

Acumulación de carbono orgánico total y carbonato de calcio en la zona de oxígeno mínimo del Pacífico nororiental mexicano

Alberto Sánchez^{1,*}, Oscar González-Yajimovich², Eduardo Balart³, B. Estela López-Ortiz¹, Sergio Aguiñiga-García¹ y Ma. Concepción Ortiz-Hernández⁴

¹Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas – Instituto Politécnico Nacional, Av. IPN s/n, Col. Playa Palo de Sta. Rita, La Paz, Baja California Sur, México, C.P. 23096.

²Facultad de Ciencias Marinas – Universidad Autónoma de Baja California, Ap. Postal 453 C.P. 22800, Ensenada, Baja California, México.

³Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, Av. IPN s/n, Col. Playa Palo de Sta. Rita, C.P. 23096, La Paz, Baja California Sur, México.

⁴ECOSUR, Unidad Chetumal, Av. Centenario km 5.5., C.P. 77900, Chetumal, Quintana Roo, México.

*alsanchezg@ipn.mx; alsanchezg13@gmail.com

RESUMEN

La distribución y preservación del carbono orgánico total (COT) y CaCO_3 en sedimentos marinos es importante porque están vinculados al ciclo del carbono y a la regulación del CO_2 atmosférico. Los estudios sobre el hundimiento, acumulación y enterramiento de carbono son limitados por lo que es necesario conocer, determinar y cuantificar el contenido de este elemento en sedimentos marginales. En el presente trabajo fue determinada la distribución y la acumulación del COT y CaCO_3 en sedimentos superficiales con diferentes condiciones de oxigenación de la columna de agua en el margen suroccidental de la Península de Baja California. La mayor acumulación de COT ocurrió sobre una amplia zona de oxígeno mínimo (ZOM), el COT disminuye gradualmente hacia la línea de costa. La depositación y acumulación de CaCO_3 fue preferentemente mayor en la región donde la ZOM es estrecha y profunda. El 2 a 8% del COT generado en la zona fótica es preservado y enterrado en el sedimento, siendo concordantes con valores calculados por modelos de la bomba biológica del océano. La acumulación de COT y CaCO_3 sugiere que esta región es un componente importante y clave en el ciclo global del carbono en el océano, y contribuyó significativamente en la regulación de los cambios climáticos en el pasado.

Palabras clave: bomba biológica, carbono orgánico total, carbonato de calcio, zona de oxígeno mínimo, Pacífico nororiental mexicano.

ABSTRACT

The distribution and preservation of the total organic carbon (TOC) and CaCO_3 in marine sediments is important because its connection to the carbon cycle and the regulation of atmospheric CO_2 . Studies of the sinking, accumulation and carbon burial are limited and therefore it is necessary to know, identify and quantify the content of this element in marginal sediments. In the present work was determined the distribution and accumulation of TOC and CaCO_3 in surface sediments with different conditions of oxygenation of the water column in the southwestern margin of the Peninsula of Baja California. The highest

accumulation of TOC occurred over a wide oxygen minimum zone (OMZ), TOC gradually decreases towards the coastline. The deposition and accumulation of CaCO₃ was preferentially higher in the region where the OMZ is narrow and deep. The 2 to 8% of TOC generated in the photic zone is preserved and buried in the sediment, being consistent with values calculated by models of the ocean biological pump. The TOC and CaCO₃ accumulation suggest that this region is important and key in the global carbon cycle of the ocean, and contributed significantly in regulating the climate changes in the past.

Key words: biological pump, total organic carbon, calcium carbonate, oxygen minimum zone, northeast Mexican Pacific.

INTRODUCCIÓN

El ciclo del carbono normalmente es dividido en dos grandes componentes. El primero es la bomba biológica, afectando la redistribución de elementos biológicamente activos como el carbono, nitrógeno y sílice dentro de las aguas circulantes del océano (Carlson, 2002; de la Rocha, 2006). El segundo es la remoción de estos elementos por depositación y finalmente enterramiento en los sedimentos. Estos dos componentes del ciclo del carbono actúan para controlar la concentración promedio de muchos productos químicos en el océano, además del pH y $p\text{CO}_2$ de la atmósfera (Hansell, 2002; Archer, 2006).

El hundimiento y sedimentación del carbono particulado fuera de la capa superficial del océano donde es producido, es una etapa importante del ciclo del carbono. La formación de materia orgánica (MO) y carbonato de calcio (CaCO₃) es lo que permite que una parte del carbono fijado por el plancton escape del océano superficial hacia el océano profundo (e.g., Silverberg *et al.*, 2004; Falkowski, 2005; Thunell *et al.*, 2007). Durante este hundimiento, la MO remineralizada es responsable del reciclamiento de nutrientes, los cuales pueden regresar a la zona fótica (e.g., surgencias y mezcla) y mantener la producción primaria nueva (Thunell *et al.*, 1996; Aguiñiga *et al.*, 2010). El carbono que escapa de la oxidación de la MO o disolución del CaCO₃ es secuestrado y enterrado por largos períodos antes de su regreso a la atmósfera (e.g., Sánchez y Carriquiry, 2007a,b; Carriquiry y Sánchez, 2010; Sánchez *et al.*, 2010). En el sedimento, los procesos biogeoquímicos de remineralización de MO proveen casi toda la energía disponible para las transformaciones químicas involucradas en la diagénesis temprana (Wefer *et al.*, 2003).

Estudios de la distribución y preservación del carbono orgánico (COT) y CaCO₃ en sedimentos del margen y pendiente continental son importantes porque los patrones de depositación y enterramiento de estos componentes del ciclo del carbono están vinculados a la regulación del CO₂ atmosférico (Archer, 2006). Los modelos numéricos globales pueden sub o sobreestimar los flujos y distribución de carbono orgánico e inorgánico en márgenes continentales debido a la limitada disponibilidad de estudios sobre el hundimiento, acumulación y enterramiento de carbono, lo que hace necesario conocer y cuantificar el contenido de este elemento en sedimentos marginales (e.g., Chen *et al.*, 2003; Muller-Karger *et al.*, 2005).

Actualmente existe un debate sobre cuál proceso rige la preservación del COT sedimentario (e.g., Cowie *et al.*, 2009). A pesar de numerosos estudios que demuestran las relaciones empíricas entre el enterramiento de COT y factores como la productividad primaria, el flujo de COT a través de la columna de agua, la velocidad de sedimentación, la velocidad de degradación del COT y la concentración de oxígeno en la columna de agua, los mecanismos de control directo sobre la preservación del COT sedimentario permanecen confusos (e.g., Hedges y Keil, 1995; Hartnett *et al.*, 1998; Cowie *et al.*, 2009). El tiempo de exposición al oxígeno disuelto de la MO en el hundimiento y enterramiento puede ejercer un control directo sobre la preservación del COT sedimentario y en las concentraciones de oxígeno atmosférico (Hartnett *et al.*, 1998).

Por otra parte, los factores que controlan el contenido de CaCO₃ en sedimentos marinos son la dilución por material no calcáreo, la productividad de organismos calcáreos y la disolución de CaCO₃ (Archer, 1996; Jahnke y Jahnke, 2004; Morse, 2005; Naik y Naidu, 2008). En sedimentos someros, la disolución de carbonatos ocurre en el agua intersticial debido a la oxidación del COT sedimentario, la cual es más intensa cuando está presente una capa bentónica fitodetrítica, sobre todo en regiones del océano altamente productivas (Martin y Sayles, 1999; de Villiers, 2005).

En el Pacífico nororiental mexicano (PNOM) se han documentado una serie de estudios sobre la composición y estructura de los sedimentos marinos, los cuales sugieren que el enterramiento de COT disminuyó en su margen continental debido a un incremento en la oxidación (i.e., con un incremento en la concentración de oxígeno disuelto) o un decremento en la productividad marina sobre diversas escalas de tiempo (Ganeshram y Pedersen 1998; Stott *et al.*, 2000; Ortiz *et al.*, 2004; Thunell y Kepple, 2004; Sánchez y Carriquiry, 2007a, 2007b; Sánchez *et al.*, 2010).

