en el sitio ODP 1233 la producción de cocolitóforos fue máxima durante el Último Máximo Glacial en respuesta a la advección hacia el norte de las aguas ricas en macronutrientes de la corriente Circumpolar Antártica. En contraste, el sitio MD07-3128 experimentó al mismo tiempo una baja en productividad de cocolitóforos probablemente relacionada al efecto negativo ejercido por un alto aporte de material terrígeno y agua de deshielo proveniente del gran casquete de hielo patagónico.

**Palabras clave:** cocolitóforos, Último Máximo Glacial, Holoceno, sur de Chile.

## Coccolithophores in marine sediments off the western entrance of the Strait of Magellan reveal changes in productivity over the past 30,000 years

**ABSTRACT.** We present a new record of coccolithophore (coccoliths) export productivity for the past 30,000 years based on the study of a marine sediment core collected at the western entrance of the Strait of Magellan (Core MD07-3128; 53°S, 75°W). This sediment core revealed the presence of an assemblage composed by thirteen coccolithophore taxa, dominated by small *Gephyrocapsa* (>80% of the total assemblage on the average) and accompanied, in less proportions (1-10%), by two morphotypes of *Emiliana huxleyi*, *Coccolithus pelagicus* and *Calcidiscus leptoporus*. Coccolith concentration and CaCO<sub>3</sub> content were strongly correlated ( $P \ll 0.01$ ;  $R^2 = 0.63$ ). In general, both records were in phase with alkenone-derived sea-surface temperature (Caniupán *et al.*, 2011) where maximum values of CaCO<sub>3</sub> (>30%) and coccolith abundance (~10<sup>9</sup> coccoliths g<sup>-1</sup> dry sediment) coincided with relatively warm periods (*e.g.*, the Holocene). We found marked differences when comparing our data with a coccolith record published by Saavedra-Pellitero *et al.* (2011) for ODP Site 1233 at 41°S: At ODP Site 1233, coccolithophore production was maximal during the Last Glacial Maximum in response to the northward advection of macronutrients by the Antarctic Circumpolar Current. In contrast, site MD07-3128 experienced a reduction in coccolithophore production at the time, probably related to the negative effect exerted by the high inputs of terrigenous material and meltwater from the then nearby located large Patagonian Ice Sheet.

**Keywords:** coccolithophores, Last Glacial Maximum, Holocene, southern Chile.

## INTRODUCCIÓN

Los cocolitóforos pertenecen a un grupo de algas unicelulares de la clase Prymnesiophyceae que se caracterizan por generar delicadas placas de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) denominadas “cocolitos” (Billard & Inouye, 2004). Son un componente importante del fitoplancton marino y junto a los foraminíferos son los mayores productores de  $\text{CaCO}_3$  (Paasche, 2002), cumpliendo un rol clave en el ciclo del carbono en el océano (Moore *et al.*, 2012). Los cocolitóforos son potencialmente susceptibles a los cambios climáticos, especialmente a la acidificación del océano, *e.g.*, cambios en el pH oceánico y química de los carbonatos producto del incremento en los niveles del  $\text{CO}_2$  (Poulton *et al.*, 2013).

Los cocolitóforos descienden desde la zona fótica hasta el fondo marino dentro de agregados (*e.g.*, “nieve marina”) o pellets fecales (*e.g.*, Honjo, 1976), acumulándose así en el fondo y constituyendo rocas sedimentarias (De Vargas *et al.*, 2007). Las asociaciones de cocolitos en los sedimentos y sus patrones de distribución permiten inferir la dinámica de las aguas superficiales, la circulación oceánica y los gradientes de productividad (*e.g.*, Brummer & Van Eijden, 1992; Kinkel *et al.*, 2000), así como también en reconstrucciones de la temperatura superficial del mar (TSM) basada en alquenonas que son compuestos lipídicos producidos por algunas especies de cocolitóforos (*e.g.*, Brassell *et al.*, 1986; Prahl *et al.*, 1988; Müller *et al.*, 1998). Actualmente existen alrededor de 195 taxones de cocolitóforos, de los cuales *Emiliania huxleyi* es la especie más abundante (Brand, 1994).

La distribución de los cocolitóforos en la columna de agua y de las asociaciones de cocolitos en los sedimentos ha sido escasamente estudiada en el Pacífico suroriental. Beaufort *et al.* (2008) estudiaron la producción de calcita por cocolitóforos en la columna de agua a lo largo de un transecto desde el Archipiélago de las Marquesas ( $10^\circ\text{S}$ ,  $140^\circ\text{W}$ ) hasta el sistema de surgencia de Perú-Chile ( $36^\circ\text{S}$ ,  $73^\circ\text{W}$ ). Este estudio reveló que las concentraciones de cocolitóforos fueron relativamente bajas (en promedio  $4.000 \text{ cél L}^{-1}$ ) y se observó que desde  $100^\circ\text{W}$  hasta la zona de surgencia costera, el género *Emiliania* dominó las comunidades de cocolitóforos. En aguas costeras frente a Concepción ( $\sim 36^\circ\text{S}$ ) también se observaron abundancias bajas ( $<1000 \text{ cél L}^{-1}$ ) con un dominio de *Emiliania huxleyi* (E. Menschel, datos no publicados). En Patagonia sur cerca de la entrada occidental del Estrecho de Magallanes ( $53^\circ\text{S}$ ), los cocolitóforos alcanzaron densidades de  $10^5 \text{ cél L}^{-1}$  durante el verano de 1991 identificándose en diferentes estaciones del Estrecho las especies *E. huxleyi* y *Calciosolenia*

*murrayi* (Zingone *et al.*, 2011). Más al sur, desde el Paso de Drake a la Península Antártica se reportaron nueve especies y en todas las estaciones la especie dominante fue *E. huxleyi* que alcanzó su máximo en el Frente Subantártico (Charalampopoulou, 2011). También en el Océano Austral ( $55^\circ\text{-}70^\circ\text{S}$ ,  $117^\circ\text{-}68^\circ\text{W}$ ), Gravalosa *et al.* (2008) identificaron 15 especies de cocolitóforos hasta los  $63^\circ\text{S}$  con abundancias máximas en la zona Subantártica y el Frente Polar ( $10^5 \text{ cél L}^{-1}$ ), que decrecen drásticamente hacia el sur. Este patrón también fue observado por otros autores en el sector Australiano (Findlay & Giraudeau, 2000).

Los estudios de asociaciones de cocolitos en los sedimentos del Pacífico suroriental son muy escasos. Los trabajos de Saavedra-Pellitero *et al.* (2010, 2011) entregan información acerca de i) la distribución biogeográfica de cocolitos en sedimentos superficiales colectados entre  $\sim 15^\circ\text{-}51^\circ\text{S}$  y  $\sim 71^\circ\text{-}95^\circ\text{W}$ , y ii) una reconstrucción de la TSM derivada de la asociación de cocolitos, las abundancias relativas de las especies encontradas y las tasas de acumulación en el Sitio ODP 1233 ubicado a los  $41^\circ\text{S}$ ,  $74^\circ\text{W}$ , abarcando los últimos  $\sim 27.000$  años antes del presente (AP). Combinando la información de datos de abundancia y distribución de cocolitos y condiciones oceanográficas de la zona, Saavedra-Pellitero *et al.* (2010) determinaron, mediante un análisis multivariado, tres factores que asocian las masas de agua y especies de cocolitóforos características de las mismas. Adicionalmente, Saavedra-Pellitero *et al.* (2011) vincularon las temperaturas más frías del Último Máximo Glacial (UMG) con una mayor productividad de cocolitóforos en el margen continental chileno a  $41^\circ\text{S}$ , que estaría asociado a un incremento en la advección de macronutrientes dado el desplazamiento de  $5\text{-}6^\circ$  de latitud hacia el norte de los Vientos del Oeste y de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA). En contraste, las TSM más cálidas registradas durante el Holoceno temprano se asociaron a una menor productividad de cocolitóforos sugiriendo un desplazamiento hacia el sur del sistema oceánico/atmosférico. Estos patrones de productividad concuerdan con estimaciones previas para las zonas norte y centro de Chile (*e.g.*, Mohtadi & Hebbeln, 2004).

El Sitio ODP 1233 ha ofrecido una oportunidad única de conducir estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos desde el último periodo glacial hacia el presente, incluyendo aparte de los ya mencionados de Saavedra-Pellitero *et al.* (2010, 2011), reconstrucciones de la TSM basada en alquenonas (Lamy *et al.*, 2004, 2007; Kaiser *et al.*, 2005), diversidad de cistos de dinoflagelados (Verleye & Louwye, 2010) y registros de polen y radiolarios (Heusser *et al.*, 2006; Pisias *et al.*, 2006). Más al sur, los sedimentos colectados a los

46°S (MD07-3088) también revelan un aumento en la abundancia de cocolitos y foraminíferos durante el UMG y Duchamp-Alphonse *et al.* (2013) sugieren que este aumento estuvo ligado al fortalecimiento de la surgencia impulsada por el viento. Dos sitios cercanos a la entrada oeste del Estrecho de Magallanes (~53°S) presentan nuevos registros de TSM derivada de alquenonas y/o acumulación de algunos componentes biogénicos que abarcan los últimos ~60.000 años AP (testigo MD07-3128, Caniupán *et al.*, 2011) y ~13.000 años AP (testigo PC-03, Harada *et al.*, 2013). El estudio de Caniupán *et al.* (2011) revela un enfriamiento regional que culmina durante el UMG y estaría asociado a la cercanía del testigo al gran casquete de hielo de la Patagonia (Patagonian Ice Sheet, PIS por sus siglas en inglés) que cubría los Andes entre ~38°S y ~56°S (*e.g.*, Glasser & Jansson, 2008) durante el último periodo glacial y a su deshielo que explicaría las bajas TSM locales y las salinidades superficiales reducidas.

