



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS



**COMPONENTES BIOGÉNICOS EN
SEDIMENTOS DEL MÁRGEN SUR-OCCIDENTAL
DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA.**

TESIS

**QUE PARA OBTENER LA
MAESTRÍA EN CIENCIAS
EN MANEJO DE RECURSOS MARINOS**

PRESENTA:

BLANCA ESTELA LÓPEZ ORTIZ

LA PAZ, B. C. S., MÉXICO, NOVIEMBRE DE 2010



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

CARTA CESIÓN DE DERECHOS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., el día 16 del mes Noviembre del año 2010, el (la) que suscribe BIOL. BLANCA ESTELA LÓPEZ ORTIZ alumno(a) del Programa de MAESTRÍA EN CIENCIAS EN MANEJO DE RECURSOS MARINOS con número de registro A090130 adscrito al CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS manifiesta que es autor (a) intelectual del presente trabajo de tesis, bajo la dirección de: DR. ALBERTO SÁNCHEZ GONZÁLEZ y cede los derechos del trabajo titulado:

"COMPONENTES BIOGÉNICOS EN SEDIMENTOS DEL MÁRGEN

SUR-OCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA"

al Instituto Politécnico Nacional, para su difusión con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Este puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección: Bio ario1@hotmail.com alsanchezg@ipn.mx

Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.

Blanca E. López O.

BIOL. BLANCA ESTELA LÓPEZ ORTIZ

nombre y firma



SIP-14

INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARIA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO
ACTA DE REVISIÓN DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S. siendo las 12:00 horas del día 9 del mes de Noviembre del 2010 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CICIMAR para examinar la tesis titulada:

**"COMPONENTES BIOGÉNICOS EN SEDIMENTOS DEL MÁRGEN
SUR-OCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA"**

Presentada por el alumno:

LÓPEZ	ORTIZ	BLANCA ESTELA							
Apellido paterno	materno	nombre(s)							
Con registro: <table><tr><td>A</td><td>0</td><td>9</td><td>0</td><td>1</td><td>3</td><td>0</td></tr></table>			A	0	9	0	1	3	0
A	0	9	0	1	3	0			

Aspirante de:

MAESTRÍA EN CIENCIAS EN MANEJO DE RECURSOS MARINOS

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **APROBAR LA DEFENSA DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISION REVISORA

Director(a) de Tesis

DR. ALBERTO SÁNCHEZ GONZÁLEZ

DR. EVGUENI CHOUMILINE

DR. SERGIO AGUÍNIGA GARCÍA

DR. RAFAEL CERVANTES DUARTE

DR. ENRIQUE HIPARCO NAVA SÁNCHEZ

PRESIDENTE DEL COLEGIO DE PROFESORES

DR. RAFAEL CERVANTES DUARTE



**IPN
CICIMAR
DIRECCION**

“La mayoría de las ideas fundamentales de la ciencia son esencialmente sencillas y por regla general pueden ser expresados en un lenguaje comprensible para todos”

Albert Einstein (1879-1955)



“Lo que importa, sobre todo mientras se es joven, no es cultivar la memoria, sino despertar el espíritu crítico y el análisis; pues sólo así se puede llegar a comprender el significado real de un hecho en vez de racionalizarlo”.

Jiddu Krishnamurti (1895-1986)

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue inspirado por las ideas del Dr. Alberto Sánchez González a quien agradezco su dedicación y apoyo incondicional. Agradezco también el apoyo económico del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) y al Programa Institucional de Formación de Investigadores (PIFI) por la beca de posgrado recibida. A las autoridades del Instituto Politécnico Nacional y particularmente al Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas por las facilidades brindadas para el desarrollo de este trabajo.

A los profesores-investigadores pertenecientes a mi comité de tesis por su contribución durante el desarrollo del proyecto: Dr. Evgueni Choumiline, Dr. Sergio Aguíñiga García, Dr. Rafael Cervantes Duarte y Dr. Enrique Hiparco Nava Sánchez.

A los compañeros y amigos Lili, Armando y Laura, con quienes compartí grandes e inolvidables momentos.

A todos muchas gracias...

ÍNDICE GENERAL

CONTENIDO	PÁGINAS
LISTA DE TABLAS.....	i
LISTA DE FIGURAS.....	ii
RESUMEN.....	iv
ABSTRACT.....	v
GLOSARIO Y ABREVIATURAS.....	vi
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. ANTECEDENTES GENERALES.....	7
2.1. Sedimentos marinos.....	7
2.1.1. Sedimentos litogénicos o terrígenos.....	7
2.1.2. Sedimentos biogénicos.....	9
2.1.2.1. Producción y exportación de CaCO_3	10
2.1.2.1.1. Calcita y aragonita.....	10
2.1.2.1.2. Razón C_{org} /Producción de CaCO_3	11
2.1.2.1.3. Redisolución del CaCO_3 en la columna de agua.....	12
2.1.2.2. Producción y exportación de ópalo biogénico (BSi).....	12
2.1.2.2.1. Hundimiento y redisolución de BSi.....	13
2.2. Sedimentación en las márgenes continentales.....	15
2.2.1. Sistemas recicladores.....	15
2.2.2. Sistemas exportadores.....	16
2.3. Distribución de oxígeno disuelto en el océano.....	16
2.3.1. Zonas de Oxígeno Mínimo (ZOM).....	18
2.3.2. Principales ZOM en el océano.....	20
2.3.2.1. Océano Pacífico Tropical Nororiental.....	20
2.3.2.2. Océano Pacífico Tropical Suroriental.....	21
2.3.2.3. Océano Índico.....	21
2.3.3. Importancia de las ZOM.....	22
2.4. Razones elementales C:N, C:P, N:P y BSi:C de la materia orgánica.....	23

2.4.1. Razones de Redfield.....	23
2.4.2. Utilidad de las razones elementales C:N, C:P, N:P y BSi:C.....	24
2.5. Antecedentes particulares.....	25
3. JUSTIFICACIÓN.....	37
4. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	38
4.1. Hipótesis de trabajo.....	38
4.2. Objetivo general.....	38
4.3. Objetivos particulares.....	38
5. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA.....	39
5.1. Ubicación y características generales del área de estudio.....	39
6. MATERIALES Y MÉTODOS.....	43
6.1. Muestreos y colecta de sedimento superficiales.....	43
6.2. Procesamiento y análisis de muestras de sedimento.....	44
6.2.1. Análisis granulométrico.....	45
6.2.2. Determinación de carbono y nitrógeno orgánico.....	45
6.2.3. Determinación de fósforo orgánico (P _{org}).....	46
6.2.4. Determinación de ópalo biogénico (BSi).....	46
6.2.5. Determinación del contenido de CaCO ₃	47
6.2.6. Análisis de isótopos estables del carbono.....	47
6.3. Tratamiento estadístico de los datos.....	48
7. RESULTADOS.....	51
7.1. Distribución espacial del tamaño de grano.....	51
7.2. Distribución espacial de los componentes biogénicos (C _{org} , N _{org} , P _{org} , BSi y CaCO ₃).....	53
7.2.1. Carbono y nitrógeno orgánico (C _{org} y N _{org}).....	53
7.2.2. Fósforo orgánico (P _{org}).....	54
7.2.3. Ópalo biogénico (BSi).....	56
7.2.4. Carbonato de calcio (CaCO ₃).....	56
7.3. Distribución de las razones elementales C:N, C:P, N:P, BSi:C y $\delta^{13}\text{C}$	58
7.3.1. Razón elemental C:N.....	58