La distribución y preservación del carbono orgánico total (COT) y CaCO₃ en sedimentos marinos es importante porque están vinculados al ciclo del carbono y a la regulación del CO₂ atmosférico. Sin embargo, la limitada disponibilidad de estudios sobre el hundimiento, acumulación y enterramiento de carbono hace necesario conocer y cuantificar el contenido de este elemento en sedimentos marginales. En el presente trabajo fue determinada la distribución y la acumulación del COT y CaCO₃ en sedimentos superficiales con diferentes condiciones de oxigenación

de la columna de agua en el margen suroccidental de la Península de Baja California.

MÉTODOS

Las muestras de sedimento fueron colectadas a bordo del B/I BIP XII mediante una draga Smith-McIntyre durante Noviembre de 2006 a lo largo de nueve transectos perpendiculares a la línea de costa, conformando una red espacial de 37 estaciones en el intervalo de 70 a 500 m de profundidad (Figura 1). Las muestras fueron preservadas por congelación después de coleccionar sólo los 2 cm superiores y, posteriormente en el laboratorio, fueron pre-tratadas con ácido clorhídrico para remover el carbono inorgánico, previo al análisis elemental de C y N. Las muestras fueron secadas en un horno a 50 °C y encapsuladas para su análisis elemental de C en el Laboratorio de Espectrometría de Masas (LEsMa) del Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas – Instituto Politécnico Nacional (CICIMAR-IPN). La precisión analítica para el material de referencia BBOT y Urea fue 12 µg g⁻¹ para COT. El carbono inorgánico de las muestra fue analizado en un Coulómetro de la Facultad de Ciencias Marinas de la Universidad Autónoma de Baja California (U.A.B.C.) con una precisión analítica del material de referencia CaCO₃ de 0.05%. El carbono inorgánico fue convertido a CaCO₃ aplicando un factor de 8.58.

RESULTADOS

Concentración de COT y CaCO₃

La concentración de COT tuvo un valor promedio de 42.6 g kg⁻¹, con un mínimo de 19 g·kg⁻¹ para la estación 1 y máximo de 144.8 g·kg⁻¹ para la estación 15. Las estaciones 4, 5, 13, 14, 15, 16 y 17 tuvieron una concentración de COT >100 g·kg⁻¹. La concentración de COT fue <20 g·kg⁻¹ para las estaciones 1, 9, 11, 21, 22, 27, 28, 33, 34, 35,36 y 37 (Tabla 1).

La concentración de CaCO₃ mostró un valor promedio de 158 g·kg⁻¹, con un mínimo y máximo de 29 y 640 g·kg⁻¹

Tabla 1. Concentración de carbono orgánico total (COT) y carbonato de calcio (CaCO₃) en sedimentos superficiales del margen suroccidental de la Península de Baja California. La concentración de COT y CaCO₃ está en g·kg⁻¹. La profundidad de colecta de las muestras, en metros.

| Estaciones | Profundidad (m) | COT (g·kg ⁻¹) | CaCO ₃ (g·kg ⁻¹) | Tipo de sedimento |
|------------|-----------------|---------------------------|---|-------------------|
| 1 | 69 | 1.8 | 90.9 | Arena |
| 2 | 95 | 6.7 | 111.7 | Lodo |
| 3 | 158 | 55.3 | 54.2 | Lodo |
| 4 | 474 | 99.0 | 105.2 | Lodo |
| 5 | 570 | 96.0 | 124.5 | Lodo |
| 6 | 278 | 68.1 | 84.2 | Lodo |
| 7 | 190 | 6.4 | 105.9 | Lodo |
| 8 | 112 | 9.5 | 183.4 | Lodo |
| 9 | 69 | 3.0 | 67.5 | Arena lodosa |
| 10 | 38 | 3.1 | 48.3 | Arena lodosa |
| 11 | 79 | 21.2 | 63.3 | Lodo |
| 12 | 251 | 68.4 | 86.7 | Lodo |
| 13 | 217 | 65.6 | 220.0 | Lodo |
| 14 | 358 | 144.7 | 185.9 | Lodo |
| 15 | 520 | 142.9 | 192.3 | Lodo |
| 16 | 550 | 110.0 | 170.0 | Lodo |
| 17 | 430 | 113.7 | 280.0 | Lodo |
| 18 | 344 | 52.5 | 135.0 | Lodo |
| 19 | 227 | 25.7 | 75.0 | Lodo |
| 20 | 172 | 8.2 | 32.5 | Lodo arenoso |
| 21 | 113 | 5.5 | 68.3 | Lodo |
| 22 | 70 | 2.4 | 291.7 | Arena |
| 23 | 379 | 4.5 | 82.5 | Lodo arenoso |
| 24 | 138 | 7.7 | 48.3 | Arena lodosa |
| 25 | 333 | 14.2 | 92.5 | Lodo |
| 26 | 501 | 74.7 | 183.8 | Lodo |
| 27 | 93 | 68.4 | 280.0 | Arena lodosa |
| 28 | 45 | 62.9 | 67.5 | Arena |
| 29 | 45 | 28.0 | 92.5 | Arena |
| 30 | 70 | 7.2 | 69.2 | Arena |
| 31 | 153 | 82.4 | 29.2 | Lodo arenoso |
| 32 | 385 | 55.6 | 123.4 | Arena lodosa |
| 33 | 390 | 11.7 | 591.8 | Arena lodosa |
| 34 | 309 | 6.4 | 640.1 | Arena lodosa |
| 35 | 130 | 2.1 | 623.5 | Lodo |
| 36 | 60 | 6.0 | 39.2 | Arena lodosa |
| 37 | 45 | 11 | 94.2 | Arena lodosa |

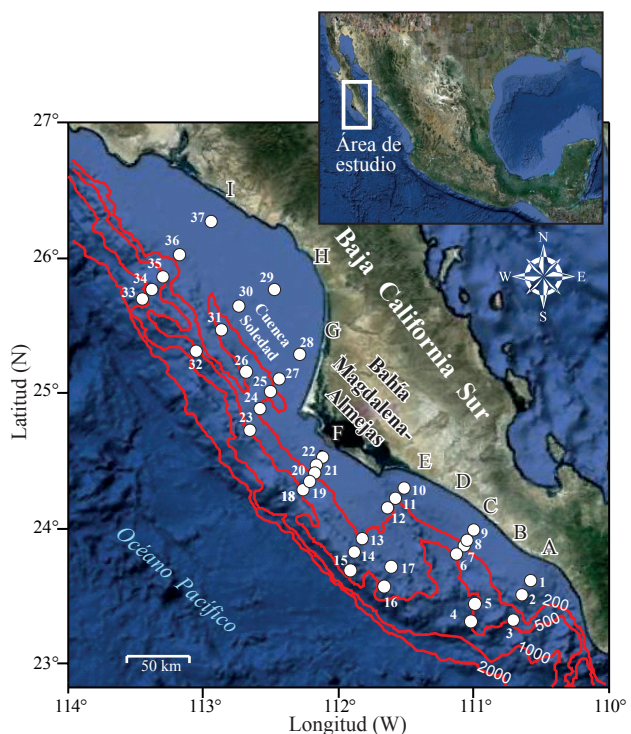


Figura 1. Estaciones de colecta de sedimentos superficiales (puntos blancos) del margen suroccidental de la Península de Baja California, México. Las letras A-I denotan los transectos de muestreo perpendiculares a la línea de costa. Las líneas rojas corresponden a isobatas de batimetría (200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad).

para las estaciones 30 y 33, respectivamente. Las estaciones 32, 33 y 34 tuvieron concentraciones de CaCO_3 de 592, 623 y $640 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ correspondientes a restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos (Tabla 1).

Distribución espacial del COT

La distribución espacial del COT es mostrada en la Figura 2. La distribución de COT mostró dos tendencias: (1) un incremento en la concentración de COT hacia afuera de la costa para los transectos A, B, C, D, E, F, G y H; y (2) un decremento desde la Cuenca Soledad (transecto H) hacia el transecto I (noroeste).