Bajo este escenario cabe preguntarse ¿qué influencia tuvieron los cambios ambientales descritos sobre la productividad marina y en particular sobre la comunidad de cocolitóforos en la zona más meridional de la Patagonia chilena? Para dar respuesta a este interrogante, se propuso como objetivo estudiar los cocolitos (abundancia absoluta, tasas de acumulación y diversidad) preservados en los sedimentos marinos del testigo MD07-3128 a los 53°S (Figs. 1a-1b), concentrándose en los últimos ~30.000 años AP. Estos datos se combinan con los datos de paleo-temperaturas del mismo testigo (Caniupán *et al.*, 2011) y se comparan con los publicados por Saavedra-Pellitero *et al.* (2011) a los 41°S (Sitio ODP 1233), entregando así información nueva y relevante para el conocimiento de este grupo de nanoplancton en la región.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Área de estudio

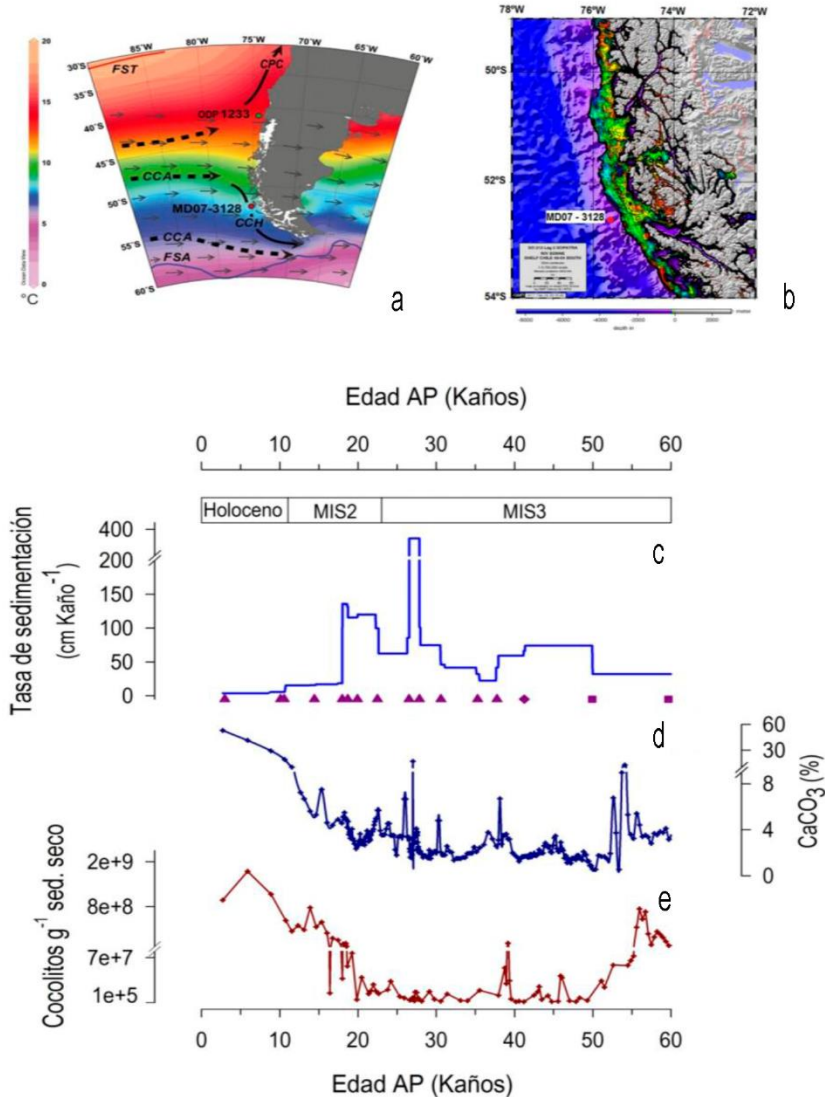
Oceanográficamente, la costa oeste del continente sudamericano se encuentra bajo la influencia de la Corriente de Deriva del Oeste que al chocar con el continente se divide en dos ramas, la Corriente Perú-Chile (CPC) que fluye hacia el norte y la Corriente del Cabo de Hornos (CCH) hacia el sur (Silva & Neshyba, 1979); ambas corrientes transportan Agua Subantártica (Fig. 1a). Las aguas transportadas por la CCH se mezclan con aguas provenientes de los canales patagónicos en su flujo hacia el sur, conformándose el agua Subantártica Modificada con menor salinidad (Valdenegro & Silva, 2003). Esta corriente se une a la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) en el Paso de Drake.

La geometría de la costa hacia el sur de ~43°S es muy compleja, estando integrada por fiordos, islas, canales y archipiélagos (Antezana, 1999). Los fiordos y canales reciben grandes cantidades de agua dulce proveniente de ríos locales, escorrentía superficial y subterránea que son alimentados por fuertes lluvias y presencia de glaciares (ver artículos en Pantoja *et al.*, 2011). Esta incorporación de agua dulce determina condiciones estuarinas y la columna de agua presenta una estratificación en dos capas (Silva *et al.*, 1995; Sievers & Silva, 2008). El movimiento neto en la capa superficial es hacia el océano adyacente mientras que la capa profunda fluye hacia los fiordos transportando macronutrientes desde el mar costero (*i.e.*, Agua Subantártica). La capa superficial (primeros 20-30 m de columna de agua) tiene muy baja salinidad (Silva & Neshyba, 1979; Iriarte *et al.*, 2007) y se profundiza costa afuera (Pickard, 1971; Strub *et al.*, 1998; Dávila *et al.*, 2002). La interacción entre las aguas Subantárticas y las aguas diluidas de los fiordos define un frente salino costero entre 42° y 56°S (Silva & Neshyba, 1979; Dávila *et al.*, 2002; Acha *et al.*, 2004).

La Patagonia es la región del planeta más próxima a la Antártida y está directamente vinculada con el clima global a través de los Vientos del Oeste (SWW, por sus siglas en inglés) cuya posición e intensidad varían estacionalmente dependiendo de la ubicación del cinturón subpolar de baja presión así como de la fuerza y posición del Anticiclón del Pacífico Subtropical. Las variaciones en la intensidad de los SWW afectan directamente el régimen de precipitación (Aceituno, 1988). En la actualidad, el núcleo de los SWW se localiza a 50°S. En el invierno austral, los SWW se extienden hacia el norte aumentando la precipitación en el centro-sur de Chile (33°-40°S), mientras que los vientos zonales se debilitan en su núcleo en el extremo sur (50°-55°S); durante el verano austral, los vientos zonales están más restringidos latitudinalmente y los SWW se intensifican alcanzando su máxima actividad en el extremo más austral del país (*e.g.*, Lamy *et al.*, 2010). El área de estudio frente al Estrecho de Magallanes, se encuentra a ~5° de latitud hacia el norte del actual Frente Subantártico (FSA) (Orsi *et al.*, 1995). En esta zona la TSM promedio anual es de ~8°C y el rango estacional es de ~3°C mientras que más al norte, en la ubicación del Sitio ODP 1233 la TSM promedio anual es de 12,6°C y el rango estacional de ~3°C (World Ocean Atlas, 2009) (Fig. 1a).

### Muestreo

El testigo de sedimento utilizado (MD07-3128; 30,33 m de largo) fue obtenido a ~60 km al noroeste de la entrada occidental del Estrecho de Magallanes (52°39,57'S, 75°33,97'W; 1.032 m profundidad de columna de agua) con un sacatestigo a pistón Calypso



**Figura 1.** a) Ilustración esquemática de la circulación superficial moderna en el Pacífico suroriental (Strub *et al.*, 1998) con el promedio anual de la temperatura superficial del mar (World Ocean Atlas 2009). Ubicación del sitio de muestreo (MD07-3128, círculo rojo) y del sitio ODP 1233 (círculo verde) utilizado en las comparaciones. CCA: Corriente Circumpolar Antártica; CPC: Corriente Perú-Chile; CCH: Corriente del Cabo de Hornos; FST: Frente Subtropical; FSA: Frente Subantártico. Los Vientos del Oeste se representan en forma esquemática con flechas grises, b) ubicación del testigo MD07-3128 (círculo rojo) cercano a la entrada oeste del Estrecho de Magallanes en relación a la batimetría (en metros), c-e) características generales del testigo MD07-3128 abarcando 60.000 años de edad antes del presente (60 Kaños AP), c) tasas de sedimentación en cm Kaño<sup>-1</sup>. Los triángulos representan datos de radiocarbono, el diamante la excursión paleomagnética de Laschamp, y los cuadrados las edades extrapoladas basadas en los puntos de ajuste entre el registro de temperatura superficial del mar del testigo MD07-3128 con el del sitio ODP 1233 (tomado de Caniupán *et al.*, 2011), d) contenido de carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>%), e) abundancia de cocolitos en número de cocolitos por gramo de sedimento seco.

durante el crucero IMAGES (International Marine Past Global Changes Studies) XV-Pachiderme MD-159 (Febrero 2007) a bordo del buque francés R/V Marion Dufresne (Fig. 1). De acuerdo al modelo de edad publicado por Caniupán *et al.* (2011) y adoptado en este trabajo, el testigo cubre los últimos ~60.000 años de sedimentación.

El testigo MD07-3128 fue submuestreado cada 12 cm para los análisis geoquímicos, equivalente a una resolución temporal de ~2.800 años en el Holoceno, ~200 años en el intervalo correspondiente al estadio isotópico marino Marine Isotope Stage (MIS) MIS 2 y ~230 años al intervalo correspondiente al MIS 3. Para el análisis de los cocolitos el testigo fue submuestreado

cada 2 o 4 cm desde la superficie hasta 400 cm de profundidad (hasta los ~20 Kaños AP), luego cada 50 cm hasta los 2846 cm (~55 Kaños AP) y la parte final del testigo cada 12 cm.