7.3.2. Razón elemental C:P y N:P	58
7.3.3. Razón elemental BSi:C.....	59
7.3.4. $\delta^{13}\text{C}$ del C_{org}	61
7.4. Análisis estadístico multivariado.....	62
7.4.1. Análisis de componentes principales (ACP).....	62
8. DISCUSIÓN	64
8.1. Componentes biogénicos.....	64
8.2. Origen y naturaleza de la materia orgánica sedimentaria:	
Razón C:N y $\delta^{13}\text{C}$	74
8.3. Razones elementales C:P, N:P y BSi:C.....	79
9. CONCLUSIONES	86
10. BIBLIOGRAFÍA	88

ANEXO I

Factores que controlan el enterramiento de la materia orgánica.....	105
Figura IA. Modelo de tasas de respiración constante para varios aceptores de electrones (O ₂ , NO ₂ , Mn, Fe y S), y para dos fracciones de la lluvia de materia orgánica al piso marino (fracción rápida mostrada solo para el O ₂) (tomada de Archer, 2003).....	106
Figura IB. Bioturbación resultado de diversos rangos de actividad de diferentes organismos: a) túnel creado en zona costera por <i>Thomomys talpoides macrotis</i> un topo pequeño; b) hoyos de alimentación atribuidos a la actividad de rayas y mantarrayas, en este caso se presenta a la raya de puntos azules <i>Taeniura lymma</i> ; c) en ambientes marinos, los bioturbadores predominantes son los gusanos poliquetos y algunos crustáceos excavadores, como el camarón excavador (<i>Neotrypaea californiensis</i>) (tomada y modificada de Meysman <i>et al.</i> , 2006).....	107
Tabla IA. Valores promedio del $\delta^{13}\text{C}$ para diferentes reservorios.....	110

ANEXO II

Diagrama ternario para arenas, limos y arcillas para los sedimentos superficiales del margen oceánico sur-occidental de la Península de Baja California, México.....	111
Tabla IIA. Estadística básica para los datos de toda el área de estudio O ₂ disuelto, C _{org} , N _{org} , P _{org} , CaCO ₃ , BSi y tamaño de grano medio, en sedimentos superficiales del margen sur-occidental de la PBC. DS: desviación estándar. Datos de O ₂ disuelto de van Geen <i>et al.</i> (2003).....	112
Tabla IIB. Estadística básica para los datos de las estaciones de muestreo localizadas fuera de la ZOM: O ₂ disuelto, C _{org} , N _{org} , P _{org} , CaCO ₃ , BSi y tamaño de grano medio, en sedimentos superficiales del margen sur-occidental de la PBC. DS: desviación estándar. Datos de O ₂ disuelto de van Geen <i>et al.</i> (2003).....	112
Tabla IIC. Estadística básica para los datos de las estaciones en la ZOM: C _{org} , N _{org} , P _{org} , CaCO ₃ , BSi y tamaño de grano medio, en sedimentos superficiales del margen sur-occidental de la PBC. DS: desviación estándar. Datos de O ₂ disuelto de van Geen <i>et al.</i> (2003).....	112
Tabla IID. Valores máximo, mínimo, promedio, mediana y desviación estándar (DS) de las razones molares C:N (C _{org} /N _{org}), C:P (C _{org} /P _{org}), N:P (N _{org} /P _{org}),	

BSi:C (ópalo biogénico/ C_{org}) y $\delta^{13}C$ de la MOS en estaciones de toda el área de estudio en la costa sur-occidental de la PBC, México.....113

Tabla IIE. Valores máximo, mínimo, promedio, mediana y desviación estándar (DS) de las razones molares C:N (C_{org}/N_{org}), C:P (C_{org}/P_{org}), N:P (N_{org}/P_{org}), BSi:C (ópalo biogénico/ C_{org}) y $\delta^{13}C$ de la MOS en estaciones ubicadas fuera de la ZOM en la costa sur-occidental de la PBC, México.....113

Tabla IIF. Valores máximo, mínimo, promedio, mediana y desviación estándar (DS) de las razones molares C:N (C_{org}/N_{org}), C:P (C_{org}/P_{org}), N:P (N_{org}/P_{org}), BSi:C (ópalo biogénico/ C_{org}) y $\delta^{13}C$ de la MOS en estaciones en la ZOM de la costa sur-occidental de la PBC, México.....113

LISTA DE TABLAS

CONTENIDO

PÁGINA

Tabla 1. Tabla sobre variables biogeoquímicas, razones elementales e isotopos estables de carbono en el océano.....	35
--	----

LISTA DE FIGURAS

CONTENIDO	PÁGINA
Figura 1. Imágenes de diferentes formas de diatomeas: a) <i>Chaetoceros spp.</i> ; b) <i>Coscinodiscus spp.</i> ; c) <i>Ethmodiscus spp.</i> ; d) <i>Thalassiosira spp.</i>	14
Figura 2. Concentración media de oxígeno disuelto ($\mu\text{mol kg}^{-1}$ se muestra en color) a 400 m de profundidad, los contornos van de 10-230 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ con en intervalos de 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (líneas negras) (tomada de Stramma <i>et al.</i> , 2008).....	19
Figura 3. Oxígeno en la columna de agua y contenido de carbono en sedimentos para los sitios de estudio de los márgenes de Washington y México: a) Concentración de OD en función de la profundidad para los márgenes continentales del Estado de Washington (cuadros) y México noroccidental (círculos). b) Masa en porcentaje de C_{org} en función de la profundidad de los sedimentos el margen de Washington (cuadros vacíos, 630 m, cuadros negros, 120 m) y margen continental mexicano (círculos vacíos, 620 m, círculos negros, 150 m) (tomada de Hartnett <i>et al.</i> , 1998).....	28
Figura 4. (Arriba) Vista de la PBC con la localización de los núcleos de sedimento (círculos) y lances de CTD y roseta (cruces) colectados en 1999. (Abajo) Perfil de OD a lo largo del margen del Pacífico de Baja California basado en los lances de CTD. La localización de las muestras está indicada por puntos negros. Los contornos están dibujados a 2, 5, 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ enfatizando la ZOM (tomada de van Geen <i>et al.</i> , 2003).....	30
Figura 5. Tasa de sepultamiento de C_{org} ($\text{mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$) a lo largo del margen oriental del Pacífico Mexicano: a) Bahía Magdalena, a 700 m; b) Mazatlán, a 1000 m de profundidad y c) Golfo de Tehuantepec, a 740 m de profundidad. (HT = Holoceno tardío, HM = Holoceno medio, HTe = Holoceno temprano, UGM = Último Glaciar Máximo) (tomada de Sánchez y Carriquiry, 2007b).....	31
Figura 6. Área de estudio enmarcada en el recuadro blanco. La batimetría de la zona está representada por líneas de color para 200 m (crema), 500 m (amarillo), 1000 m (naranja) y 2000 m (roja).....	40
Figura 7. Transectos de colecta (A a I) que comprenden 37 estaciones (círculos blancos). La batimetría de la zona está representada por líneas de color para 200 m (crema), 500 m (amarillo), 1000 m (naranja) y 2000 m (roja).....	43
Figura 8. Perfil vertical de OD a profundidad y su variación en latitud para el área de estudio, los círculos blancos representan las estaciones de muestreo,	