Las mayores concentraciones de COT $>70 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ corresponden a estaciones que se localizan a profundidades $>200 \text{ m}$, en los transectos A, B, C, D, E, F, G y H (Figura 3). La distribución espacial del COT denotó dos regiones con alto contenido de COT, una amplia zona localizada en el margen sureste y otra zona restringida a la Cuenca Soledad, en el margen noroeste del área de estudio. Ambas regiones con alto contenido de COT están caracterizadas por bajas concentraciones de oxígeno disuelto en la columna de agua ($<20 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$). Las estaciones cercanas a la costa

tuvieron bajas concentraciones de COT ($<30 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$) y alta concentración de oxígeno disuelto ($>70 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$).

Distribución espacial del CaCO_3

La distribución espacial del CaCO_3 es mostrada en la Figura 3. La concentración de CaCO_3 se incrementa hacia afuera de la costa en los márgenes suroeste (transectos A, B, C, D y E) y noreste (transecto G, H e I) con excepción del transecto F, donde la concentración del CaCO_3 decrece hacia afuera de la costa. De manera general, las concentraciones de CaCO_3 son menores de $150 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ para toda el área, con excepción de las estaciones 32, 33, 34 y 35 que tienen concentraciones de CaCO_3 mayores de $350 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ y algunas zonas puntuales en los transectos D y F (boca del complejo lagunar), donde la concentración de CaCO_3 varió entre 200 y $300 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Las estaciones 21 y 22, y 32 a 35 tuvieron altos contenidos de CaCO_3 (Figura 3). La muestras fueron inspeccionadas con un microscopio estereoscópico mostrando las primeras dos estaciones (21 y 22) altos contenidos de fragmentos de moluscos y bivalvos, y foraminíferos; mientras que, la estaciones 32 a 35 se caracterizaron por

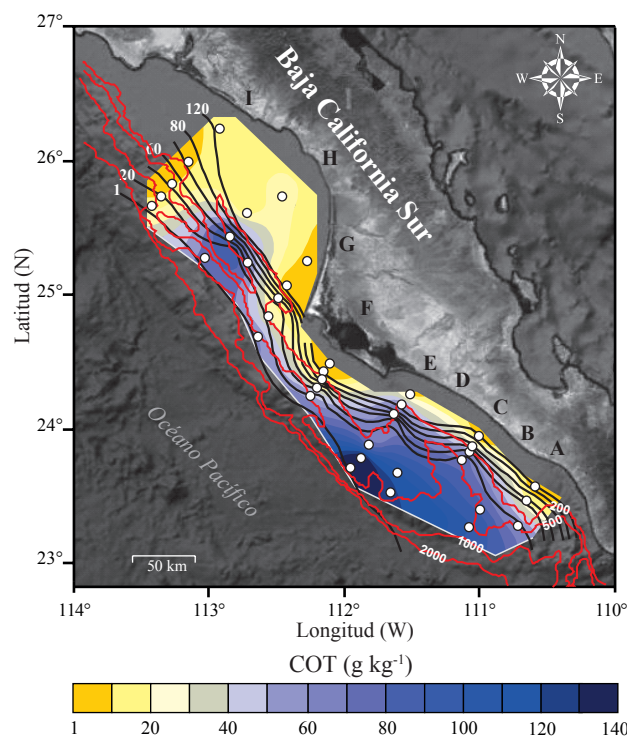


Figura 2. Distribución espacial de la acumulación de carbono orgánico total (COT, $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) en sedimentos en el margen suroccidental de la Península de Baja California, México. Las letras A-I denotan los transectos de muestreo perpendiculares a la línea de costa. Las estaciones de colecta de sedimentos superficiales en puntos blancos. Las líneas rojas corresponden a isobatas de batimetría (200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad). Las líneas negras corresponden a la concentración de oxígeno disuelto ($\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) con el cambio de la profundidad.

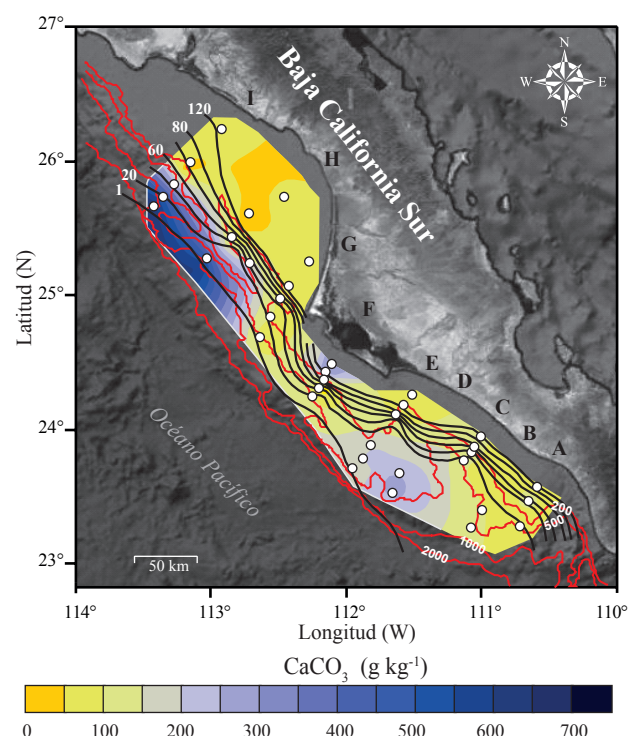


Figura 3. Distribución espacial de la acumulación de carbonato de calcio (CaCO_3 , $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) en sedimentos en el margen suroccidental de la Península de Baja California, México. Las letras A-I denotan los transectos de muestreo perpendiculares a la línea de costa. Las estaciones de sedimentos superficiales en puntos blancos. Las líneas rojas corresponden a isobatas de batimetría (200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad). Las líneas negras corresponden a la concentración de oxígeno disuelto ($\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) con el cambio de la profundidad.

presentar gran abundancia de foraminíferos planctónicos y bentónicos.

DISCUSIÓN

Distribución de COT

Si bien, los estudios de los componentes biogénicos en sedimentos superficiales son escasos, existen algunos antecedentes al respecto en el área de estudio. Las concentraciones de COT tuvieron un intervalo de 20 a 144 g·kg⁻¹ en sedimentos superficiales colectados entre 70 y 500 m de profundidad. Los valores máximos de COT en el presente estudio son del mismo orden de magnitud de los valores de COT de 120 g·kg⁻¹ y 111 g·kg⁻¹ para los segmentos más superficiales de un par de núcleos de sedimento colectados a 430 m y 702 m de profundidad en el margen de Magdalena (Dean *et al.*, 2006; Sanchez y Carriquiry, 2007a,b). Por otra parte, la concentración promedio de COT fue 69±10 g·kg⁻¹ en sedimentos superficiales de Cuenca Soledad. Dean *et al.* (2006) reportaron una concentración de COT de 68 g·kg⁻¹ para la parte más superficial de un núcleo colectado a 542 m en Cuenca Soledad. Estas concentraciones de COT en sedimentos superficiales son similares a las reportadas para el COT del material particulado en hundimiento de 82±35 g·kg⁻¹ para una trampa de sedimento ubicada a 330 m de profundidad en Cuenca Soledad (Silverberg *et al.*, 2004).

En el margen continental de Mazatlán, la concentración de COT tuvo un intervalo de 70 a 140 g·kg⁻¹ en el material particulado en hundimiento y 35 a 110 g·kg⁻¹ en sedimentos superficiales, colectados entre 120 m y 1000 m de profundidad, respectivamente (Nameroff *et al.*, 2002).

En general, los sedimentos depositados en la plataforma y pendiente continental tienen mayor contenido de COT que los sedimentos de la región abierta y profunda del océano (Smith *et al.*, 2008). La depositación de sedimentos con alto contenido de COT es controlada por una combinación de la elevada productividad primaria cerca de la costa, mayor preservación de COT asociada a una alta tasa de depositación y a la proximidad de la fuente de COT terrígeno (Stein, 1991). De acuerdo a datos *in situ* e imágenes de satélite de la clorofila, la estimación de la productividad primaria tuvo valores de 425±25 mgC·m⁻²·d⁻¹ a lo largo del margen occidental de la Península de Baja California, durante 1998 a 2005 (Martínez-Gaxiola *et al.*, 2007). La baja variabilidad interanual en la productividad primaria (<6%) sugiere que las condiciones oceanográficas fueron favorables para mantener con poco cambio la productividad a lo largo del margen occidental de la península.