### Análisis geoquímicos y micropaleontológicos

El contenido de carbono total (CT) fue determinado en el analizador elemental CNS Vario EL III y el carbono orgánico total (COT) con un LECO CS-125 Carbon-Sulfur Analyzer. Previo a los análisis las muestras fueron liofilizadas y homogeneizadas utilizando un mortero de ágata. El carbonato de calcio se calculó de acuerdo a:  $\text{CaCO}_3 = (\text{CT} - \text{COT}) \times 8,333$ , donde CT es el contenido de carbono total en las muestras no acidificadas y COT es el contenido de carbono orgánico total en las muestras acidificadas con HCL 1M. Los análisis de CT y COT se realizaron en el Alfred Wegener Institute (Bremerhaven).

Para el estudio de los cocolitos, 200 mg de sedimento liofilizado fueron procesados según la metodología de Flores & Sierro (1997); este procedimiento se realizó en el laboratorio de Micropaleontología de la Universidad de Salamanca. Las placas fueron montadas en portaobjetos y selladas con bálsamo de Canadá. El estudio de los cocolitos se realizó en un microscopio de luz polarizada (MLP) Olympus CX31, con platina giratoria, a 1000X aumentos. En todos los casos se contó un mínimo de 400 cocolitos por placa (Fatela & Tabora, 2002). La abundancia absoluta fue calculada como  $N = (n \times R^2 \times V) / (r^2 \times g \times v)$ , donde N = número de cocolitos por gramo de sedimento seco; n = promedio basado en el número total de cocolitos contados dividido por el número de campos visuales utilizados en el recuento; R = radio de la cápsula de Petri usada; V = volumen de agua adicionada al sedimento seco en el frasco; r = radio del campo visual utilizado en el recuento; g = gramos de sedimento seco y v = volumen de la mezcla tomada con la micropipeta. Los datos de abundancia (N) fueron transformados a tasas de acumulación (TAC) de cocolitos, según la fórmula:  $\text{TAC} = N \times S \times \rho$ , donde S es la tasa de sedimentación y  $\rho$  la densidad del sedimento seco (Flores & Sierro, 1997). Los datos de tasas de sedimentación y densidad del registro sedimentario se obtuvieron de Caniupán *et al.* (2011).

Los cocolitos preservados en el sedimento se fotografiaron con una cámara digital unida a un microscopio de luz polarizada Nikon Eclipse 80i a 1000X aumentos y en el microscopio electrónico de barrido (MEB) Hitachi S3000N de la Universidad de Alicante. La preparación de las muestras para MEB siguieron el procedimiento descrito por Backman & Shackleton (1983) y mejorado por Andrleit (1996). La identificación a nivel de género y especie se basó en los

trabajos de Cros & Fortuño (2002), Young *et al.* (2003), Jordan *et al.* (2004) y Kleijne & Cros (2009).

Se calculó el índice de diversidad Shannon-Weaver ( $H'$ ) como  $H' = -\sum (N_i/N_t \times \ln(N_i/N_t))$ , donde  $N_i$  = número de individuos correspondientes a la especie  $i$  y  $N_t$  = número total de individuos en la muestra (Zar, 1974). Además, se calculó el Índice CEX' (Boeckel *et al.*, 2006) utilizado para estimar el efecto de la disolución del carbonato sobre la asociación de cocolitos. Este índice compara dos especies de cocolitóforos con placolitos pequeños y delicados, *i.e.*, *Emiliania huxleyi* y *Gephyrocapsa*, con una especie con calcificación robusta, *Calcidiscus leptoporus* (Boeckel & Baumann, 2004). Se consideraron valores de 1 como representantes de sin o muy baja disolución y valores menores a 0,6 con un ambiente depositacional por debajo de la lisoclina (Boeckel & Baumann, 2004). En este trabajo se calculó el CEX' acorde con Saavedra-Pellitero *et al.* (2011) como: Índice CEX' = (% *E. huxleyi* + % *Gephyrocapsa* "small") / (% *E. huxleyi* + % *Gephyrocapsa* "small" + *C. leptoporus*).

Adicionalmente, se agruparon algunas especies de acuerdo a su hábitat: *Gephyrocapsa muelleriae* y *Coccolithus pelagicus* fueron incluidas dentro del grupo de especies indicadoras de aguas frío-templadas, mientras que *Helicosphaera carteri*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Syracosphaera* sp., *Umbilicosphaera sibogae*, *Umbilicosphaera foliosa*, *Umbellosphaera tenuis*, *Calciosolenia* sp. y *Rhabdosphaera clavigera* fueron incluidas en el grupo de especies de condiciones cálidas. Estas categorías se basaron principalmente en información publicada por Winter & Sieser (1994) y Findlay & Flores (2000).

## RESULTADOS

### Características generales del testigo MD07-3128

El modelo de edad del testigo MD07-3128 cubre los últimos 60 mil años antes del presente (Kaños AP) (Fig. 1c-1e). Las tasas de sedimentación alcanzaron valores máximos durante el MIS3 (~333 cm Kaño<sup>-1</sup>) y el UMG (99-136 cm Kaño<sup>-1</sup>) después del cual descienden abruptamente a valores <20 cm Kaño<sup>-1</sup> durante la Deglaciación y el Holoceno (Fig. 1c).

El contenido de  $\text{CaCO}_3$  osciló entre 0,5 y 53%, manteniendo valores bajos (~4% en promedio) durante largos períodos de tiempo antes de 18 Kaños AP, con algunos pulsos positivos y breves a los 26 Kaños AP (7%), 27 Kaños AP (17%) y 54 Kaños AP (13%) (Fig. 1d). El contenido de  $\text{CaCO}_3$  presentó un rápido y pronunciado aumento a partir de la Deglaciación (~5% en promedio), alcanzando los valores mayores en el Holoceno (31% en promedio). El patrón de la

abundancia de cocolitos (número de cocolitos  $\text{g}^{-1}$  sed. seco) coincidió con el del  $\text{CaCO}_3$  ( $P < 0,01$ ;  $R^2 = 0,63$ ) (Fig. 1e).

### Asociación de cocolitóforos y diversidad

Se presenta los resultados de los últimos ~30 Kaños AP, que comprende el período MIS 3, MIS 2 (UMG-Deglaciación) y el Holoceno (Fig. 2). La abundancia de cocolitos fue baja durante el MIS 3 y el UMG (promedio  $4,5 \times 10^7$  cocolitos  $\text{g}^{-1}$  sed. seco), para luego incrementar en un orden de magnitud (promedio  $8,3 \times 10^8$  cocolitos  $\text{g}^{-1}$  sed. seco), alcanzando un máximo de  $1,6 \times 10^9$  cocolitos  $\text{g}^{-1}$  sed seco a los 6 Kaños AP (Fig. 2a).

Dada la posición austral del sitio MD07-3128, la diversidad de cocolitos ( $H'$ ) fue baja pero variable, oscilando entre 0,07 y 1,20. Se determinó una tendencia al aumento de la diversidad desde la Deglaciación hacia el Holoceno temprano, mientras que el periodo entre 8 Kaños AP hacia el presente se caracterizó por cambios abruptos en diversidad (Fig. 2b). Trece taxones componen la asociación de cocolitos representantes de las familias Rhabdosphaeraceae, Syracosphaeraceae, Calciosoleniaceae, Noëlaerhabdaceae, Calcidiscaceae, Coccolithaceae, Helicosphaeraceae, Pontosphaeraceae y Braarudosphaeraceae (Tabla 1). Los taxa identificados fueron, en orden decreciente de abundancia, *Gephyrocapsa* sp. "small" ( $\leq 3 \mu\text{m}$ ) (aportando ~88% en promedio durante todo el periodo de estudio), *Emiliania huxleyi* (incluyendo dos morfotipos,  $< 4 \mu\text{m}$  ~6% y  $> 4 \mu\text{m}$  1%), *Calcidiscus leptoporus* (~3%), *Coccolithus pelagicus* (1,2%), *Gephyrocapsa oceanica* (0,9%), *Helicosphaera carteri* (0,9%), *Gephyrocapsa muelleri* (<0,5%), *Syracosphaera* spp. (<0,5%), *Braarudosphaera bigelowii* (<0,01%) y *Calciosolenia murrayi* (<0,01%). En la Figura 2 se muestra la abundancia relativa de las principales especies y en las Figuras 3-4 se muestra su registro fotográfico.

La asociación estuvo dominada por el morfotipo *Gephyrocapsa* "small", cuyo aporte relativo alcanzó el 99% del total en sedimentos más antiguos de ~18 Kaños (Fig. 2d), si bien estos sedimentos se caracterizan por ser pobres en densidad total de cocolitos (Fig. 2a) y contenido de  $\text{CaCO}_3$  (Fig. 1d). Esta especie estuvo acompañada por *Emiliania huxleyi* cuya abundancia relativa fluctuó entre ~1 y 25%, haciendo el mayor aporte los ejemplares  $< 4 \mu\text{m}$  (Fig. 2e). El patrón general de *Calcidiscus leptoporus* fue de bajas abundancias relativas durante MIS 3 y MIS 2 (1,8% en promedio, salvo un único máximo de ~27% a los 20 Kaños AP) y altas abundancias pero con marcadas fluctuaciones en el Holoceno (Fig. 2f). Si bien en el testigo no se han diferenciado los tres morfotipos de esta especie, la mayoría de los especímenes se

encontraron dentro del rango de 5-8  $\mu\text{m}$  correspondiente a la forma de tamaño intermedio que ha sido considerada como la más abundante frente a Chile (Saavedra-Pellitero *et al.*, 2010). Contrario al patrón de *C. leptoporus* es el de *Coccolithus pelagicus* cuyo aporte a la asociación total fue relativamente más alto y muy variable durante ~18-30 Kaños AP (~2% en promedio, con pulsos de ~7% a los 20 Kaños AP y  $> 10\%$  a los 27-29 Kaños AP) y prácticamente, desapareció durante la Deglaciación y el Holoceno (Fig. 2g).