círculos negros son lances de CTD. En el recuadro rojo se muestra las estaciones de colecta que caen dentro de la ZOM. Los valores de OD van de 2 a 150 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (modificada de van Geen <i>et al.</i> , 2003).....	44
Figura 9. Mapas de distribución espacial tamaño de grano: a) Tamaño de grano medio (μm); b) Arenas (%); c) Lodos (limos + arcillas, %). Se muestra la batimetría de la zona (líneas rojas punteadas) para 200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad.....	52
Figura 10. Mapas de distribuciones espaciales de los componentes orgánicos en los sedimentos superficiales del área de estudio: a) C_{org} (g kg^{-1}); b) N_{org} (g kg^{-1}); c) P_{org} (mg kg^{-1}). Batimetría de la zona (líneas rojas punteadas) para 200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad y las isolíneas de oxígeno (líneas negras sólidas) para 1 a 120 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en intervalos de 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$	55
Figura 11. Mapas de distribuciones espaciales de los componentes inorgánicos en los sedimentos superficiales del área de estudio: a) ópalo biogénico (BSi) (g kg^{-1}); b) carbonato de calcio (g kg^{-1}). Batimetría de la zona (líneas rojas punteadas) para 200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad y las isolíneas de oxígeno (líneas negras sólidas) para 1 a 120 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en intervalos de 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$	57
Figura 12. Fotografías del ooze de foraminíferos tomadas de los sedimentos superficiales pertenecientes a las estaciones 32, 33, 34 y 35.....	57
Figura 13. Mapas de distribuciones espaciales de las razones elementales de la MOS del área de estudio: a) Razón C:N; b) Razón C:P; c) Razón N:P; d) Razón BSi:C. Se muestra la batimetría de la zona (líneas rojas punteadas) para 200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad y las isolíneas de oxígeno (líneas negras sólidas) para 1 a 120 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en intervalos de 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$	60
Figura 14. Mapa de distribución espacial de los valores del $\delta^{13}\text{C}$ (‰) de la MOS en el área de estudio. Se muestra la batimetría de la zona (líneas rojas punteadas) para 200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad y las isolíneas de oxígeno (líneas negras sólidas) para 1 a 120 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en intervalos de 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$	61
Figura 15. Representación gráfica de los principales factores y sus correspondientes cargas obtenidas del análisis de componentes principales de las diferentes variables (componentes biogénicos, $\delta^{13}\text{C}$, parámetros texturales, razones elementales y oxígeno): a) Factor 1 vs variables; b) Factor 2 vs variables; c) Factor 3 vs variables.....	63
Figura 16. Razones elementales BSi:C (línea azul) y N:P (línea roja) para las estaciones en el margen oceánico sur-occidental de la PBC.....	85

RESUMEN

El margen continental del Pacífico Nororiental Mexicano es uno de los pocos sitios del océano donde el desarrollo de la zona de oxígeno mínimo (ZOM) permite la preservación y enterramiento de la MO en los sedimentos, debido a su lenta descomposición en la columna de agua sobreyacente al piso oceánico. El objetivo de este trabajo fue determinar y analizar la distribución de componentes biogénicos [carbono, nitrógeno y fósforo orgánico (C_{org} , N_{org} y P_{org}), carbonato de calcio ($CaCO_3$) y ópalo biogénico (BSi)], sus razones elementales y el $\delta^{13}C$ en sedimentos superficiales en la ZOM de la costa sur-occidental de la Península de Baja California, México. Las muestras fueron colectadas en noviembre de 2006 en 37 estaciones diferentes a lo largo de 7 transectos perpendiculares a la costa, y con profundidades de colecta entre 50-500 m, algunas de las cuales se ubicaron dentro y en la frontera de la ZOM. La importancia de este tipo de componentes biogénicos que se depositan y preservan en los sedimentos es que se han utilizado para reconstruir la productividad oceánica en áreas de intensa actividad biológica, así como fluctuaciones en profundidad y latitud de las ZOM ($<30 \mu mol kg^{-1} OD$), debido a un decremento/incremento del flujo de MO. El C_{org} y N_{org} se determinaron mediante un analizador elemental, el P_{org} y BSi se analizaron utilizando métodos colorimétricos por espectrofotometría, el $CaCO_3$ en un coulómetro con unidad de acidificación, y finalmente, el análisis granulométrico que se realizó por difracción de rayos láser. Los resultados indican una tendencia general de estos componentes biogénicos a incrementar hacia mar adentro donde se presentaron las mayores concentraciones y hacia donde la ZOM se intensifica ($C_{org} 145 g kg^{-1}$, $N_{org} 16 g kg^{-1}$, $P_{org} 1547 mg kg^{-1}$, BSi $175 g kg^{-1}$ y $CaCO_3 640 g kg^{-1}$), esto pudo deberse a que en la zona sur y centro la costa estuvo dominada por arena media a gruesa ($>63 \mu m$ hasta $280 \mu m$), y disminuyen hacia tamaños de limos y arcillas ($<63 \mu m$) en las estaciones profundas. En el norte la costa presentó un tamaño de grano $<63 \mu m$ e incrementó hasta arena media en la zona profunda. La distribución espacial del C_{org} y N_{org} fue muy similar, el P_{org} , BSi y $CaCO_3$ mostraron distribuciones más independientes. El P_{org} parece presentar una asociación con los sedimentos ricos en carbonatos. Las altas concentraciones de $CaCO_3$ en el Golfo de Ulloa correspondieron a oozes de foraminíferos que por el tamaño de su concha pueden haber influenciado el tamaño de grano. Los valores de la razón C:N (8-12) y el $\delta^{13}C$ (-24 ‰ a -20 ‰) indicaron que la MO era de origen marino, específicamente fitoplancton. Las razones C:P (192 ± 236), N:P (19 ± 25) y BSi:C (3 ± 3) indicaron que existe una degradación diferencial de los componentes biogénicos, el P_{org} y N_{org} son degradados más rápidamente, seguidos por el C_{org} y finalmente el BSi. Los valores de la razón BSi:C indican que el material orgánico depositado en el sedimento fue generado principalmente por diatomeas. De acuerdo a los resultados se concluye que el contenido C_{org} , N_{org} , P_{org} , BSi y $CaCO_3$ tienden a incrementarse en las zonas más profundas y de menor concentración de oxígeno disuelto, lo que apunta a una mayor preservación de MO depositada en esta área, apoyando la hipótesis que sugiere que las ZOM actúan como sumideros de CO_2 atmosférico no solamente en la forma de C_{org} , sino como carbono inorgánico ($CaCO_3$).

ABSTRACT

The northeastern Pacific continental margin Mexico is one of the few places in the ocean where the development of the oxygen minimum zone (OMZ) allows the preservation and burial of OM in sediments due to its slow decomposition in the overlying water column sea floor. The aim of this study was to determine and analyze the distribution of biogenic components (carbon, nitrogen and organic phosphorus (C_{org} , N_{org} and P_{org}), calcium carbonate ($CaCO_3$) and biogenic opal (BSi)), their elemental ratios and $\delta^{13}C$ in surface sediments in the OMZ of south-west of the peninsula of Baja California, Mexico. The samples were collected in November 2006 at 37 different stations along 7 transects perpendicular to the coast, with depths between 50-500 m collection, some of which were located inside and on the border of the OMZ. The importance of these biogenic components are deposited and preserved in the sediment have been used to reconstruct ocean productivity in areas of intense biological activity, as well as depth and latitude fluctuations in the OMZ ($<30 \mu mol kg^{-1} DO$) due to an increase/decrease MO flow. C_{org} and N_{org} were determined using an elemental analyzer, the P_{org} and BSi were analyzed using colorimetric spectrophotometry, the $CaCO_3$ in a Coulometer with acidification unit, and finally, sieve analysis was performed by laser diffraction. The results indicate a general trend of these biogenic components to increase to sea within which the highest concentrations and where the OMZ is intensified ($C_{org} 145 g kg^{-1}$, $N_{org} 16 g kg^{-1}$, $P_{org} 1547 mg kg^{-1}$, BSi $175 g kg^{-1}$ y $CaCO_3 640 g kg^{-1}$), this might be because in the central and southern coast was dominated by medium to coarse sand ($> 63 \mu m$ to $280 \mu m$), and decreases to sizes of silt and clay ($<63 \mu m$) in the deeper stations. In the north the coast presented a grain size $<63 \mu m$ to increase to medium sand in the deep zone. The spatial distribution of C_{org} and N_{org} was very similar, the P_{org} , BSi and $CaCO_3$ showed independent distributions. The P_{org} seems to be an association with carbonate-rich sediments. High concentrations of $CaCO_3$ in the Gulf of Ulloa correspond to foraminiferal oozes that for the size of the shell may have influenced the grain size. The values of the ratio C:N (8-12) and $\delta^{13}C$ (-24 ‰ to -20 ‰) indicated that the MO was of marine origin, specifically phytoplankton. The reasons for C:P (192 ± 236), N:P (19 ± 25) and BSi:C (3 ± 3) indicated a differential degradation of biogenic components, the N_{org} and P_{org} are degraded rapidly, followed by C_{org} and finally BSi. The reason BSi:C values indicate that the organic material deposited in the sediment was generated mainly by diatoms. According to the results we can conclude that the content C_{org} , N_{org} , P_{org} , BSi and $CaCO_3$ tend to increase in deeper areas and lower dissolved oxygen concentration, suggesting a greater preservation of organic matter deposited in this area, supporting hypothesis that the OMZ act as sinks for atmospheric CO_2 not only in the form of C_{org} , but as inorganic carbon ($CaCO_3$).