Por otra parte, el flujo de COT exportado, considerando una razón $f=0.4$ (razón f - proporción de la producción primaria nueva: producción primaria total, la cual varía desde 0.05 para regiones oligotróficas, hasta valores mayores a 0.50 en regiones de surgencias costeras), fue 170 mgC m⁻²·d⁻¹ (Martínez-Gaxiola *et al.*, 2007), esto representa el 40%

de la productividad primaria que es generada y escapa de la zona fótica y es depositada en el sedimento. Si se considera que la tasa de sedimentación fuese constante, la distribución espacial del COT sería monótona hacia afuera de la costa a lo largo de la península; sin embargo, datos de la tasa de sedimentación (intervalo de 300 a 700 m de profundidad; van Geen *et al.*, 2003; Ortiz *et al.*, 2004; Marchitto *et al.*, 2007; Herguera *et al.*, 2010) sugieren que el contenido de COT fue mayor, donde la tasa de sedimentación fue más alta (1 cm, <100 años) que en aquellas estaciones con baja tasa de sedimentación (1 cm, >200 años).

La tasa de acumulación del COT fue 470 y 600 mgC·cm⁻²·ka⁻¹ (Dean *et al.*, 2006; Sanchez y Carriquiry, 2007a, b) a 430 y 700 m de profundidad, donde la tasa de sedimentación fue 40 cm·ka⁻¹ en el margen de Magdalena (sitios cercanos a los transectos D y E), de 110 mgC·cm⁻²·ka⁻¹ con una tasa de sedimentación de 11 cm·ka⁻¹ frente al complejo lagunar de Bahía Magdalena-Almejas, y de 1300 mgC·cm⁻²·ka⁻¹ con una tasa de sedimentación de 72 cm·ka⁻¹ para Cuenca Soledad. Esto sugiere una preferencial preservación de COT en sitios con alta tasa de sedimentación, *e.g.*, Cuenca Santa Barbara con ca. 3000 mgC·cm⁻²·ka⁻¹. Aunque, los aportes terrígenos hacia Cuenca Santa Bárbara son significativamente mayores con relación a los escasos aportes de material alóctono (escurrimientos por arroyos efímeros; Emery *et al.*, 1957) hacia el margen suroccidental de la península. En efecto, los valores de la razón C:N y δ¹³C en la materia orgánica de sedimentos superficiales costeros sugieren una mayor proporción de origen terrestre que contribuyó en el mejor de los casos con un 57% del material orgánico (estaciones 1, 9 y 10 con profundidad <70 m) con promedio general <20% de contribución para el margen suroccidental de la península (Sanchez *et al.*, en prensa).

El margen suroccidental de la Península de Baja California está caracterizado por una ZOM con fronteras definidas por la concentración de oxígeno disuelto, OD <20 μmol·kg⁻¹ (Stramam *et al.*, 2008). En el área de estudio, la distribución espacial de la isopleta de oxígeno de 20 μmol·kg⁻¹ tiene un intervalo de 300 a 1200 m de profundidad en los transectos A–E y en los transectos F–H, se constriñe a un intervalo de 400 a 800 m de profundidad (datos de van Geen *et al.*, 2001). La cobertura espacial de la concentración de COT fue >80 g·kg⁻¹ en sedimentos superficiales dentro la ZOM y por encima de la frontera superior, la concentración de COT fue <50 g·kg⁻¹. Hartnett *et al.* (1998) indicaron que la tasa de enterramiento de COT está correlacionada con el tiempo de acumulación de las partículas y su exposición al OD del agua intersticial. En el margen de Mazatlán, el tiempo de exposición de las partículas al OD fue calculado en 92 días para la plataforma (~150 m de profundidad) y 12 días en la pendiente continental (~620 m de profundidad). Sin embargo, el tiempo de exposición al OD fue recalculado considerando una tasa de sedimentación de 0.17 mm·a⁻¹ a 430 m de profundidad (Ganeshram y Pedersen, 1998) y <2 mm de penetración del OD (Hartnett *et al.*, 1998) obteniendo

12 años, lo que contrasta con las estimaciones de Hartnett *et al.* (1998).

En el presente estudio, el tiempo de exposición al OD fue siete años considerando una penetración del OD de 2 mm en el sedimento (Hartnett *et al.*, 1998) y tasa de sedimentación de $0.3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ (van Geen *et al.*, 2003) en el intervalo de 300 a 500 m de profundidad para los transectos A – E. Frente al complejo lagunar de Bahía Magdalena-Almejas, el tiempo de exposición al oxígeno fue 18 años con una tasa de sedimentación de $0.1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ a 400 m de profundidad. Finalmente, el tiempo de exposición al OD fue 2 años para Cuenca Soledad con una tasa de sedimentación de $1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ (van Geen *et al.*, 2003). Dentro del conjunto de datos del presente estudio y citados, los sedimentos con altas concentraciones de OD presentaron baja eficiencia de enterramiento de COT; las eficiencias de enterramientos más altas ocurrieron en regiones con concentraciones de OD muy bajas (*e.g.*, pendiente del Pacífico Mexicano). Jahnke *et al.* (1982) y Martin *et al.* (1991) proponen que la eficiencia de enterramiento de COT son particularmente bajas en condiciones de altas concentraciones de OD, esto sugiere que a través de algún mecanismo, el OD está afectando la cantidad a la cual el COT es permanentemente enterrado.

Cowie y Hedges (1992) y Canfield (1994) han indicado que la tasa de enterramiento de COT puede variar considerablemente, y la disponibilidad de OD no fue el factor de control del enterramiento del COT, en ambientes donde la tasa de acumulación de sedimento es alta y el tiempo de exposición del COT al OD fueron cortos (*e.g.*, días). La concentración de COT en la ZOM claramente demuestra que la variabilidad del OD por sí sola no es el único factor que controla la distribución de COT en el Pacífico Nororiental Mexicano (*e.g.*, Calvert *et al.*, 1992; Hartnett *et al.*, 1998).

Canfield (1994) sugirió que la tasa de acumulación de COT disminuye cuando la productividad primaria incrementa y, por lo tanto, el flujo de COT de la zona fótica al sedimento, y esto es producto de la mezcla de CO lábil y refractario. En efecto, Berelson y Stott (2003) encontraron que la tasa de enterramiento de COT para los últimos 100 años fue menor en la margen central de California y concluyen que la tasa de acumulación de COT no estuvo relacionada con el tiempo de exposición al oxígeno. Todas estas evidencias sugieren que varios factores actúan en conjunto para favorecer la acumulación, preservación y enterramiento de COT en la ZOM del Pacífico Nororiental Mexicano.

Distribución de CaCO_3

Varias fases minerales son producidas por el plancton y exportadas al océano profundo, como minerales balastro de la MO y de la producción exportada (Archer, 2006). En general, el flujo de CaCO_3 al hundirse en el océano se correlaciona con el flujo de MO (Archer, 2006). Sin embargo, la producción de CaCO_3 decrece dramáticamente por el incremento de la solubilidad del CO_2 (Broecker y Peng,

1982; Emerson y Hedges, 2006). La distribución del CaCO_3 en sedimentos superficiales del área de estudio puede ser comparada con algunos datos puntuales reportados por Dean *et al.* (2006). En la región más amplia de la ZOM, la concentración de CaCO_3 fue reportada para dos sitios entre 180 y $280 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, valores similares a los reportados en el presente estudio. En la Cuenca Soledad, la concentración de CaCO_3 fue $290 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, ligeramente mayor a la concentración del presente estudio con promedio de $200 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (para tres estaciones de colecta en esta cuenca).