El índice CEX' varió entre 0,71 y 1,00 (Fig. 2c); desde MIS 3 hasta finales de la Deglaciación los valores fueron cercanos a 1, excepto por un punto (0,7 a los 19,9 Kaños AP), que fue afectado por una baja pronunciada en la abundancia relativa de *Gephyrocapsa* "small" y un concomitante aumento en *C. leptoporus* (Figs. 2d y 2f). Entre ~19 y 30 Kaños AP la asociación de cocolitos estuvo dominada por *Gephyrocapsa* "small" volviéndose casi monoespecífica en ciertos intervalos al mismo tiempo que el contenido de  $\text{CaCO}_3$  y la abundancia total de cocolitos fueron muy bajas (Figs. 1d, 2a y 2d). Durante el Holoceno, si bien el CEX' presentó fluctuaciones, los valores se mantuvieron  $\geq 0,8$ .

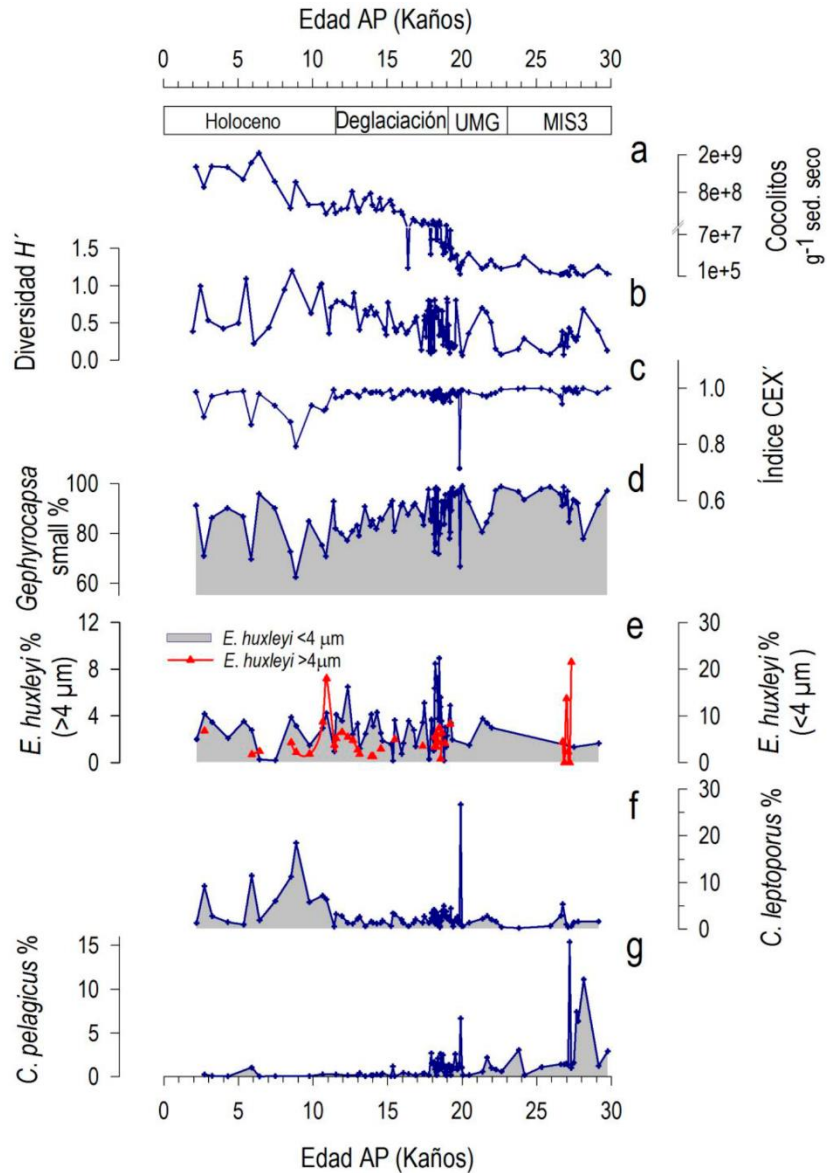
### Tasas de acumulación

Se convirtió el contenido de  $\text{CaCO}_3$  y el número de cocolitos por gramo de sedimento seco a tasas de acumulación (Figs. 5a, 5b). La tasa de acumulación de  $\text{CaCO}_3$  (TACaCO<sub>3</sub>) fluctuó entre ~2 y ~30  $\text{g cm}^{-2}$  Kaños<sup>-1</sup> (salvo un máximo de 125  $\text{g cm}^{-2}$  Kaño<sup>-1</sup> a los ~27 Kaños). El patrón de  $\text{CaCO}_3$  se correlacionó positivamente con las tasas de sedimentación ( $P < 0,01$ ;  $R^2 = 0,82$ ), con valores altos en MIS 3 y durante 18-22 Kaños AP (Figs. 1c, 5a). Mientras que la tasa de acumulación de los cocolitos difiere de este patrón siendo muy baja entre ~20-30 Kaños AP ( $1,8 \times 10^8$  cocolitos  $\text{cm}^{-2}$  Kaños<sup>-1</sup>) e incrementando abruptamente a  $10^{10}$  cocolitos  $\text{cm}^{-2}$  Kaños<sup>-1</sup> al final del UMG y comienzo de la Deglaciación (Fig. 5b). Salvo un decrecimiento de un orden de magnitud entre los 16,4 y 17,7 Kaños AP, la tasa de acumulación de los cocolitos vuelve a alcanzar valores de  $10^{10}$  cocolitos  $\text{cm}^{-2}$  Kaños<sup>-1</sup> y a partir del Holoceno temprano hacia el presente disminuye, pero sin alcanzar los niveles mínimos registrados durante el UMG y MIS 3 (Fig. 5b).

## DISCUSIÓN

### Asociación de cocolitóforos y diversidad

La comunidad de cocolitóforos encontrada en sedimentos del testigo MD07-3128 muestra baja diversidad



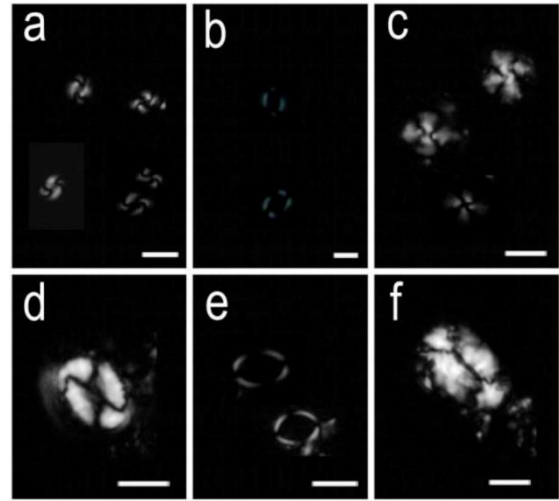
**Figura 2.** Testigo MD07-3128, resultados de los últimos ~30 Kaños AP. a) Abundancia de cocolitos (cocolitos  $\text{g}^{-1}$  sed. seco), b) diversidad Shannon-Weaver ( $H'$ ), c) índice CEX' (calculado de acuerdo a Saavedra-Pellitero *et al.*, 2011), d-g) variación temporal en las abundancias relativas de las especies que caracterizan los sedimentos del testigo MD07-3128 (aquellas que aportan en promedio  $\geq 1\%$  de la asociación total).

(13 taxones,  $H' = 0,07 - 1,20$ ; Fig. 2b) y corresponde a la asociación subpolar transicional ( $40^{\circ}\text{S}$  a  $60^{\circ}\text{S}$ ) (Saavedra-Pellitero *et al.*, 2007) dominada por *Gephyrocapsa* “small” (representando en promedio  $>80\%$  de la asociación total) y acompañada, en menor proporción (1-10%), por dos morfotipos de *Emiliana huxleyi*, *Coccolithus pelagicus* y *Calcidiscus leptoporus* (Fig. 2). Esta asociación corresponde en gran medida con los factores 2 (dominante) y 3 de Saavedra-Pellitero *et al.* (2010) quienes incluyen en el factor 2 las

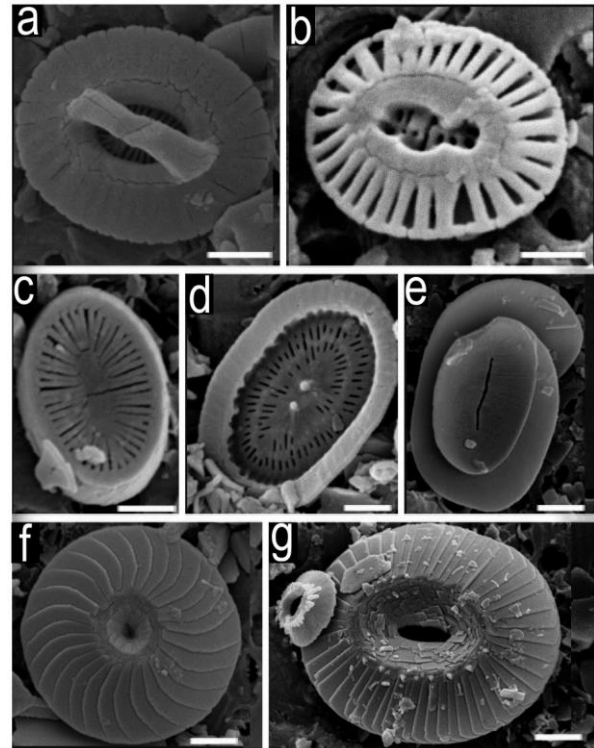
especies *E. huxleyi*, *Gephyrocapsa* sp. “small” ( $<3 \mu\text{m}$ ), *C. pelagicus* y *Gephyrocapsa muelleriae* mientras que *C. leptoporus* y *Helicosphaera carteri* pertenecen al factor 3, asociado principalmente al sistema de surgencia del norte de Chile. El factor 2 ha sido vinculado por estos autores a aguas costeras frías que reciben flujos de agua dulce y adición de micronutrientes así como también macronutrientes provenientes de la CCA. La dominancia del factor 2 en el sitio MD07-3128 concuerda con su cercanía al frente

**Tabla 1.** Clasificación taxonómica de los cocolitóforos encontrados en el testigo MD07-3128, basada en los trabajos de Cros & Fortuño (2002), Young *et al.* (2003), Jordan *et al.* (2004) y Kleijne & Cros (2009).