GLOSARIO Y ABREVIATURAS

Agua intersticial: Agua que llena los espacios libres entre las partículas (intersticios) de los sedimentos.

Amonificación: Conversión a ion amonio del nitrógeno que en la materia viva aparece principalmente como grupos amino ($-\text{NH}_2$) o imino ($-\text{NH}-$).

Anoxia: No se presenta oxígeno disuelto, los organismos utilizan el oxígeno unido a compuestos.

Bioturbación: Re-exposición de los sedimentos enterrados en la interfase agua-sedimento como resultado de la excavación de los fondos de los cuerpos de agua por los organismos acuáticos.

Bomba Biológica: Conjunto de procesos biológicos fotosintético a través de los cuales el CO_2 es captado por el fitoplancton y las plantas terrestres mediante la fotosíntesis y convertido en materia orgánica. Una parte de este CO_2 utilizado vuelve a la atmósfera cuando las plantas mueren o son comidas por otro animal, pero otra parte se pierde en las profundidades del océano en forma de sedimentos. El hundimiento de estos sedimentos se conoce como "bomba biológica" ya que bombea CO_2 desde la atmósfera hasta el fondo del océano.

BSi: Ópalo biogénico producto de la incorporación metabólica del ácido silícico (H_4SiO_4) por parte de organismos como las diatomeas, radiolarios y silicoflagelados para la construcción de sus paredes externas e internas.

Carbono orgánico particulado: Término aplicado a la materia particulada que es retenida por un tamaño de poro de 0.45 micras en un filtro de membrana.

CC: Corriente de California.

Centros de actividad biológica (CAB): Son áreas costeras pequeñas de dimensiones más o menos constantes, que presentan permanentemente una alta productividad en comparación con las áreas aledañas.

Ciclo biogeoquímico: Se denomina ciclo biogeoquímico al movimiento de cantidades masivas de carbono, nitrógeno, oxígeno, hidrógeno, calcio, sodio, sulfuro, fósforo y otros elementos entre los seres vivos y el ambiente (atmósfera y sistemas acuáticos) mediante una serie de procesos de producción y descomposición.

C_{org}: Carbono orgánico.

CTD: Perfilador de Conductividad, temperatura y densidad.

Desnitrificación: Es un proceso de reducción bioquímico mediante el cual el N de los nitratos (NO₃) es devuelto a la atmósfera como óxido de nitrógeno (N₂O) o como N molecular (N₂).

Diagénesis temprana: Es la suma de todos los mecanismos que causan las transformaciones tempranas en los sedimentos recientemente depositados. Se lleva a cabo principalmente en la parte superior del primer metro de los depósitos e involucra la biosfera- principalmente cambios químicos, remobilización y mezcla.

Flujo de carbono: Es la cantidad de carbono asociado con un componente dado que atraviesa una unidad de área por unidad de tiempo. En este estudio, los valores absolutos se expresan como (mg C m⁻² d⁻¹), mientras que los valores relativos son expresados como el porcentaje del flujo total de carbono absoluto (% C_{tot} m⁻² d⁻¹).

Fotolitotrofos: Aquellos organismos que para llevar a cabo la fotosíntesis requieren de aceptores de electrones inorgánicos reducidos como H₂O, H₂S, H₂S₂O₃, H₂ y SO₃⁻. Utilizan el CO₂ como única fuente de carbono. Entre ellos podemos mencionar las bacterias fotosintéticas, las cianobacterias, algas y plantas que reducen materia inorgánica a partir del agua con desprendimiento de O₂.

Hipoxia: Se refiere a cuando las concentraciones de oxígeno disuelto se encuentran por debajo de ~60-120 μmol Kg⁻¹. Se presentan problemas de estrés o muerte de los organismos.

Isótopo: Formas de un elemento que difieren entre sí en las masas de sus átomos y en las propiedades dependientes de esa masa. Teniendo el mismo número atómico y el mismo número de valencia de electrones, los isótopos ocupan la misma posición en la tabla periódica y tienen propiedades idénticas.

Masas de agua: Se pueden definir como un cuerpo de agua cuyas propiedades físicas la distinguen del agua circundante, entre estas propiedades tenemos a la temperatura, salinidad y características químicas entre otras.

Medio sedimentario: Es una parte de la superficie terrestre que se diferencia física, química y biológicamente de las zonas adyacentes y bajo las cuales se acumula un sedimento.

N_{org}: Nitrógeno orgánico.

Nutriente: Son aquellos componentes de los alimentos que tienen una función energética, estructural o reguladora.

Oozes: Término empleado en sedimentos marinos alejados del continente, estos se caracterizan por que presentan mayor proporción de sedimentos biogénicos que aquellos sedimentos cerca de las márgenes continentales. Cuando los sedimentos oceánicos contienen al menos 30% de partículas biogénicas son llamados Oozes. Dependiendo del tipo de organismo dominante, los sedimentos pueden ser silíceos, dando lugar a los Oozes silíceos, o calcáreos.

PBC: Península de Baja California.

Petagramo: Presenta el símbolo Pg, indica un factor de 10^{15} gramos, lo que es equivalente a 1000 000 000 000 000 (mil billones de gramos).

P_{org}: Fósforo orgánico.

Producción nueva (P_{nueva} , $\text{g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$): Conocida también como carbono orgánico nuevo, y se refiere a la producción de carbono en la zona eufótica resultante de la incorporación por el fitoplancton de nutrientes (en forma de NO_3^- , principalmente) proveniente desde fuera de la zona eufótica.

Producción primaria: Es la energía total fijada por fotosíntesis por las plantas (mg C año^{-1}).

Productividad primaria: Tasa de conversión de CO_2 en materia orgánica por unidad de superficie o volumen ($\text{mg C m}^2 \text{ h}^{-1}$ ó $\text{mg C m}^3 \text{ h}^{-1}$).

Producción regenerada (Preg): conocida también como producción de carbono regenerado constituye la producción remanente resultado de la asimilación de especies nitrogenadas como el amonio, proveniente del reciclamiento de nutrientes dentro de la zona eufótica.

Quimiolitotrofos: Son los organismos cuya energía en forma de ATP la obtienen de la oxidación de compuestos inorgánicos ó elementos, como por ejemplo S^0 , H_2 , NH_4^+ , NO_2^- , NH_2OH y Fe^{2+} . Son pocos organismos procariotas los que poseen este tipo de metabolismo. Su fuente de carbono es el CO_2 , es decir, son autótrofos.