Silverberg *et al.* (2007) reportaron para el material en hundimiento una concentración de CaCO_3 de $200 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (mínimo $70 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ y máximo $480 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$) en la Cuenca Alfonso, Golfo de California. La contribución de cocolitofóridos a la concentración de CaCO_3 tuvo un promedio de 20% con algunos máximos de 60%. van Geen *et al.* (2003) describen para un núcleo de sedimento aportes significantes de cocolitofóridos en la Cuenca Soledad, sin embargo, el contenido de estos organismos calcáreos no fue cuantificado. De hecho, Lyle *et al.* (1988) y Thunell *et al.* (1995) reportan flujos y depositación de cocolitofóridos a lo largo de la margen de California, Estados Unidos.

La preservación de CaCO_3 en sedimentos superficiales someros depende principalmente de la presencia de una capa bentónica fitodetrital (de Villiers, 2005; Naik y Naidu, 2008). Martin y Sayles (1999) reportaron una mayor respiración de COT sedimentario bajo la presencia de esta capa bentónica fitodetrital y subsecuentemente, el tiempo de exposición del CaCO_3 bajo estas condiciones incrementó su disolución.

La acumulación de la capa bentónica fitodetrital en el piso marino es un evento episódico o estacional en algunos ambientes marinos, del cual es necesario realizar más estudios para entender la importancia de este fenómeno efímero para la ecología de organismos bentónicos, durante el acoplamiento pelágico-bentónico en el ciclo del carbono y los registros geológicos en sedimentos marinos (Beaulieu, 2002). La importancia de este fenómeno puede ser más conspicuo en ZOM, donde la capa bentónica fitodetrital puede permanecer y acumularse por periodos de tiempo más prolongados y con ello afectar significativamente la disolución, preservación y acumulación del CaCO_3 . Bajo esta suposición, la moderada concentración de CaCO_3 en sedimentos superficiales en la región más amplia de la ZOM puede ser afectada por este tipo de capa fitodetrital, independientemente de los procesos anaeróbicos que remineralizan el COT en el agua intersticial (*e.g.*, Martin y Sayles, 1999; Beaulieu, 2002; de Villiers, 2005; Naik y Naidu, 2008). Sin embargo, la hipótesis de la capa bentónica fitodetrital necesita ser evaluada en el PNOM.

La alta concentración de CaCO_3 en la región noroeste del área de estudio corrobora, la mejor preservación y acumulación de CaCO_3 bajo condiciones de baja concentración de COT en sedimentos superficiales, independientemente de las condiciones de baja concentración de oxígeno, anaeróbicas en aguas intersticiales o por la presencia de la capa

bentónica fitodetrítica (e.g., Naik y Naidu, 2008). De hecho, la excelente condición de las conchas de los foraminíferos bentónicos y planctónicos sugiere que el proceso de disolución de las conchas es limitado o prácticamente nulo, sobre todo por la ausencia de corrosión o fragmentación de foraminíferos.

Acumulación de COT en ZOM

Las ZOM están localizadas en tres regiones del mundo: (1) Margen de Perú-Chile (MP-C); (2) Mar de Arabia y Bahía de Bengala (MA-BB); y (3) Pacífico nor-oriental mexicano (PNOM) (e.g., Stramma et al., 2008). La acumulación de COT tuvo un intervalo de 19 a 202 g·kg⁻¹ entre 50 y 650 m de profundidad en el MP-C. Dentro de la ZOM, la concentración de COT varió entre 72 y 202 g·kg⁻¹ en el intervalo de 115 a 360 m de profundidad. Por encima de la ZOM, la acumulación de COT fue 19-49 g·kg⁻¹ en el intervalo de 50 a 102 m de profundidad (Tabla 2; Boning et al., 2004; Lomstein et al., 2009).

La distribución de la acumulación del TOC en el MA-BB ha sido reportada por Paropkari et al. (1992), Pedersen et al. (1992), France-Lanord y Derry (1997), Cowie et al. (1999; 2009). La acumulación de COT tuvo valores de 1.4 a 62 g·kg⁻¹ en el intervalo de 85 a 1100 m de profundidad. En el núcleo de la ZOM, el COT mostró un intervalo de 20 a 59 g·kg⁻¹ en el intervalo de 250 a 750 m de profundidad. Mientras que la parte superior de la ZOM, el COT promedió 12 g·kg⁻¹. Sin embargo, la concentración máxima de COT ocurrió por debajo del núcleo de la ZOM con valores de 27 a 62 g·kg⁻¹ en el intervalo de 890 a 1100 m de profundidad (Tabla 2).

En el PNOM, la ZOM se extiende desde Golfo de Tehuantepec hasta la Península de Baja California. La concentración promedio de COT fue 50 g·kg⁻¹ dentro de la

ZOM a 540 y 720 m profundidad en el Golfo de Tehuantepec (Tabla 2; Thunell y Kepple, 2004; Hendy y Pedersen, 2006). Nameroff et al. (2002) reportaron de 35 a 110 g·kg⁻¹ en sedimentos superficiales colectados en el margen de Mazatlán entre 120 m y 1000 m de profundidad. Dentro de la ZOM, la concentración de COT varió de 70 a 110 g·kg⁻¹ en el intervalo de 200 a 600 m de profundidad (Tabla 2; Ganeshram y Pedersen, 1998; Nameroff et al., 2002). La concentración de COT tuvo un intervalo de 20 a 144 g·kg⁻¹ en sedimentos superficiales del margen suroccidental de Baja California colectados entre 40 y 700 m de profundidad. En la ZOM, la concentración de COT fue 70 a 144 g·kg⁻¹ en el intervalo de 200 a 700 m de profundidad (Tabla 2; Dean et al., 2006; Sánchez y Carriquiry, 2007a, 2007b) similar a lo reportado en este estudio.

De manera general, las concentraciones de COT dentro de la ZOM fueron 72 a 202 g·kg⁻¹ en el intervalo de 115 a 360 m de profundidad en el MP-C, de 20 a 59 g·kg⁻¹ en el intervalo de 250 a 750 m de profundidad en el MA-BB y de 50 a 144 g·kg⁻¹ en el intervalo de 200 a 700 m de profundidad en el margen del PNOM. Estas evidencias sugieren que la acumulación y preservación del COT es mayor en el MP-C, posiblemente a consecuencia de una ZOM relativamente más somera respecto a las otras dos regiones. Por otra parte, la profundidad de la ZOM es similar entre el PNOM y MA-BB, aunque la concentración de COT fue dos o tres veces mayor en el PNOM que en la región del MA-BB. Sin embargo, la mayor acumulación y preservación de COT (62 g·kg⁻¹) ocurrió a 1200 m de profundidad en el MA-BB, bajo condiciones de oxigenación relativamente intensas y sedimentos bioturbados. De esta forma, la acumulación y preservación de COT es controlada por otros factores de la columna de agua y sedimento en el MA-BB (Paropkari et al., 1992; Pedersen et al., 1992; France-Lanord y Derry, 1997; Cowie et al., 1999, 2009).

Tabla 2. Concentración de carbono orgánico total (COT) en sedimentos superficiales de la zona de oxígeno mínimo en diferentes regiones del océano. La concentración de COT corresponde al valor mínimo y máximo en g·kg⁻¹. La profundidad de colecta de las muestras, en m, está entre paréntesis.

| Región | COT (g·kg ⁻¹) | COT Encima ZOM (g·kg ⁻¹) | COT Dentro ZOM (g·kg ⁻¹) | Referencia |
|---|------------------------------|---|---|--|
| Margen de Perú-Chile | 19 - 202 (50 a 650 m) | 19 - 49 (50 a 102 m) | 72 - 202 (115 a 360 m) | Boning et al. (2004) Lomstein et al. (2009) |
| Mar de Arabia y Bahía de Bengala | 2 - 62 (85 a 1100 m) | 2 - 20 (85 a 250 m) | 20 - 59 (250 a 750 m) | Paropkari et al. (1992) Pedersen et al. (1992) France-Lanord y Derry (1997) Cowie et al. (1999) Cowie et al. (2009). |
| <i>Pacífico Nor-oriental mexicano</i> | | | | |
| Golfo de Tehuantepec | | | 50 (540 y 720 m) | Thunell y Kepple (2004) Hendy y Pedersen (2006) |
| Margen de Mazatlán | 35 - 110 (120 - 1000 m) | 35 - 70 (120 - 200 m) | 70 a 110 (200 a 1000 m) | Ganeshram y Pedersen (1998) Nameroff et al. (2002) |
| Margen suroccidental de la Península de Baja California | 20 - 144 (40 a 700 m) | 20 - 70 (40 a 200 m) | 70 - 144 200 a 700 m | Dean et al. (2006) Sánchez y Carriquiry (2007a,b) Este estudio |