Clase	Sub-clase	Orden	Familia	Género	Especie				
Prymnesiophyceae	Calcihaptophyceae	Grupo de los Nanolitos e Incertae sedis	Braarudosphaeraceae	<i>Braarudosphaera</i> (Gran & Braarud) Deflandre, 1947	<i>B. bigelowii</i> (Gran & Braarud) Deflandre				
				Zygodiscales	Pontosphaeraceae	<i>Pontosphaera</i> Lohmann, 1902	<i>P. multipora</i> (Kamptner) Roth		
						Helicosphaeraceae	<i>Helicosphaera</i> Kamptner, 1954	<i>H. carteri</i> (Wallich) Kamptner	
							<i>Coccolithus</i> Schwarz, 1894	<i>C. pelagicus</i> (Wallich) J. Schiller	
				Coccolithales	Coccolithaceae	<i>Calcidiscus</i> Kamptner (1950)	<i>C. leptoporus</i> (C. Murray & V.H. Blackman) Loeblich Jr. & Tappan		
						<i>Emiliana</i> W.W. Hay & H. P. Mohler (1967)	<i>E. huxleyi</i> (Lohmann) W.W. Hay & H.P. Mohler		
				Isochrysidales	Noëlaerhabdaceae	Gephyrocapsa Kamptner (1943)	<i>Gephyrocapsa</i> Kamptner (1943)	<i>G. muelleriae</i> Bréheret	
							Calciosoleniaceae	<i>Calciosolenia</i> Gran en Murray & Hjort (1912)	<i>C. murrayi</i> Gran
								<i>Syracosphaera</i> Lohmann (1902)	<i>Syracosphaera</i> spp.
				Syracosphaerales	Rhabdosphaeraceae	Rhabdosphaeraeae	<i>Rhabdosphaera</i> Haeckel (1894)	<i>R. clavigera</i> G. Murray & V.H. Blackman	

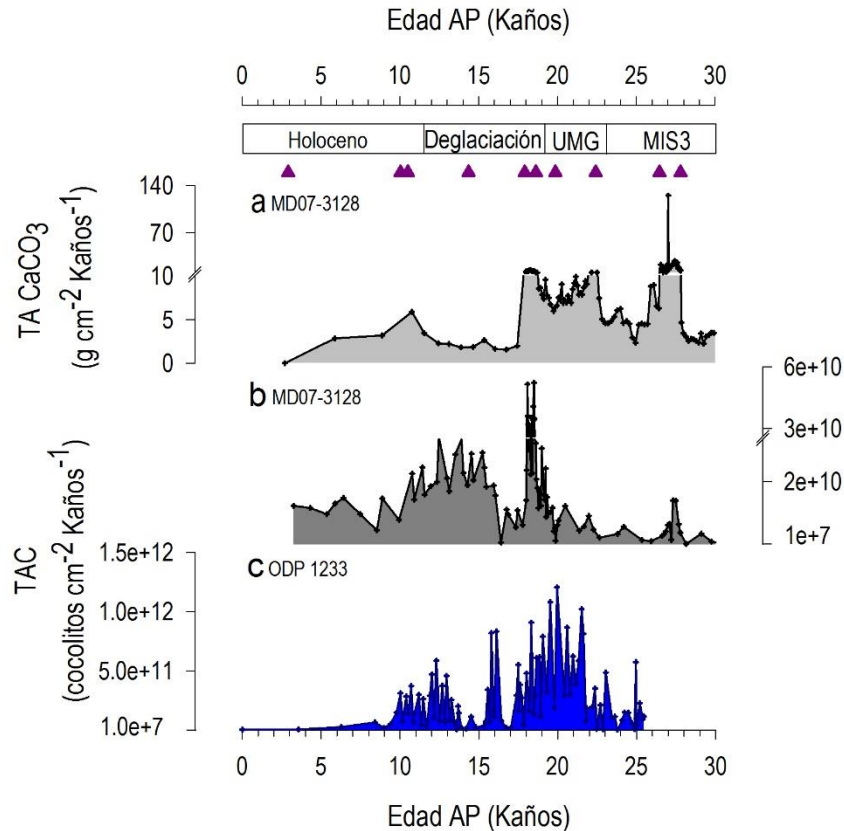


**Figura 3.** Microfotografías en microscopio de luz de varias especies de cocolitóforos presentes en sedimentos del testigo MD07-3128: a) *Gephyrocapsa* “small” ( $\leq 3 \mu\text{m}$ ), b) *Emiliana huxleyi*, c) *Calcidiscus leptoporus*, d) *Coccolithus pelagicus*, e) *Syracosphaera* sp., f) *Helicosphaera carteri*. Escala a-b (2  $\mu\text{m}$ ), c-f (5  $\mu\text{m}$ ).



**Figura 4.** Microfotografías en microscopio electrónico de barrido de varias especies de cocolitóforos presentes en sedimentos del testigo MD07-3128: a) *Gephyrocapsa muelleriae*, b) *Emiliana huxleyi*, c) vista proximal de *Syracosphaera* sp. y d) vista distal de *Syracosphaera* sp., e) *Helicosphaera carteri*, f) *Calcidiscus leptoporus*, g) *Coccolithus pelagicus*. Escala a (1  $\mu\text{m}$ ), b-f (2  $\mu\text{m}$ ), g (5  $\mu\text{m}$ ).





**Figura 5.** a) Tasa de acumulación de carbonato de calcio (TA  $\text{CaCO}_3$  en  $\text{g cm}^{-2} \text{Kaño}^{-1}$ ) durante los últimos 30.000 años AP en testigo MD07-3128, b-c) comparación entre las tasas de acumulación de cocolitos (TAC en  $\text{cocolitos cm}^{-2} \text{Kaño}^{-1}$ ) del testigo MD07-3128 (b,  $53^\circ\text{S}$ ) y el sitio ODP 1233 (c,  $41^\circ\text{S}$ ; tomado de Saavedra-Pellitero *et al.*, 2011). Los triángulos representan datos de radiocarbono del testigo MD07-3128 (Caniupán *et al.*, 2011).

costero de baja salinidad que se da por la interacción entre las aguas frías subantárticas y las aguas diluidas provenientes de los fiordos, que se extiende entre  $42^\circ$  y  $56^\circ\text{S}$  (*e.g.*, Acha *et al.*, 2004).

Si bien este mismo tipo de asociación de cocolitos (factores 2 y 3) también caracterizan al Sitio ODP 1233 a los  $41^\circ\text{S}$ , la diversidad es mayor en el sitio ODP 1233, oscilando en general entre  $\sim 1.4$  y  $\sim 2.1$  (con excepción de un mínimo a comienzos de la Deglaciación; Saavedra-Pellitero *et al.*, 2011). La disminución general de la diversidad de cocolitóforos de N a S, desde  $41^\circ\text{S}$  (ODP 1233) hacia los  $53^\circ\text{S}$  (MD07-3128), concuerda con observaciones previas sobre cambios en la diversidad de estos organismos en sentido latitudinal: alta diversidad en aguas cálidas y oligotróficas como los giros centrales subtropicales y baja diversidad en aguas costeras y altas latitudes (*e.g.*, Winter *et al.*, 1994; Baumann *et al.*, 2005; Gravalosa *et al.*, 2008; Charalampopoulou, 2011). Otra diferencia entre los sitios ODP 1233 y MD07-3128 se relaciona con la presencia de *Florisphaera profunda* en el testigo ODP 1233 y ausencia de ella en nuestras muestras. Esta

especie se caracteriza por vivir en la parte inferior de la zona fótica entre 60 y 180 m de profundidad y es indicadora de aguas oligotróficas (Okada & Honjo, 1973) y su abundancia se ha relacionado también con la transparencia de la columna de agua en el Pacífico noroccidental (Ahagon *et al.*, 1993).

### Paleo-productividad

La reconstrucción de la abundancia absoluta y la tasa de acumulación de cocolitos en sedimentos del testigo MD07-3128 indica valores reducidos durante el último periodo glacial, entre 30 y  $\sim 19$  Kaños AP ( $\leq 10^7$  cocolitos  $\text{g}^{-1}$  sedimento seco y  $\sim 10^9$  cocolitos  $\text{cm}^{-2} \text{Kaño}^{-1}$ , respectivamente) en comparación con la Deglaciación y el Holoceno. Si se asume que las fluctuaciones en los cocolitos a lo largo del testigo representan la producción calcárea exportada a los  $53^\circ\text{S}$ , se puede inferir que, en ausencia de disolución u otros factores, la productividad de cocolitóforos fue menor en el MIS 3 y el UMG incrementándose a partir de  $\sim 19$  Kaños AP hacia el presente (Figs. 2a, 5b). Este patrón así como los valores absolutos son diferentes al

del Sitio ODP 1233 donde los máximos ( $\geq 10^9$  cocolitos  $\text{g}^{-1}$  sedimento seco y  $\geq 10^{12}$  cocolitos  $\text{cm}^{-2}$   $\text{Kaño}^{-1}$ ) se registraron durante el UMG (Fig. 5c) infiriendo así una mayor productividad de cocolitóforos para esta época (Saavedra-Pellitero *et al.*, 2011).