Razón C:N: Es el cociente de la concentración molar de carbono hacia el nitrógeno. Altos valores sugieren que la materia orgánica es degradada o de origen terrestre, valores entre 6-12 nos indican si corresponden a un origen marino.

Razón Redfield. Es el cociente del promedio molar del carbono hacia los dos principales nutrientes en la materia orgánica (nitrógeno y fósforo) es: 106:16:1 (C: N: P) y de los cambios relativos en las concentraciones de los nutrientes disueltos.

Remineralización: Se refiere a la resolución de las partes duras o la degradación de materia orgánica particulada que provoca la solubilización de nutrientes.

SCC: Sistema de la Corriente de California.

Sedimentos biogénicos: El término sedimento biogénico se usa más para las partes duras calcáreas, silíceas y fosfatadas. Los organismos producen sedimentos en la forma de conchas, otros materiales esqueléticos y materia orgánica.

Sedimentos terrígenos o litogénicos: Término empleado para denominar a los sedimentos provenientes de la meteorización y la erosión de rocas continentales.

Subóxicos: Condiciones con concentraciones de oxígeno debajo de $10 \mu\text{mol Kg}^{-1}$. Se puede dar la utilización del oxígeno de los NO_3^- como aceptor de electrones.

Surgencias: Se caracterizan por el acarreo de agua sub-superficial hacia la superficie del mar, las aguas transportadas por la surgencia están caracterizadas por baja temperatura y alto nivel de nutrientes.

Termoclina: Es aquella zona de la capa superficial del océano en la cual la temperatura del agua del mar tiene una rápida disminución en sentido vertical, con poco aumento de la profundidad.

Transporte de Ekman: El transporte de masas de Ekman es definido como el estrés del viento dividido por la fuerza de Coriolis. Es decir, el estrés del viento hacia el ecuador en la superficie del océano, en conjunto con el efecto de rotación de la tierra, causa que las capas de agua superficial se muevan lejos de la costa occidental de las masas de tierra continental. La profundidad a la cual se aprecia este transporte fuera de la costa es llamada capa superficial de Ekman y es generalmente a 50 a 100 m de profundidad.

Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM): Son regiones del océano que presentan muy bajas concentraciones de oxígeno disuelto menor a $22 \mu\text{M}$ a profundidades intermedias en la columna de agua (50-1000 m) producidas por el efecto combinado de la circulación restringida o una alta tasa de respiración de la materia orgánica que sedimenta desde las capas superficiales.

1. INTRODUCCIÓN

El ciclo global del carbono es uno de los ciclos biogeoquímicos más importantes en la Tierra porque vincula las formas inorgánicas más básicas del carbono con sus formas más complejas en los organismos. Este ciclo ha sido objeto de estudio desde hace tiempo y recientemente, ha llamado la atención mundial debido a su posible impacto en el clima y el océano, ya que el CO₂ es el principal gas con efecto de invernadero y su aumento tiene consecuencias climatológicas potenciales en el calentamiento global y en el proceso que se ha denominado acidificación del océano (Feely *et al.*, 2008). Berger (1992) encontró una fuerte correlación entre el incremento del CO₂ atmosférico y el aumento de la población humana en los años 1880 y 1990. El aumento del CO₂ en la atmósfera debido a las actividades antropogénicas han interferido fuertemente en los ciclos biogeoquímicos del carbono, nitrógeno y fósforo y han generado un cambio substancial de formas químicas en la tierra y en la atmósfera (Chen-Tung *et al.*, 2003; Feely *et al.*, 2008). Sin embargo, el incremento atmosférico de la concentración de CO₂ sirvió para alertar a la comunidad científica mundial de la grave falta de conocimientos acerca del ciclo global del carbono. Aún ahora las nociones básicas como la magnitud de los reservorios, los flujos de carbono entre los sistemas atmósfera-océano-continente y los procesos fundamentales del ciclo del carbono son pobremente comprendidos.

Como respuesta ante la creciente preocupación debido a las predicciones relacionadas con el calentamiento global, los países industrializados han generado programas internacionales orientados al estudio del ciclo global del carbono terrestre, mientras que algunos de estos programas enfocaron su atención al ciclo del carbono en el medio marino (e. g., Programa del ambiente marino del Pacífico, Laboratorio-Dióxido de Carbono “PMEL CO₂” y el Laboratorio Oceanográfico y Meteorológico del Atlántico “AOML-GCC”, así como JGOFS, algunos de estos ya han concluido, mientras que otros continúan pero con nombres diferentes; Romero-Ibarra, 2005; Boyd y Trull, 2007). El ciclo del carbono es típicamente dividido en dos componentes. El primero es la bomba biológica, que afecta la redistribución de elementos biológicamente activos como el carbono, nitrógeno y sílicio dentro de las aguas oceánicas. El segundo es la remoción de estos elementos mediante su enterramiento

en los sedimentos. Estos dos componentes del ciclo del carbono juntos controlan muchos parámetros químicos en el océano, incluyendo el pH oceánico y la presión de CO₂ ($p\text{CO}_2$) de la atmósfera (Cowie *et al.*, 2009).

El ciclo del carbono disuelto y los químicos asociados (tales como el oxígeno, nitrógeno y fósforo) en el océano es conducido por la vida y la muerte del fitoplancton. Gran parte de la actividad fotosintética en la biosfera es llevada a cabo por el fitoplancton marino (unos 40 Pg C/año), el cual vive en las primeras decenas de metros de la superficie oceánica, en la zona eufótica, donde se encuentra disponible la intensidad luminosa, necesaria para el proceso fotosintético (Archer, 2003; Falkowski *et al.*, 2003). El efecto geoquímico neto de la fotosíntesis en el océano es convertir los constituyentes disueltos a partículas, piezas de material sólido que pueden dejar el fluido del cual se formaron para hundirse. El fitoplancton es consumido por el zooplancton, el cual metaboliza el alimento, respira y devuelve al agua parte del CO₂, pero produce también residuos orgánicos que caen hacia el fondo del mar en forma de pelotitas fecales, materia orgánica blanda, esqueletos y caparazones del propio plancton muerto, hechas de carbonato de calcio que van cayendo hacia las profundidades (como una especie de nieve marina) restando continuamente carbono a la zona superficial del océano. Eso hace que disminuya la presión del dióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) del agua superficial y que, para lograr un equilibrio, el mar absorba CO₂ atmosférico, por lo que la concentración atmosférica de CO₂ disminuye cuando aumenta la productividad biológica marina (Archer, 2003; Honda, 2003).

Como partículas en hundimiento, durante su caída hacia las profundidades, casi toda la materia orgánica blanda es engullida y oxidada por microorganismo heterotróficos, que también respiran y exhalan CO₂. Otra parte de esta materia orgánica en hundimiento alcanza el piso marino para ser degradada en los sedimentos o ser enterrada en el piso oceánico. Esta combinación de remoción de la superficie oceánica y la adición a las profundidades mantiene altas concentraciones de elementos bioactivos y compuestos (C, PO₄, Si, Fe y Cd) en la profundidad en comparación con la superficie (Archer, 2003; Honda, 2003; Montalvo, 2006). Así

pues, la exportación de carbono orgánico desde la zona eufótica hacia las profundidades del océano es lo que suele llamarse “bombeo biológico” (Boyd y Trull, 2007; Honjo *et al.*, 2008).