Tasa de enterramiento de COT

La tasa de enterramiento de COT fue calculada para aquellas estaciones donde han sido reportadas la tasa de sedimentación para el área de estudio (van Geen *et al.*, 2003; Herguera *et al.*, 2010). Sin embargo, los valores deben ser considerados con cautela debido a la interpolación realizada de la tasa de sedimentación, aunque estos datos son coherentes a los reportados por trabajos realizados con núcleos y trampas de sedimento en el margen suroccidental de la península (Silverberg *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006; Sanchez y Carriquiry, 2007a, 2007b). La tasa de acumulación de COT calculada varió entre 8 y 22 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ para las estaciones 13, 14, 15, 16 y 17. Dean *et al.* (2006) y Sánchez y Carriquiry (2007a,b) calcularon las tasas de acumulación de COT de 13 y 16 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ para el sedimento superficial de dos núcleos colectados a 430 m y 700 m de profundidad en el margen de Magdalena.

Frente al complejo lagunar de Bahía Magdalena-Almejas, la tasa de acumulación del COT fue 3 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$; mientras en la Cuenca Soledad fue 31 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$. Este valor es muy similar a lo registrado para la misma cuenca de 36 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Datos no publicados, Dean *et al.*, 2006). Silverberg *et al.* (2004) reportaron para el material en hundimiento una tasa de 9 a 40 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, colectado a 330 m de profundidad en la Cuenca Soledad, en el período agosto-diciembre y ésta decreció drásticamente a <1 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ para el período de febrero-junio, debido a las condiciones oceanográficas asociadas al efecto de El Niño 1997/1998.

El flujo y la tasa de acumulación de COT en sedimentos se ha interpretado como un indicador de la productividad primaria y exportada en los océanos (*e.g.*, Paytan, 2008). Sin embargo, las estimaciones de la productividad realizadas de modelos globales pueden estar sub/sobreestimando el COT en márgen continental, debido a la limitada disponibilidad de datos sobre el hundimiento, acumulación y enterramiento de la materia orgánica (*e.g.*, Walsh, 1991; Chen *et al.*, 2003; Muller-Karger *et al.*, 2005). En la presente sección se realizó una estimación relativa de la productividad exportada, a partir de la productividad primaria integrada de la clorofila para el período de 1998 a 2005 de imágenes satelitales (Martínez-Gaxiola *et al.*, 2007; González-Rodríguez, 2008) y la tasa de acumulación de COT del margen de Magdalena y Cuenca Soledad. Finalmente, la productividad exportada es comparada con las estimaciones realizadas por Walsh (1991), Chen *et al.* (2003) y Muller-Karger *et al.* (2005).

La productividad primaria integrada a partir de la clorofila "a" varía de 320 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ a 1200 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ con un valor promedio de 425 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ en el período de 1998 a 2006, a lo largo del margen suroccidental de la Península de Baja California (Martínez-Gaxiola *et al.*, 2007; González-Rodríguez, 2008; Cepeda *et al.*, 2010). La productividad exportada estimada fue 170 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, considerando una razón $f=0.4$ (Martínez-Gaxiola *et al.*, 2007). Esto representa el 40% del COT generado, que escapa de la zona fótica, y es finalmente depositado en el sedimento.

Los procesos diagenéticos ocasionan una rápida oxidación bentónica del COT conforme es acumulado y enterrado en el sedimento, sin embargo, parte del COT que escapa a la degradación es rápidamente enterrado con valores que oscilan entre 8 y 22 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ para el núcleo de la ZOM en el margen de Magdalena y 36 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ para cuenca Soledad, bajo condiciones de poca disponibilidad de oxígeno en la capa intersticial (<20 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Si se consideran los valores de la productividad primaria mínima, máxima o promedio, sólo el 2 a 8% del COT generado en la zona fótica fue preservado y enterrado en el sedimento. Si se utiliza la productividad exportada de 170 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (Martínez-Gaxiola *et al.*, 2007) el COT es enterrado y preservado en sedimentos en una proporción relativa de 5 a 19%.

La productividad marina global promedio es 222 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ y sólo 7 a 8 $\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ son enterrados y preservados en sedimentos de margen continental (Walsh, 1991; Chen *et al.*, 2003; Muller-Karger *et al.*, 2005); esto representa el 3 o 4% de la productividad primaria exportada al sedimento. Estas estimaciones son concordantes con los valores de 2 a 5% calculados para el margen suroccidental de la Península Baja California. De esta forma, los modelos tienen una aproximación verdadera y confiable de la productividad exportada, al menos para esta región del Pacífico nororiental.

IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS

Las fluctuaciones del COT y la concentración de oxígeno disuelto tienen un papel importante en las condiciones redox del ambiente en el margen suroccidental de Baja California. Muchos de los elementos traza tienen variaciones en el estado de oxidación y solubilidad en función del estatus redox (Algeo y Lyons, 2006). Algunos elementos sensibles redox (*e.g.*, Ni, Cu, Zn, Cd) se precipitan en el sedimento principalmente en asociación con la materia orgánica (*e.g.*, Dean *et al.*, 2006). Los elementos traza sensibles a condiciones redox son más solubles bajo condiciones oxidantes y menos solubles bajo condiciones reductoras, resultando en un enriquecimiento autigénico en facies sedimentarias deficientes en oxígeno disuelto (U, Va y Mo; *e.g.*, Zheng *et al.*, 2000). Específicamente, los elementos redox sensibles tienen una fuerte covariación con el COT en ambientes subóxicos vs. anóxicos. La relación entre los elementos y el COT indica que las reacciones que controlan la acumulación de elementos son primariamente sensitivas al aporte y enterramiento de COT, y varía espacialmente a lo largo del margen y pendiente continental. Las máximas concentraciones de Cd, U, Mo, V y Re ocurren en sedimentos superficiales asociados a la ZOM en el margen nororiental del Pacífico mexicano (Nameroff *et al.*, 2002; McManus *et al.*, 2006). Aunque la columna de agua es subóxica, los elementos redox sensibles indican que los sedimentos son anóxicos, lo que implica que

la señal de estos elementos no es necesariamente atribuible a condiciones anóxicas de la columna de agua (Nameroff *et al.*, 2002). La contribución del plancton sugiere que la materia orgánica es probablemente la mayor fuente de Cu, Ba y Cd al sedimento; mientras que, el efecto indirecto del COT y la baja concentración de oxígeno en la columna de agua sobre sedimentos en condiciones redox parece ser el control más importante en la distribución de U, Re, Mo y V (Nameroff *et al.*, 2004). De hecho, las condiciones redox de la columna de agua y sedimento sugieren que la ZOM nunca llegó a nivel de anoxia en los últimos 140 ka en el margen nororiental del Pacífico mexicano. La variabilidad en el estado redox puede ser atribuida a cambios en la productividad exportada regional, a la circulación oceánica, o a ambos procesos (Nameroff *et al.*, 2002, 2004). En efecto, Dean *et al.* (2006) sobre la base de comparación de dos registros sedimentarios de Cd y Mo a 430 y 700 m de profundidad, concluyen que la productividad exportada varió por no más de un factor de 2 en los últimos 52 ka fuera de Baja California.

CONCLUSIONES

La distribución y acumulación de COT en sedimentos superficiales ocurrió a lo largo y ancho de la ZOM (<20 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) en el margen suroccidental de la Península de Baja California. La acumulación de COT decrece hacia la costa, donde la concentración de oxígeno de la columna de agua fue >30 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$.

En la ZOM, el COT tuvo una acumulación >70 gkg^{-1} en el margen de Magdalena y 70-80 g kg^{-1} en la Cuenca Soledad, siendo muy similar a los valores reportados para la ZOM de Margen de Perú-Chile y significativamente mayor a la reportada para la ZOM del Margen de Arabia-Bahía de Bengala.