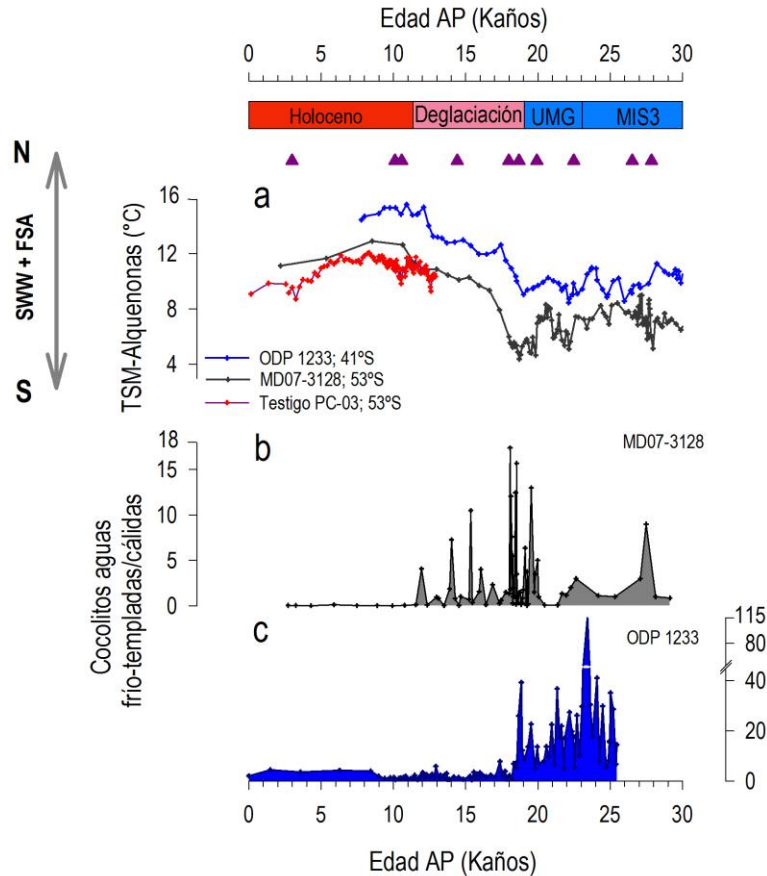
Sin embargo, la abundancia de cocolitos en sedimentos, aparte de reflejar la producción de cocolitóforos en la columna de agua, también está controlada por dilución por parte de otros componentes sedimentarios biogénicos y terrígenos, por transporte lateral y/o por procesos de disolución (*e.g.*, Boeckel & Baumann, 2004). En el testigo MD07-3128 las altas tasas de sedimentación hacia fines del MIS3 y durante el UMG (Fig. 1c) podrían deberse a un alto suplemento de material terrígeno hacia nuestro sitio de muestreo, incluyendo pulsos de derrubios glaciares provenientes del gran casquete de hielo patagónico PIS, particularmente entre 30 y 18 Kaños AP (Caniupán *et al.*, 2011), explicando así una dilución de material calcáreo durante este intervalo de tiempo. De hecho, aunque el contenido de  $\text{CaCO}_3$  (%) y la densidad de cocolitos están en fase (Figs. 1d y 1e), al calcular las acumulaciones estas dos variables presentan un patrón inverso (Figs. 5a-5b) donde se evidencia que son las altas tasas de sedimentación (Fig. 1c) las que conducen a la alta tasa de acumulación de  $\text{CaCO}_3$ . Los modelos del PIS estiman un volumen  $>500.000 \text{ km}^3$ , un agua almacenada equivalente a 1,2 m de nivel del mar global y una extensión hacia el oeste que alcanzaba el margen de la plataforma continental al sur de los  $43^\circ\text{S}$  durante el UMG (*e.g.*, figura 2 en Hulton *et al.*, 2002). Adicionalmente al factor dilución, una reducción en la salinidad de la columna de agua superior dada la cercanía del MD07-3128 al PIS durante el MIS 3/UMG (Caniupán *et al.*, 2011) podría haber afectado la producción de estos organismos.

Con respecto a la preservación, de acuerdo a los valores del índice CEX' (superiores a 0,7 y manteniéndose con valores cercanos a 1 desde el MIS3 hasta finales de la Deglaciación, Fig. 2c), el testigo MD07-3128 revelaría buenos niveles de preservación por encima de la lisoclina de cocolitos (Boeckel & Baumann, 2004). Durante el Holoceno, el CEX' presenta fluctuaciones donde los decrecimientos en el índice coinciden con incrementos en *Calcidiscus leptoporus* (Figs. 2c, 2f), una especie resistente a la disolución (McIntyre & McIntyre, 1970). Sin embargo, la interpretación de este índice en términos de preservación/disolución resulta difícil, en especial para aquellos sedimentos más antiguos de 18-19 Kaños AP, dada la pobreza en el contenido de  $\text{CaCO}_3$  ( $<8\%$ , Fig. 1d) y cocolitos (Figs. 2a y 5b).

### Movimientos de los SWW y frentes oceanográficos

Las reconstrucciones paleo-climáticas a lo largo de Chile basadas en archivos marinos y terrestres, a menudo se han interpretado en relación a cambios latitudinales en la posición de los SWW en el pasado, infiriéndose un desplazamiento hacia el Ecuador de los SWW de al menos  $5^\circ$  de latitud durante el UMG, acompañado por los frentes oceánicos (*e.g.*, Frente Subantártico y Frente Polar) permitiendo así la mayor influencia de las masas de aguas frías Subantárticas y el enfriamiento de las latitudes medias del Pacífico suroriental (Lamy *et al.*, 2004; Kaiser *et al.*, 2005; ver síntesis en Kohlfeld *et al.*, 2013). Ho *et al.* (2012) estimaron un desplazamiento hacia el Ecuador de la CCA y los frentes oceanográficos asociados a ella durante las épocas glaciales de los últimos 700 Kaños AP ( $7^\circ$  para el FSA y de  $9^\circ$  para el Frente Polar), sugiriendo un enfriamiento de las regiones subantárticas y subtropicales. Mohtadi & Hebbeln (2004) basándose en un enfoque multi-proxy para varios testigos recolectados entre  $24^\circ\text{S}$  y  $33^\circ\text{S}$ , demuestran que la productividad marina fue mayor durante el UMG que durante el Holoceno. El aumento de productividad se habría debido a la advección hacia el norte de las aguas ricas en macronutrientes de la CCA, las cuales actualmente constituyen la principal fuente de nutrientes en esta región (ver Ayers & Strutton, 2013, y referencias citadas). Para el Sitio ODP 1233 ( $41^\circ\text{S}$ ), Verleye & Louwye (2010) y Saavedra-Pellitero *et al.* (2011) también infieren una mayor productividad de dinoflagelados y cocolitóforos durante el UMG, cuando las TSM más bajas estuvieron acompañadas por asociaciones dominadas por especies típicas de aguas frías.

Considerando que durante los periodos glaciales los frentes oceanográficos se desplazaron hacia el Ecuador, el FSA (Fig. 1a) pudo haber estado en inmediaciones o incluso al norte de la zona de estudio durante el UMG. Para separar el efecto de las tasas de sedimentación, la posible dilución de material calcáreo por aporte terrígeno (ver sección anterior) y facilitar la comparación con el Sitio ODP 1233, se analizó la razón entre el grupo de especies indicadoras de condiciones frío-templadas y condiciones cálidas para ambos sitios. En términos generales, una razón frío-templadas/cálidas alta coincide con las TSM-alquenonas bajas desde el MIS 3 hasta los comienzos de la Deglaciación (Fig. 6). Esto estaría en concordancia con una mayor influencia de aguas frías subantárticas durante este intervalo glacial debido al desplazamiento hacia el norte de los SWW y los frentes oceanográficos como ha sido postulado por otros autores para el centro-sur de Chile (*e.g.*, Lamy *et al.*, 2004; Kaiser *et al.*, 2005). Es interesante destacar que el patrón de la razón frío-tem-



**Figura 6.** a) Reconstrucciones de la temperatura superficial del mar (TSM) basada en alquenonas del sitio ODP 1233 a los 41°S (Lamy *et al.*, 2004, 2007) y los testigos PC-03 (Harada *et al.*, 2013) y MD07-3128 (Caniupán *et al.*, 2011) ambos a 53°S, b-c) razón asociación de especies aguas frío-templadas/cálidas en el testigo MD07-3128 (este estudio) y el sitio ODP 1233 (Saavedra-Pellitero *et al.*, 2011). La flecha vertical a la izquierda se refiere al movimiento N-S de los Vientos del Oeste (SWW) y el Frente Subantártico (FSA) (ver Discusión). Los triángulos representan datos de radiocarbono para MD07-3128 (Caniupán *et al.*, 2011).

pladas/cálidas en el sitio MD07-3128 no es continuo, a diferencia del Sitio ODP 1233 donde la razón se mantiene alta entre 19 y 26 Kaños BP (Fig. 6c), y presenta reducciones marcadas a los ~26-24 y ~21 Kaños AP (Fig. 6b). Probablemente durante MIS 3 tardío y el UMG, el desplazamiento hacia el norte de los SWW habría permitido el desplazamiento de témpanos de hielo y agua fría de derretimiento glaciar hacia nuestro sitio de muestreo (Caniupán *et al.*, 2011; Kilian *et al.*, 2013) afectando negativamente la productividad de cocolitóforos (Figs. 2a, 5b) como se ha mencionado en la sección anterior.

Durante la Deglaciación entre ~18 y 12 Kaños AP, los SWW migran hacia el sur (*e.g.*, Toggweiler *et al.*, 2006) al mismo tiempo que se da el calentamiento deglacial del hemisferio sur (Fig. 6a) y los SWW se intensifican sobre Patagonia sur en el Holoceno temprano (Lamy *et al.*, 2010). La Deglaciación en el

testigo MD07-3128 se caracteriza por pulsos marcados en la razón especies frío-templadas/cálidas, especialmente entre 13 y 19 Kaños AP (Fig. 6b), probablemente relacionados a los varios avances y retrocesos glaciares de la época (McCulloch *et al.*, 2000; Kilian & Lamy, 2012; Boex *et al.*, 2013).