El rápido hundimiento del material particulado vincula la capa superficial con el fondo del océano. La llegada de fitoplancton relativamente fresco, de zooplancton y de detritus orgánico al piso marino representa la principal fuente de energía y aporte de alimento para el bentos. La subsiguiente mineralización conduce a las transformaciones químicas dentro de los sedimentos durante la diagénesis temprana y el regreso de muchos nutrientes y otros productos metabólicos hacia la columna de agua. La transferencia hacia arriba de estos últimos determina, en parte, el sustento que eleva los niveles de productividad primaria en la zona eufótica y a escalas moderadas de tiempo, esta “producción nueva” es balanceada por la pérdida de una cantidad equivalente de carbono particulado a través del hundimiento (Eppley y Peterson, 1979; Honda, 2003; García-Villalobos y Escobar-Briones, 2007).

En general, los flujos de carbono orgánico en el océano profundo son menos variables que los flujos exportados del océano superficial; en otras palabras, las regiones más productivas tienden a ser relativamente menos eficientes en el hundimiento de partículas hacia el océano profundo que las regiones menos productivas. Algunos estudios se han enfocado en el papel que desempeñan los materiales más pesados, como el CaCO_3 , ópalo biogénico ($[\text{Si}_n\text{O}_{2n-(nx/2)}(\text{OH})_{nx}]$) y las arcillas, materiales que actúan como lastre, en el transporte de materia orgánica hacia el fondo (Martin-Jézéquel *et al.*, 2000; Archer, 2003; Honda, 2003; Ingalls *et al.*, 2004; Honjo *et al.*, 2008).

La acumulación de material sedimentario en el piso marino y en tiempos de alta sedimentación, e. g., después de un florecimiento fitoplanctónico, se puede formar una capa rica en partículas de materia orgánica sobre la superficie del sedimento, alterando las condiciones físicas y químicas en esta capa (Honda, 2003; Falkowski *et al.*, 2003). En las capas de agua profunda por debajo de los 1500 m la materia orgánica parece no ser afectada por el consumo biótico, habiendo una remineralización substancial de este material y sus características en el piso marino.

Generalmente, más del 90% del carbono orgánico que alcanza el piso marino es remineralizado y solo una pequeña fracción residual es enterrada en los sedimentos. Donde queda aislado del oxígeno atmosférico, no se oxida y se fosiliza. El carbono queda allí atrapado, sin poder oxidarse, en decir, sin que pueda efectuarse por completo su restitución al aire. La comunidad que habita en sedimentos profundos parece estar bien adaptados a los aportes pequeños de comida y de poca calidad, además de que poseen capacidades específicas para utilizar este material. La interfase agua-sedimento comprende pocos centímetros de agua por arriba de los sedimentos, donde se incrementa considerablemente la concentración de partículas sedimentarias resuspendidas y se eleva la actividad bacteriana, unos cuantos centímetros por encima del sedimento se presenta una alta actividad biológica, en sedimentos en zonas profundas, la alta actividad biológica se encuentra por encima de los dos primeros centímetros del sedimento y va declinando hasta los 5 o 10 cm, debajo de los cuales la actividad biológica es muy baja (Lochte *et al.*, 2003; Paropkari, s/a; Valdés *et al.*, 2009)

En la actualidad el enterramiento del carbono orgánico representa solamente 0.05 Pg C a^{-1} de un total de más de 100 Pg C a^{-1} , producido en la fotosíntesis, acaba en los sedimentos y de ese, el $\sim 0.06 \text{ Pg C a}^{-1}$ es enterrado en los márgenes continentales (Muller-Karger *et al.*, 2005). La producción neta de oxígeno debida a este proceso es también muy pequeña. Ya que por cada átomo de C enterrado, con un peso atómico de 12, queda libre una molécula de O_2 , con un peso atómico de 32, la producción neta de oxígeno al año es $0.05 \times (32/12) = 0.13 \text{ Pg}$, cantidad pequeña, si la comparamos con el oxígeno existente en la atmósfera, $1\,100\,000 \text{ Pg}$ (Archer, 2003). Si se considera al ciclo del carbono como un ciclo estable, los mayores flujos de carbono en el medio marino deben incluir: 1) el flujo de carbono de la biosfera terrestre hacia los océanos por medio de ríos ($1\text{-}1.4 \text{ Gt C a}^{-1}$) (Chen-Tung *et al.* 2003); 2) la absorción del CO_2 por el reservorio de aguas frías superficiales ($90 \text{ Gt C m}^2 \text{ a}^{-1}$); 3) la liberación de CO_2 del reservorio de aguas cálidas superficiales ($90 \text{ Gt C m}^2 \text{ a}^{-1}$); 4) el hundimiento de carbono hacia el océano profundo y su transporte de regreso hacia el ecuador a través de formación de aguas frías de superficie cerca de los polos ($96.2 \text{ Gt C m}^2 \text{ a}^{-1}$); y 5) el transporte vertical de carbono desde las aguas

profundas hacia la superficie principalmente por surgencias ($105.2 \text{ Gt C m}^2 \text{ a}^{-1}$). Es importante considerar también los flujos menores, los cuales incluyen: 1) el transporte hacia abajo de carbono por la bomba biológica, e. g., el hundimiento de carbono particulado aportado por las actividades de la biota de aguas frías ($4 \text{ Gt C m}^2 \text{ a}^{-1}$) y la de aguas cálidas ($6 - 10 \text{ Gt C m}^2 \text{ a}^{-1}$); 2) el transporte horizontal por advección, que mueve aguas cálidas de superficie y carbono hacia regiones polares ($10 \text{ Gt C m}^2 \text{ a}^{-1}$); y finalmente 3) la sedimentación del carbono sobre el piso marino y posterior almacenamiento en rocas sedimentarias ($0.6 \text{ Gt C m}^2 \text{ a}^{-1}$). Con relación a lo anterior se puede considerar que los mayores reservorios de carbono son los depósitos sedimentarios ($1 \times 10^6 \text{ Gt C}$ y el océano profundo $38,000 \text{ Gt C}$; Romero-Ibarra, 2005). En base a lo anterior, es lógico pensar que los océanos desempeñan un papel fundamental en el ciclo del carbono, en el que interactúan la atmósfera, el ambiente físico y los organismos vivos.

La interacción entre el hombre y el océano es más importante a lo largo de $6 \times 10^5 \text{ km}$ de litoral con que cuenta el planeta. La zona costera es el sitio de transición entre los ambientes terrestre y oceánico; presenta una amplia diversidad de tipos geomorfológicos que constituyen ecosistemas muy diversos, cada uno de ellos afectado por una gran variabilidad de factores físicos y bioquímicos (Cifuentes *et al.*, 1997; Chen-Tung *et al.*, 2003; Escobedo-Urías *et al.*, 2007). Las margenes oceánicas, incluyendo cuerpos costeros, son lugares donde se tiene, al menos, la mitad de la productividad primaria oceánica y en estos sitios ocurre una alta tasa de producción de carbono orgánico (C_{org} ; Walsh, 1991; Gattuso *et al.*, 1998; Lui *et al.*, 2000; Chen-Tung *et al.*, 2003). No obstante su importancia global, son pocos los estudios donde se reconoce la contribución de las zonas costeras a los flujos de carbono y nutrientes. Actualmente, se considera que más del 90% de todo el carbono orgánico que es enterrado en el océano, ocurre en los margenes continentales. Enterramiento intrínsecamente ligado a los ciclos biogeoquímicos de otros elementos (tales como N, P, S, Fe y Mn) y a escalas de tiempo geológicas, que controlan la permanencia de componentes orgánicos e inorgánicos (C_{org} , N_{org} , P_{org} , BSi , CaCO_3) en los sedimentos marinos, además de que regula en gran medida el contenido de oxígeno en la atmósfera (Hartnett *et al.* 1998, Sánchez y Carriquiry, 2007a, b). La

zona costera tiene además una gran importancia económica y ambiental, ya que es utilizada para la pesca, la acuicultura, la extracción de minerales, el desarrollo industrial, la producción de energía, la recreación y, adicionalmente, para la disposición de residuos (Cifuentes *et al.*, 1997; Escobedo-Urías *et al.*, 2007).