La acumulación de CaCO_3 se incrementó significativamente hacia esta franja angosta de la ZOM y se caracterizó por la presencia de foraminíferos planctónicos y bentónicos, definiendo un ooze calcáreo de foraminíferos.

La productividad exportada representó el 2 a 5% de la productividad primaria de la zona fótica, concordando con modelos de la preservación y enterramiento de COT en el margen continental. Por lo que se sugiere que el margen suroccidental de la Península de Baja California actúa como un sumidero neto de carbono, a través de la acumulación de COT y CaCO_3 .

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado con apoyo del proyecto CGPI-20091186, CGPI-20100021 y CGPI-20110143 otorgado a Alberto Sánchez, CICIMAR. Se agradece a la tripulación del B/I BIP XII del CIBNOR por su apoyo durante el trabajo de toma de muestras en altamar.

REFERENCIAS

- Aguñiga, S., Sánchez, A., Silverberg, N., 2010, Temporal variations of C, N, $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{15}\text{N}$: Continental Shelf Research, doi:10.1016/j.csr.2010.07.005.
- Algeo, T.J., Lyons, T.W., 2006, Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions: *Paleoceanography*, 21, PA1016, doi:10.1029/2004 PA001112.
- Archer, D., 1996, An atlas of the distribution of calcium carbonate in sediments of the deep sea: *Global Biogeochemical Cycles*, 10, 159-174.
- Archer, D., 2006, Biological fluxes in the ocean and atmospheric pCO_2 . *en* Elderfield H. (ed.), *The Oceans and Marine Geochemistry*: Elsevier, *Treatise on Geochemistry*, Volume 6, , 275-291.
- Beaulieu, S.E., 2002, Accumulation and fate of phytodetritus on the sea floor: *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, 40, 171-232.
- Berelson, W., Stott, L.D., 2003, Productivity and Organic Carbon Rain to the California Margin Sea Floor: Modern and Paleooceanographic Perspectives: *Paleoceanography*, 18(1), 1002, doi:10.1029/2001PA000672.
- Boning, P., Brumsack, H.J., Bottcher, M.E., Schnetger, B., Kriete, C., Kallmeyer, J., Borchers, S.L., 2004, Geochemistry of Peruvian near-surface sediments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 4429-4451.
- Broecker, W.S., Peng, T.S., 1982, *Tracers in the Sea*: LDGO Press, 690.
- Calvert, S.E., Bustin, R.M., Pedersen, T.F., 1992, Lack of evidence for enhanced preservation of sedimentary organic matter in the oxygen minimum of the Gulf of California: *Geology*, 20, 757-760.
- Canfield, D.E., 1994, Factors influencing organic-carbon preservation in marine sediments: *Chemical Geology*, 114, 315-329.
- Carlson, C.A., 2002, Production and removal processes. *en* Hansell, D.A. and Carlson, C.A. (eds.), *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*: San Diego, Academic Press, 91-151.
- Carriquiry, J., Sanchez, A., 2010, Ópalo biogénico sedimentario en el extremo Sur del sistema de surgencias de la Corriente de California: etapas isotópicas marinas 1-5, *en* Gaxiola, G., Durazo, R. (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California*: México, D.F., Instituto Nacional de Ecología, 227-238.
- Cepeda, J., Gaxiola-Castro, G., Durazo-Arvizu, R., De La Cruz-Orozco, M., 2010, Producción primaria modelada, 1998-2006, *en* Gaxiola, G., Durazo, R. (eds), *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California*: México, D.F., Instituto Nacional de Ecología, 349-364.
- Chen, C.T.A., Liu, K.K., MacDonald, R.W., 2003, Continental margin exchanges, *en* Fasham M.J.R (ed.), *Ocean Biogeochemistry, The Role of the Ocean Carbon Cycle in Global Change*: IGBP Book Series, Springer, 53-97.
- Cowie, G.L., Hedges, J.I., 1992, The role of anoxia in organic matter preservation in coastal sediments: relative stabilities of the major biogeochemicals under oxic and anoxic depositional conditions: *Organic Geochemistry*, 19, 229-234.
- Cowie, G.L., Calvert, S.E., Pedersen, T.F., Schulz, H., von Rad, U., 1999, Organic content and preservational controls in surficial shelf and slope sediments from the Arabian Sea (Pakistan margin): *Marine Geology* 161, 23-38.
- Cowie, G.L., Mowbray, S., Lewis, M., Matheson, H., McKenzie, R., 2009, Carbon and nitrogen elemental and stable isotopic compositions of surficial sediments from the Indus margin of the Arabian Sea: *Deep-Sea Research II*, 271-282.
- de la Rocha, C.L., 2006, The Biological Pump. *en* Elderfield H. (ed.), *The Oceans and Marine Geochemistry, Treatise on Geochemistry*: Elsevier, Volume 6, 83-111.
- de Villiers, S., 2005, Foraminiferal shell-weight evidence for sedimentary calcite dissolution above the lysocline: *Deep-Sea Research I*, 52, 671-680.
- Dean, W., Zheng, Y., Ortiz, J., van Geen, A., 2006, Sediment Cd and Mo