Durante el Holoceno se reduce al mínimo la importancia del grupo de especies frío-templadas en ambos sitios (razón <1 en MD07-3128 y ~2 en ODP1233; Fig. 6) en concordancia con una menor influencia de aguas frías desde el sur y probablemente una intensificación de la CHC (Lamy *et al.*, 2012).

## CONCLUSIONES

La composición de cocolitos preservados en sedimentos del testigo MD07-3128 colectado al noroeste de la entrada occidental del Estrecho de Magallanes corres-

ponde a una asociación subpolar transicional, constituida por trece taxa de los cuales la especie más abundante fue *Gephyrocapsa* sp. "small" acompañada por dos morfotipos de *Emiliania huxleyi*, *Coccolithus pelagicus* y *Calcidiscus leptoporus*.

El patrón de la abundancia de cocolitos (número de cocolitos  $\text{g}^{-1}$  sed. seco) coincide con el del  $\text{CaCO}_3$  ( $P < 0.01$ ;  $R^2 = 0.63$ ). La abundancia de cocolitos fue baja durante MIS3 y el UMG (entre 30 y ~19 Kaños AP: promedio  $4.5 \times 10^7$  cocolitos  $\text{g}^{-1}$  sed. seco), aumentando en promedio hasta un orden de magnitud durante el Holoceno ( $8.3 \times 10^8$  cocolitos  $\text{g}^{-1}$  sed. seco).

Al comparar ambas variables (cocolitos y  $\text{CaCO}_3$ ) con la TSM reconstruida mediante alquenonas (Caniupán *et al.*, 2011) se destaca que periodos cálidos tales como el Holoceno se corresponden con aumentos en el  $\text{CaCO}_3$ , en la abundancia absoluta de cocolitos y en la contribución de especies de aguas cálidas. El periodo frío desde MIS 3 tardío hasta comienzos de la Deglaciación se caracteriza por una asociación de cocolitos de aguas frío-templadas y una menor producción exportada de cocolitóforos.

Aunque el índice CEX' revela buenos niveles de preservación (valores entre 1 y 0.7) resulta difícil su interpretación en especial para sedimentos más antiguos de 18-19 Kaños AP, dada la pobreza en el contenido de  $\text{CaCO}_3$  y cocolitos. Existe dilución del material calcáreo debido a un alto suplemento de material terrígeno desde el gran casquete patagónico PIS hacia el sitio MD07-3128 durante MIS 3 y el UMG.

### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Sr. José Ignacio Martín Cruz del Laboratorio de Geología, Universidad de Salamanca por su entrenamiento en la metodología para el estudio de cocolitóforos. Al Capitán y la tripulación del RV Marion Dufresne durante el crucero IMAGES XV-Pachiderme MD-159. Este trabajo se ha beneficiado de los comentarios y correcciones de dos revisores anónimos a quienes agradecemos su labor. Diversas fuentes de financiamiento hicieron posible este trabajo desde la toma de muestras hasta la elaboración del manuscrito: Proyecto de Postdoctorado Fondecyt N° 3120079 (GES); Centro COPAS (FONDAP 15010007) y su programa COPAS Sur-Austral (Basal PFB-31) de la Universidad de Concepción (CBL); Proyecto PASUR, CGL2009-08651 (subprograma BTE del Ministerio de Economía y Competitividad de España, JAF); y proyectos LA1273/3-2, LA1273/5-1 y LA1273/7-1 (Deutsche Forschungsgemeinschaft, FL).

### REFERENCIAS

- Aceituno, P. 1988. On the functioning of the southern oscillation in the South American sector, Part I: surface climate. *Mon. Weather Rev.*, 116: 505-524.
- Acha, E.M., H.W. Mianzan, R.A. Guerrero., M. Favero & J. Bava. 2004. Marine fronts at the continental shelves of austral South America, physical and ecological processes. *J. Mar. Syst.*, 44: 83-105.
- Ahagon, N., Y. Tanaka & H. Ujiie. 1993. *Florisphaera profunda*, a possible nannoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific. *Mar. Micropaleontol.*, 22: 255-273.
- Andrulleit, H. 1996. A filtration technique for quantitative studies of coccoliths. *Micropaleontology*, 42: 403-406.
- Antezana, T. 1999. Hydrographic features of Magellan and Fuegian inland passages and adjacent subantarctic waters. *Sci. Mar.*, 63: 23-34.
- Ayers, J.M. & P. Strutton. 2013. Nutrient variability in subantarctic mode water forced by the southern annular mode and ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, 40: 3419-3423.
- Backman, J. & N.J. Shackleton. 1983. Quantitative biochronology of Pliocene and Early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Mar. Micropaleontol.*, 8: 141-170.
- Baumann, K.H., H. Andrulleit, B. Böckel, M. Geisen & H. Kinkel. 2005. The significance of extant coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface water temperature, and palaeoproductivity: a review. *Paläont. Z.*, 79(1): 93-112.
- Beaufort, L., M. Couapel, N. Buchet, H. Clautre & C. Goyet. 2008. Calcite production by coccolithophores in the south east Pacific Ocean. *Biogeosciences*, 5: 1101-1117, doi: 10.5194/bg-5-1101-2008.
- Billard, C. & I. Inouye. 2004. What is new in coccolithophore biology? In: H.R. Thierstein & J.R. Young (eds.). *Coccolithophores: from molecular processes to global impact*. Springer, Berlin, pp. 1-30.
- Boeckel, B. & K.H. Baumann. 2004. Distribution of coccoliths in surface sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution. *Mar. Micropaleontol.*, 51(3-4): 301-320.
- Boeckel, B., K.H. Baumann, R. Henrich & H. Kinkel. 2006. Coccolith distribution patterns in south Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients. *Deep-Sea Res.*, 53: 1073-1099.
- Boex, J., C. Fogwill, S. Harrison, N.F. Glasser, A. Hein, C. Schnabel & S. Xu. 2013. Rapid thinning of the late Pleistocene Patagonian Ice Sheet followed migration

- of the Southern Westerlies. *Sci. Rep.*, 3: 2118, doi: 10.1038/srep02118.
- Brand, L.E. 1994. Physiological ecology of marine Coccolithophores. In: A. Winter & W.G. Siesser (eds.). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, New York, pp. 39-49.
- Brassell, S.C., G. Eglinton, I.T. Marlowe, U. Pflaumann & M. Sarnthein. 1986. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature*, 320: 129-133.
- Brummer, G. & A. Van Eijden. 1992. Blue-ocean paleo-productivity estimates from pelagic carbonate mass accumulation rates. *Mar. Micropaleontol.*, 19: 99-117.
- Caniupán, A.M., F. Lamy, C.B. Lange, J. Kaiser, H.W. Arz, R. Kilian, O. Baeza Urrea, C. Aracena, D. Hebbeln, C. Kissel, C. Laj, G. Mollenhauer & R. Tiedemann. 2011. Millennial-scale sea surface temperature and Patagonian Ice Sheet changes off southernmost Chile (53°S) over the past ~60 kyr. *Paleoceanography*, 26: PA3221, doi: 10.1029/2010PA002049.
- Charalampopoulou, A. 2011. Coccolithophores in high latitude and Polar region: relationships between community composition, calcification and environmental factors. Coccolithophore distribution and calcification in the Drake Passage (Southern Ocean), PhD. Dissertation, School of Ocean and Earth Science, University of Southampton, 139 pp.
- Cros, L. & J.M. Fortuño. 2002. Atlas of northwestern Mediterranean Coccolithophores. *Sci. Mar.*, 66(1): 7-182.
- Dávila, P., D. Figueroa & E. Müller. 2002. Freshwater input into the coastal ocean and its relation with the salinity distribution off austral Chile (35 - 55°S). *Cont. Shelf. Res.*, 22(3): 521-534.
- De Vargas, C., M.P. Aubry & J. Young. 2007. Origin and evolution of Coccolithophores: from coastal hunters to oceanic farmers. In: P. Falkowski & A. Knoll (eds.). *Evolution of primary producers in the sea*. Elsevier Academic, New York, pp. 251-281.
- Duchamp-Alphonse, S., G. Siani, L. Beaufort, E. Michel, G. Isguder, F. Perochon & A. Rieux. 2013. Coccolithophore and foraminifer paleoproductivity changes related to wind-driven upwelling in the SE Pacific since the LGM. 11<sup>th</sup> International Conference on Paleoceanography, Session 2, P-212. Septiembre 1-6, Sitges, Barcelona, España. <http://www.icp2013.cat/USB/PDF/P-212>.
- Fatela, F. & R. Taborada. 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropaleontol.*, 45(2): 169-174.
- Findlay, C. & J.A. Flores. 2000. Subtropical front fluctuations south of Australia (45°09'S, 146°17'E) for the last 130 k years based on calcareous nannoplankton. *Mar. Micropaleontol.*, 40: 403-416.
- Findlay, C. & J. Giraudeau. 2000. Extant calcareous nannoplankton in the Australian sector of the Southern Ocean (austral summers 1994 and 1995). *Mar. Micropaleontol.*, 40(4): 417-439.
- Flores, J.A. & F.J. Sierro. 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology*, 43(3): 321-324.
- Glasser, N. & K. Jansson. 2008. The glacial map of southern South America. *J. Maps*, 4(1): 175-196.
- Gravalosa, J.M., J.A. Flores, F.J. Sierro & R. Gersonde. 2008. Sea surface distribution of coccolithophores in the eastern Pacific sector of the Southern Ocean (Bellingshausen and Amundsen seas) during the late austral summer of 2001. *Mar. Micropaleontol.*, 69(1): 16-25.
- Harada, N., U. Ninnemann, C.B. Lange, M. Marchant, M. Sato, A. Naokazu & S. Pantoja. 2013. Deglacial-Holocene environmental changes at the Pacific entrance of the Strait of Magellan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 375: 125-135.
- Heusser, L., C. Heusser & N. Pisias. 2006. Vegetation and climate dynamics of southern Chile during the past 50,000 years: results of ODP Site 1233 pollen analysis. *Quaternary Sci. Rev.*, 25: 474-485.
- Ho, L., G. Mollenhauer, F. Lamy, A. Martínez-García, M. Mohtadi, R. Gersonde, D. Hebbeln, S. Nuñez-Ricardo, A. Rosell-Melé & R. Tiedemann. 2012. Sea surface temperature variability in the Pacific sector of the Southern Ocean over the past 700 Kyr. *Paleoceanography*, 27, PA4202, doi: 10.1029/2012PA002317.
- Honjo, S. 1976. Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Mar. Micropaleontol.*, 1: 65-79.
- Hulton, N.R.J., R.S. Purves, R.D. McCulloch, D.E. Sugden & M.J. Bentley. 2002. The Last Glacial Maximum and Deglaciation in southern South America. *Quaternary Sci. Rev.*, 21(1-3): 233-241.
- Iriarte, J.L., H.E. González, K.K. Liu, C. Rivas & C. Valenzuela. 2007. Spatial and temporal variability of chlorophyll and primary productivity in surface waters of southern Chile (41.5°-43°S). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 74: 471-480.
- Jordan, R., L. Cros, L. & J. Young. 2004. A revised classification scheme for living haptophytes. *Micropaleontology*, 50: 55-79.
- Kaiser, J., F. Lamy & D. Hebbeln. 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233), *Paleoceanography*, 20, PA4009, doi: 10.1029/2005PA001146.
- Kilian, R. & F. Lamy. 2012. A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49°-55°S). *Quaternary Sci. Rev.*, 53: 1-23.