El estudio de los flujos y contenidos de C_{org} en regiones particulares del océano como las zonas de oxígeno mínimo (ZOM: regiones donde la concentración de oxígeno disuelto es tan baja que no puede ser detectado con técnicas convencionales) han hido en aumento, debido a que se han considerado como sumideros o reservorios potenciales de CO_2 atmosférico en forma de material orgánico o inorgánico, donde las bajas concentraciones de oxígeno disuelto han resultado en un enriquecimiento de componentes orgánicos en áreas en contacto con las ZOM (e. g. Paropkari, *s/a*; Graco *et al.*, 2007; Sánchez y Carriquiry, 2007a,b; Thunell *et al.*, 2008; Valdés *et al.*, 2009; Cowie *et al.*, 2009). Motivo por el cual han hido cobrando importancia en las últimas décadas, ya que éstas se encuentran asociadas a zonas de surgencias costeras con una elevada productividad primaria (Hartnett *et al.*, 1998; Stramma *et al.*, 2008). En México son pocos los estudios que se han realizado referentes a contenido y composición de la materia orgánica que es depositada en la ZOM del Pacífico Nororiental Mexicano (PNOM), especialmente en una zona de alta productividad biológica como lo es la costa sur-occidental de la Península de Baja California donde se presenta la influencia también del sistema de la Corriente de California (SCC) (e. g. Hartnett *et al.*, 1998; van Geen *et al.*, 2003; Silverberg *et al.*, 2004; Sánchez y Carriquiry, 2007a). El presente trabajo se desarrollo en esta línea de investigación.

2. ANTECEDENTES GENERALES

2.1. Sedimentos marinos

Los sedimentos marinos están formados por una mezcla de material detrítico de diversos tamaños, frecuentemente compuestos a partir de sedimentos continentales preexistentes junto a minerales derivados de la precipitación química de las sales presentes en el agua de mar y por residuos de actividad orgánica en la columna de agua. Los sedimentos más abundantes en el medio marino son los terrígenos y biogénicos. De menor abundancia son los sedimentos hidrogénicos entre los cuales están los nódulos de manganeso que se precipitan en los planos abisales y los nódulos de fosforita que ocurren en las margenes continentales, y los metalíferos en las zonas hidrotermales. Los sedimentos terrígenos (o litogénicos) provienen de la meteorización y la erosión de rocas continentales. Los sedimentos biogénicos son producidos por organismos constructores de conchas, entre los que se destacan la calcita y el ópalo biogénico. En conjunto, la naturaleza de estos materiales es extraordinariamente variable por causa de: 1) la diversidad de agentes dinámicos de transporte: corrientes oceánicas, corrientes de marea, aportes fluviales y eólicos, entre otros; 2) la proximidad al continente de donde proceden los aportes detríticos, que hace que éstos no lleguen a homogeneizarse en el transporte; 3) la profundidad que influye en la sedimentación de materiales de origen orgánico; y 4) la plataforma continental que ha estado sometida a transgresiones y regresiones durante los últimos cambios del nivel del mar.

2.1.1. Sedimentos litogénicos o terrígenos

Su nomenclatura más general depende del tamaño de grano, y pueden clasificarse como grava (2 a 256 mm), arena (63 micras a 2 mm), limo (4 a 63 micras) y arcilla (<4 micras) (Lambe y Whitman, 1997). El tamaño de grano de los sedimentos se estudia por medio de la separación de las fracciones de distintos tamaños (tamizado), la medición de la velocidad de asentamiento de las partículas (método de la pipeta y del hidrómetro) y contadores ópticos (contador Coulter). El primer método se usa principalmente para las arenas, los dos últimos para los lodos

(limos y arcillas). Las unidades de medición del tamaño de las partículas sedimentarias pueden ser del sistema métrico (cm, milímetros o micrómetros), el tamaño de malla del tamizado o unidades Phi (Φ) que son iguales a:

$$\phi = -\log_2 S, \text{ donde } S \text{ es el tamaño en mm.}$$

La distribución en % peso y % acumulado de cada muestra de sedimentos indicará la distribución estadística de los tamaños de grano en cada sedimento. De esta distribución es posible medir parámetros texturales como la media (tendencia central, promedio del tamaño en la muestra), la mediana (tamaño que divide el 50% de la muestra), la moda (tamaño de mayor abundancia), la bimodalidad (si se presentan varios tamaños de mayor abundancia), la selección (mide la dispersión, o sea qué tan dispersa está la muestra respecto al tamaño de grano), la asimetría (mide las colas de la distribución hacia los gruesos (-) o hacia los finos (+)) y la curtosis (mide la forma de la distribución) (McManus, 1988). Aunque en el océano pueden presentarse gravas (en el caso de glaciares o arrecifes de coral), la mayor parte de los sedimentos marinos son arenas, limos y arcillas. A medida que el sedimento es transportado por las corrientes fluviales o litorales, tiende a seleccionarse por su tamaño. Los granos más gruesos, que sólo se transportan en flujos turbulentos, tienden a depositarse primero que los granos más finos. Por ejemplo, las arcillas pueden permanecer en suspensión por largos períodos de tiempo y ser transportadas grandes distancias antes de ser depositadas. Las arenas comúnmente consisten de fragmentos de roca y minerales como cuarzo, feldespato, mica y otros, principalmente aluminosilicatos. El cuarzo es el mineral más resistente a la abrasión y a la disolución, por tanto las arenas muy re trabajadas lo contienen en abundancia. Los primeros minerales que se desintegran son los minerales ricos en hierro. El feldespato también es susceptible a destrucción química. Las áreas fuente y la historia de dispersión de las arenas pueden ser estudiadas a partir de la composición de los minerales pesados (densidad mayor a 2.8 g/cm³, por ejemplo hornblenda, piroxeno, olivino, magnetita, ilmenita, rutilo). La asociación de minerales densos permite hacer mapas de provincias que dan claves sobre la fuente, la acción

de corrientes de plataforma y las rutas de transporte (e. g., Carriquiry y Sánchez, 1999; Carriquiry *et al.*, 2001).

Mientras que las arenas son típicas de los depósitos costeros y de plataforma, los limos son muy característicos del talud y elevación continental, aunque también ocurren en lugares muy tranquilos de la plataforma. Las arcillas por su parte son abundantes en las plataformas, talud y el mar profundo, indicando ambientes de baja energía (e.g., Carriquiry y Sanchez, 1999; Carriquiry *et al.*, 2001). Las grandes áreas superficiales de estas partículas les confieren propiedades químicas especiales. Por ejemplo, son capaces de absorber un gran número de sustancias y reaccionar con los iones del agua del mar e intersticial. Los sedimentos arcillosos en regiones de alta sedimentación son comúnmente ricos en materia orgánica, en parte porque esta materia se adhiere a la arcilla durante la depositación y en parte porque los ambientes tranquilos necesarios para la depositación de arcillas son también propicios para la depositación de las partículas orgánicas (De Pablo, 1964; Juárez-Badillo y Rico-Rodríguez, 1974).