- accumulation in the oxygen-minimum zone off western Baja California linked to global climate: *Paleoceanography*, 21, 1-13.
- Emerson, S., Hedges, J., 2006, Sediment diagenesis and benthic fluxes. *en* Elderfield H. (ed.), *The Oceans and Marine Geochemistry, Treatise on Geochemistry*: Elsevier, Volume 6, 293-319.
- Emery, K.O., Gorsline, D.S., Uchupi, E., Terry, R.D., 1957. Sediments of three bays of Baja California: Sebastian Viscaíno, San Cristóbal y Todos Santos: *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 95-115.
- Falkowski, P.G., 2005, Biogeochemistry of primary production in the sea. *en* Shlesinger, W.H. (ed.), *Biogeochemistry: Treatise on Geochemistry*, Elsevier, Volume 8, 185-213.
- France-Lanord, C., Derry, L.A., 1997, Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion: *Nature*, 390, 65-75.
- Ganeshram, R.J., Pedersen, T.F., 1998, Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate: *Paleoceanography*, 13, 634-645.
- González Rodríguez, E., 2008, Variabilidad de la productividad primaria en el Golfo de Ulloa, Costa Occidental de Baja California: La Paz, Baja California Sur, México, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Tesis de Doctorado.
- Hansell, D.A., 2002, DOC in the global ocean carbon cycle. *en* Hansell, D.A. and Carlson, C.A. (eds.), *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*: San Diego, Academic Press, 685-715.
- Hartnett, H.E., Keil, R.G., Hedges, J.I., Devol, A.H., 1998, Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments: *Nature*, 391, 572-574.
- Hedges, J.I., Keil, R.G., 1995, Sedimentary organic matter preservation: An assessment and speculative synthesis: *Marine Chemistry*, 49, 81-115.
- Hendy, I.L., Pedersen, T.F., 2006, Oxygen minimum zone expansion in the eastern tropical North Pacific during deglaciation: *Geophysical Research Letters*, 33, L20602, doi:10.1029/2006GL025975.
- Herguera, J.C., Herbert, T., Kashgarian, M., Charles, C., 2010, Intermediate and deep water mass distribution in the Pacific during the last glacial maximum inferred from oxygen and carbon stable isotopes: *Quaternary Science Reviews*, 29, 1228-1245.
- Jahnke, R.A., Emerson, S.R., Murray, J.W., 1982, A model of oxygen reduction, denitrification and organic matter remineralization in marine sediments: *Limnology and Oceanography*, 27, 610-623.
- Jahnke, R.A., Jahnke, D.B., 2004, Calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments: Implications of bottom water saturation state and sediment composition: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 47-59.
- Lomstein, B.A., Niggemann, J., Jørgensen, B.B., Langerhuus, A.T., 2009, Accumulation of prokaryotic remains during organic matter diagenesis in surface sediments off Peru: *Limnology and Oceanography*, 54, 1139-1151.
- Lyle, M., Murray, D., Finney, B., Dymond, J., Robbins, J., Brooksforce, K., 1988, The record of Late Pleistocene biogenic sedimentation in the eastern tropical Pacific Ocean: *Paleoceanography*, 3, 39-59.
- Martin, W.R., Bender, M., Leinen, M., Orcharto, J., 1991, Benthic organic carbon degradation and biogenic silica dissolution in the central equatorial Pacific: *Deep-Sea Research*, 38, 1481-1516.
- Martin, W., Sayles, F., 1999, Benthic cycling of biogenic components of the particulate flux to the seafloor in the Southern Ocean in March and April, 1998: *EOS Transactions*, 80, 241.
- Marchitto, T.M., Lehman, S.J., Ortiz, J.D., Flückiger, J., van Geen, A., 2007, Marine radiocarbon evidence for the mechanism of deglacial atmospheric CO₂ rise: *Science*, 316, 1456-1459.
- Martínez-Gaxiola, M.D., Sosa-Avalos, R., Gaxiola-Castro, G., 2007, Producción de carbono orgánico en los mares mexicanos (1998-2005), *en* Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México. Hernández-De la Torre, B., Gaxiola-Castro, G. (eds.), Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México: Instituto Nacional de Ecología, CICESE.
- McManus, J., Berelson, W.B., Severmann, S., Poulson, R.L., Hammond, D.E., Klinkhammer, G.P., Holm, C., 2006, Molybdenum and uranium geochemistry in continental margin sediments: Paleoproxy potential: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, doi:10.1016/j.gca.2006.06.1564.
- Morse, J.W., 2005, Formation and diagenesis of carbonate sediments, *en* Mackenzie, F.T. (ed), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks: Elsevier, Treatise on Geochemistry, Volume 7*, 67-85.
- Muller-Karger, F.E., Varela, R., Thunell, R., Luerssen, R., Hu, C., Walsh, J.J., 2005, The importance of continental margins in the global carbon cycle: *Geophysical Research Letters*, 32, L01602, doi:10.1029/2004GL021346.
- Naik, S.S., Naidu, P.D., 2008, Possible factors that control calcite dissolution in the western tropical Indian Ocean: *Current Science*, 95, 22-23.
- Nameroff, T.J., Balistrieri, L.S., Murray, J.W., 2002, Suboxic trace metal geochemistry in the eastern tropical North Pacific: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 1139-1158.
- Nameroff, T.J., Calvert, S.E., Murray, J.W., 2004, Glacial-interglacial variability in the eastern tropical North Pacific oxygen minimum zone recorded by redox-sensitive trace metals: *Paleoceanography*, 19, PA1010, doi:10.1029/2003PA000912.
- Ortiz, J.D., O'Connell, S.B., DelViscio, J., Dean, W., Carriquiry, J.D., Marchitto, T., Zheng, Y., van Geen, A., 2004, Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 k.y: *Geology*, 32(6), 521-524.
- Paytan, A., 2008, Ocean Paleoproductivity, *en* Gornitz, V. (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*: Kluwer Academic Publishers, Encyclopedia of Earth Science Series.
- Paropkari, A.L., Babu, C.P., Mascharenhas, A., 1992, A critical evaluation of depositional parameters controlling the variability of organic carbon in Arabian Sea sediments: *Marine Geology*, 107, 213-226.
- Pedersen, T.F., Shimmield, G.B., Price, N.B., 1992, Lack of enhanced preservation of organic matter in sediments under the oxygen minimum on the Oman margin: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 545-551.
- Sánchez, A., Carriquiry, J., 2007a, Flujos de carbono orgánico sedimentario a lo largo de la margen continental del Pacífico nororiental mexicano, *en* Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México. Hernández-De la Torre, B., Gaxiola-Castro, G. (eds.), Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México: INE, CICESE.
- Sánchez, A., Carriquiry, J., 2007b, Acumulación de Corg, Norg, Porg y BSi en la Margen de Magdalena, B.C.S., México durante los últimos 26 ka.: *Ciencias Marinas*, 33, 23-35.
- Sánchez, A., Carriquiry, J., López-Ortiz, B.E., 2010, Variabilidad climática y la acumulación de carbono orgánico en el sector sur de la Corriente durante las etapas isotópicas marinas 1, 2 y 3: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62, 391-398.
- Sánchez, A., López-Ortiz, B.E., Aguiñiga S., Balart, E., en prensa, Distribution and composition of organic matter in sediments of the oxygen minimum zone of the Northeastern Mexican Pacific: *Journal Iberian Geology*.
- Silverberg, N., Martínez, A., Aguiñiga, S., Carriquiry, J.D., Romero, N., Choumiline, E., Soledad Cota, S., 2004, Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current between late 1996 and during the El Niño event of 1997-98: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59, 575-587.
- Silverberg, N., Aguirre-Bahena, F., Cortés-Martínez, M.Y., Urcádiz-Cázares, F., 2007, Flujos verticales de carbono orgánico e inorgánico particulado en Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, y comparación con otros ambientes en el norte de México, *en* Hernández-De la Torre, B., Gaxiola-Castro, G. (eds.), Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México: Instituto Nacional de Ecología, CICESE.
- Smith, S.V., Ibarra-Obando, S. E., Diaz-Castañeda, V.M., Aranda-Manteca, F., Carriquiry, J.D., Popp, B.N., Gonzalez-Yajimovich, O., 2008, Sedimentorganiccarbon in Todos Santos Bay, Baja California, Mexico: *Estuaries and Coastal* 31,719-727.
- Stein, R., 1991, Accumulation of organic carbon in marine sediments. *Lecture notes in earth sciences*: Springer, 214 pp.
- Stott, L.D., Berelson, W., Douglas, R., Gorsline, D., 2000, Increased dissolved oxygen in Pacific intermediate waters due to lower rates of carbon oxidation in sediments: *Nature*, 407, 367- 370.
- Stramma, L., Johnson, G.C., Sprintall, J., Mohrholz, V., 2008, Expanding Oxygen-Minimum Zones in the tropical oceans: *Science*, 320,

- 655-658.
- Thunell, R.C., Kepple, A.B., 2004, Glacial-Holocene $\delta^{15}\text{N}$ record from the Gulf of Tehuantepec, Mexico: Implications for denitrification in the eastern equatorial Pacific and changes in atmospheric N_2O : *Global Biogeochemical Cycles*, 18, 1-12.
- Thunell, R.C., Tappa, E., Anderson, D.M., 1995, Sediment fluxes and varve formation in Santa Barbara Basin, offshore California: *Geology*, 23, 1083-1086.
- Thunell, R., Pride, C., Ziveri, P., Muller-Karger, V., Sancetta C., Murray, J.D., 1996, Plankton response to physical forcing in the Gulf of California: *Journal of Plankton Research*, 18, 2017-2026.
- Thunell, R., Benitez-Nelson, C., Varela, R., Astor, Y., Muller-Karger, F., 2007, Particulate organic carbon fluxes along upwelling-dominated continental margins: Rates and mechanisms: *Global Biogeochemical Cycles*, 21, GB1022, doi:10.1029/2006GB002793.
- van Geen, A., and Scientific Party R/V Melville, 2001, Baja California coring cruise OXMZ01MV: Core descriptions and CTD/Rosette data: Palisades, N.Y., USA, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, Tech. Rep. LDEO 2001 – 01.
- van Geen, A., Zheng, Y., Bernhard, J.M., Cannariato, K.G., Carriquiry, J., Dean, W.E., Eakins, B.W., Ortiz, J.D., Pike, J., 2003, On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America: *Paleoceanography* 18, 1098, doi:10.1029/2003PA000911.
- Walsh, J.J., 1991, Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen: *Nature*, 350, 53-55.
- Wefer, G., Billet, D., Hebbeln, D., Jorgensen, B.B., Schlüter, M., Weering, T.C.E.V., 2003, *Ocean Margin Systems*: Springer, 495 pp.
- Zheng, Y., van Geen, A., Anderson, R.F., Gardner, J.V., Dean, W.A., 2000, Intensification of the northeast Pacific oxygen-minimum zone during the Bolling-Allerod warm period: *Paleoceanography*, 15, 528-536.

Manuscrito recibido: Diciembre 7, 2010

Manuscrito corregido recibido: Abril 20, 2012

Manuscrito aceptado: Abril 25, 2012