- Kilian, R., F. Lamy & H. Arz. 2013. Late Quaternary variations of the southern westerly wind belt and its influences on aquatic ecosystems and glacier extent within the southernmost Andes. *Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geosci.)*, 164(2): 279-294.
- Kinkel, H., H. Baumann & M. Cepek. 2000. Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and Late Quaternary surface water variability. *Mar. Micropaleontol.*, 39(1-4): 87-112.
- Kleijne, A. & L. Cros. 2009. Ten new extant species of the coccolithophore *Syracosphaera* and a revised classification scheme for the genus. *Micropaleontology*, 55(5): 425-462.
- Kohfeld, K.E., R.M. Graham, A.M. de Boer, L.C. Sime, E.W. Wolff, C. Le Quéré & L. Bopp. 2013. Southern Hemisphere westerly wind changes during the Last Glacial Maximum: paleo-data synthesis. *Quaternary Sci. Rev.*, 68: 76-95.
- Lamy, F., J. Kaiser, U. Ninnemann, D. Hebbeln, H. Arz & J. Stoner. 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science*, 304: 1959-1962.
- Lamy, F., R. Kilian, H. Arz, J.P. Francois, J. Kaiser, M. Prange & T. Steinke. 2010. Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geosci.*, 3: 695-699, doi:10.1038/ngeo959.
- Lamy, F., H.W. Arz, R. Kilian, O. Baeza-Urrea, M. Caniupán, C. Kissel & C.B. Lange. 2012. Millennial-scale ocean current intensity changes off southernmost Chile and implications for Drake Passage throughflow. *Geophys. Res. Abstr.*, 14, EGU2012-7269.
- Lamy, F., J. Kaiser, H.W. Arz, D. Hebbeln, U. Ninnemann, O. Timm, A. Timmermann & J.R. Toggweiler. 2007. Modulation of the bipolar seesaw in the southeast Pacific during Termination 1. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 259(3-4): 400-413.
- McCulloch, R.D., M.J. Bentley, R.S. Purves, N.R. Hulton, D.E. Sugden & C.M. Clapperton. 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *J. Quaternary Sci.*, 15(4): 409-417.
- McIntyre, A. & R. McIntyre. 1970. Coccolith concentration and differential solution in oceanic sediments. In: B.M. Funnel & W.R. Riedel (eds.). *Micropaleontology of the oceans*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 253-261.
- Mohtadi, M. & D. Hebbeln. 2004. Mechanisms and variations of paleoproductivity off northern Chile (24°S-33°S) during the last 40,000 years. *Paleoceanography*, 19, PA 2023, doi: 10.1029/2004PA001003.
- Moore, T.S., M.D. Dowell & B.A. Franz. 2012. Detection of coccolithophore blooms in ocean color satellite imagery: a generalized approach for use with multiple sensors. *Remote Sens. Environ.*, 117: 249-263.
- Müller, P.J., G. Kirst, G. Ruhland, I. Von Storch & A. Rosell-Melé. 1998. Calibration of the alkenone paleotemperature index  $U^K_{37}$  based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62(10): 1757-1772.
- Okada, H. & S. Honjo. 1973. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Res.*, 20: 355-374.
- Orsi, A., T. Whitworth & D. Nowlin. 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res.*, 42(2): 641-673.
- Paasche, E. 2002. A review of coccolithophorid *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae), with particular reference to growth, coccolith formation, and calcification-photosynthesis interactions. *Phycologia*, 40(6): 503-529.
- Pantoja, S., J.L. Iriarte & G. Daneri. 2011. Fjord oceanography of the Chilean Patagonia. *Cont. Shelf Res.*, 31(3-4): 149-366.
- Pickard, G. 1971. Some physical oceanographic features of inlets of Chile. *J. Fish. Res. Board Can.*, 28(8): 1077-1106.
- Pisias, N.G., L. Heusser, C. Heusser, S.W. Hostetler, A.C. Mix & M. Weber. 2006. Radiolaria and pollen records from 0 to 50 ka at ODP Site 1233: continental and marine climate records from the southeast Pacific. *Quaternary Sci. Rev.*, 25(5-6): 455-473.
- Poulton, A., S. Painter, J. Young, N. Bates, B. Bowler, D. Drapeau, E. Lyczschowski & W. Balch. 2013. The 2008 *Emiliania huxleyi* bloom along the Patagonian Shelf: ecology, biogeochemistry, and cellular calcification. *Global Biogeochem. Cy.*, 27 (4): 1023-1033, doi:10.1002/2013GB004641.
- Prahl, F.G., L.A. Muehlhausen & D.L. Zahnle. 1988. Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52(9): 2303-2310.
- Saavedra-Pellitero M., J.A. Flores & F.J. Sierro. 2007. Nuevas aportaciones a la biogeografía de coccolitóforos en el Pacífico ecuatorial y suroriental. *Geogaceta*, 42: 91-94.
- Saavedra-Pellitero, M., J.A. Flores, K.H. Baumann & F.J. Sierro. 2010. Coccolith distribution patterns in surface sediments of Equatorial and Southeastern Pacific Ocean. *Geobios-Lyon*, 43: 131-149, doi: 10.1016/j.geobios.2009.09.004.

- Saavedra-Pellitero, M., J.A. Flores, F. Lamy, F.J. Sierro & A. Cortina. 2011. Coccolithophore estimates of paleotemperature and paleoproductivity changes in the Southeast Pacific over the past ~27 kyr. *Paleoceanography*, 26, PA1201, doi: 10.1029/2009PA 001824.
- Sievers, H.A. & N. Silva. 2008. Water masses and circulation in austral Chilean channels and fjords. In: N. Silva & S. Palma (eds.). *Progress in the oceanographic knowledge of Chilean interior waters, from Puerto Montt to Cape Horn*. Comité Oceanográfico Nacional, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, pp. 53-58.
- Silva, N. & S. Neshyba. 1979/1980. Masas de aguas y circulación geostrofica frente a la costa de Chile austral. *Inst. Antárt. Chil., Ser. Cient.*, 25/26: 5-32.
- Silva, N., H.A. Sievers & R. Prado. 1995. Características oceanográficas y una proposición de circulación, para algunos canales australes de Chile entre 41°20'S, 46°40'S. *Rev. Biol. Mar. Oceanogr.*, 30(2): 207-254.
- Strub, P.T., J.M. Mesias, V. Montecino, J. Rutllant & S. Salinas. 1998. Coastal ocean circulation off western South America. In: A.R. Robinson & K.H. Brink (eds.). *The sea: global coastal ocean*. JohnWiley, New York, 11: 273-313.
- Toggweiler, J.R., J.L. Russell & S.R. Carson. 2006. Midlatitude westerlies, atmospheric CO<sub>2</sub>, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21, PA2005, doi: 10.1029/2005PA001154.
- Valdenegro, A. & N. Silva. 2003. Caracterización oceanográfica física y química de la zona de canales y fiordos australes de Chile entre el estrecho de Magallanes y cabo de Hornos (CIMAR 3 Fiordos). *Cienc. Tecnol. Mar.*, 26(2): 19-60.
- Verleye, T.J. & 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 Sci. Rev.*, 29: 1025-1039.
- Winter, A. & W.G. Sieser. 1994. *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, 242 pp.
- Winter, A., R.W. Jordan & P.H. Roth. 1994. Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. In: A. Winter & W.G. Sieser (eds.). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 161-178.
- Young, J.R., M. Geisen, L. Cros, A. Kleijne, C. Sprengel, I. Probert & J. Østergaard. 2003. A guide to extant coccolithophore taxonomy. *J. Nannoplankton Res.*, 1(Spec. Issue): 1-132.
- Zar, J. 1974. *Biostatistical analysis*. Prentice Hall, New Jersey, 620 pp.
- Zingone, A., D. Sarno, R. Siano & D. Marino. 2011. The importance and distinctiveness of small-sized phytoplankton in the Magellan Straits. *Polar Biol.*, 34: 1269-1284.

*Received: 7 March 2014; Accepted: 6 August 2014*