2.1.2. Sedimentos biogénicos

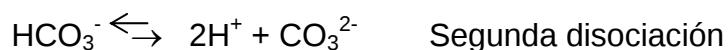
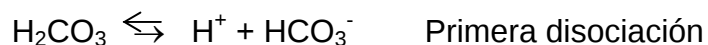
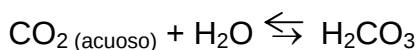
Los organismos producen sedimentos en la forma de conchas, otros materiales esqueléticos y materia orgánica. El término sedimento biogénico se usa más para las partes duras calcáreas, silíceas y fosfatadas. Virtualmente todo el carbonato de calcio depositado en el piso marino es biogénico. En la plataforma estos sedimentos calcáreos son principalmente restos y esqueletos de organismos bénticos (e. g., corales, algas calcáreas, foraminíferos), mientras que en el talud y hacia fuera de la costa comienza a aumentar la proporción de restos de organismos planctónicos (cocolitofóridos, pterópodos y foraminíferos) hasta ser totalmente dominantes. Los esqueletos opalinos también son importantes e igualmente son de proveniencia béntica en la plataforma (esponjas) y planctónica hacia fuera (diatomeas, radiolarios y dinoflagelados) (Kennett, 1982). Cuando se da la dominancia de un sedimento calcáreo o uno silíceo se denominan como oozes. Los oozes no hacen referencia a un sedimento como tal, sino a su origen, ya que son primariamente biogénicos, compuestos por restos de plancton. En base a esto

cualquier sedimento formado por más del 30% de restos esqueléticos microscópicos, se considera un ooze. Cualquiera que sea su proveniencia, todos los sedimentos pelágicos se acumulan extremadamente lento a unos cuantos centímetros por milenio. Los oozes calcáreos, están compuestos primariamente por conchas (foraminíferos, cocolitofóridos o pterópodos) y es uno de los sedimentos pelágicos más común, cubriendo el 48% del fondo del océano. Este tipo de ooze está limitado a profundidades por encima de la profundidad de compensación de los carbonatos. Los oozes silíceos se encuentran compuestos por restos de plancton con caparazones de sílice, como las diatomeas y los radiolarios, están limitados a áreas con una alta productividad biológica, zonas polares y zonas de surgencias costeras cerca del ecuador. Es el sedimento menos común, cubre el 15% del piso oceánico (Kennett, 1982; Garrison, 2007).

2.1.2.1. Producción y exportación de CaCO_3

2.1.2.1.1. Calcita y aragonita

La precipitación de CaCO_3 no está confinado a un grupo filogenéticamente distintivo de organismos (Falkowski *et al.*, 2003). Muchas fases minerales son producidas por el fitoplancton y exportada hacia el océano profundo, asociadas a una producción y exportación análoga de materia orgánica, y el primero de ellos es el CaCO_3 (Archer, 2003). El CO_2 , al igual que otros gases, es soluble en agua. Sin embargo, a diferencia de muchos otros gases (e. g., oxígeno), reacciona con el agua para formar varias especies iónicas y no iónicas (conocidas colectivamente como carbono inorgánico disuelto) para obtener un equilibrio. Se trata de dióxido de carbono disuelto libre ($\text{CO}_{2\text{acuoso}}$), ácido carbónico (H_2CO_3), bicarbonato (HCO_3^-) y carbonatos (CO_3^{2-}) y que interactúan con el agua de mar de la siguiente manera:



El balance entre estas especies carbonatadas (lo que en última instancia afecta la solubilidad del CO_2) depende de diferentes factores, como el pH, la

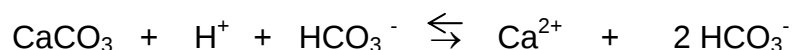
temperatura y la presión. En el agua de mar está regulado por la fuerza iónica, que afecta la actividad de los iones de los componentes principales del agua de mar (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} , Br^-) (Raven y Falkowski, 1999; Caldeira y Wickett, 2003; Jury, 2008). El CaCO_3 comprende dos fases minerales: la calcita y la aragonita, ésta última es más soluble que la primera. La solubilidad de la calcita depende de las concentraciones de magnesio; altas concentraciones de magnesio genera una solubilidad más alta, por lo tanto el mineral dominante en los sedimentos del océano profundo es calcita baja en magnesio, que es la forma menos soluble. La calcita es termodinámicamente estable en la superficie del océano en la mayor parte del mundo, así como a varios kilómetros de profundidad, además de que este tipo de sedimento pueden poseer un elevado contenido de fósforo biodisponible debido a la capacidad que tienen los sedimentos carbonatados de retener fósforo inorgánico (Archer, 2003; Montalvo, 2006). Es importante mencionar que de forma general el hundimiento de CaCO_3 en el océano profundo tiende a correlacionarse con los flujos de materia orgánica. Sin embargo, la producción de CaCO_3 decrece dramáticamente cuando la temperatura superficial cae por debajo de los 10°C aproximadamente. Esto podría ser porque la solubilidad de CO_2 gas incrementa con el decremento de temperatura, causando bajas concentraciones de CO_3^{2-} y un desequilibrio químico del pH (Archer, 2003; Alvarez-Borrego, 2007).

2.1.2.1.2. Razón C_{org} :producción de CaCO_3

La clásica estimación de 4 moles de materia orgánica por mol de CaCO_3 , fue derivada a partir de gradientes relativos de alcalinidad (principalmente a partir del CaCO_3 disuelto) y algunos proxy para la degradación de carbono orgánico, tal como el nitrato o CO_2 total corregido para CaCO_3 . Sin embargo, esta estimación es sensible a la escala de profundidad de la partícula en degradación en la columna de agua. La materia orgánica se degrada más rápidamente que el CaCO_3 se disuelve, entonces mucha de la materia orgánica, que se produce, se degradará en la superficie a unos cuantos cientos de metros en la columna de agua, donde su impacto sobre los gradientes químicos en la superficie/fondo sería pequeño que si se degradará en el fondo (Archer, 2003; Alvarez-Borrego, 2007).

2.1.2.1.3. Redisolución del CaCO₃ en la columna de agua

Una fracción significativa del CaCO₃ producido en la superficie del océano alcanza el piso marino, para acumularse o disolverse en los sedimentos. Tradicionalmente se creía que la disolución del CaCO₃ en la columna de agua era insignificante, lo que era consistente con su estabilidad termodinámica. En contraste a la degradación de la materia orgánica, la disolución del CaCO₃ en los sedimentos se basa en la disolución abiótica, que en principio, tiende a ser más conservativa a través de las regiones del océano. Una complicación es que la disolución del CaCO₃ en el agua de mar abarca múltiples reacciones químicas:



La pérdida total de CaCO₃ en su fase sólida es determinada por la suma de estas reacciones (Ingalls *et al.*, 2004; Alvarez-Borrego, 2007). Resultados de trampas de sedimento en diferentes partes del mundo (e. g. Mar del Norte, Pacífico Norte, Cuenca de Panama y Mar Negro) a diversas profundidades (desde unos cientos hasta miles de metros) sugieren que el CaCO₃ sobrevive relativamente intacto su viaje a través de la columna de agua en el océano, además de que no se muestra una cierta tendencia hacia el decremento del flujo de CaCO₃ con la profundidad (e. g. Asper, 1985; Cadée, 1985; Archer, 2003;)

2.1.2.2. Producción y exportación de ópalo biogénico (BSi)

La segunda fase mineral más importante de la bomba biológica es el ópalo biogénico ([Si_nO_{2n-(nx/2)}(OH)_{nx}]). El sílice es aportado a los océanos por el intemperismo de las rocas continentales (Sánchez *et al.*, 2008). Los caparazones de ópalo son producidos por las diatomeas, una microalga marina, y los radiolarios, un protista heterótrofo a gran escala (Archer, 2003, Bauerfeind y Bodungen, 2006). La producción de BSi es limitada por la disponibilidad de sílice disuelto, en la forma de ácido silícico, H₄SiO₄, y debido al alto grado de subsaturación el ópalo biogénico particulado, en forma de frústulas de las diatomeas, tiende a disolverse en la columna de agua durante su descenso y solamente un pequeño porcentaje del sílice particulado generado en la capa superficial de la columna de agua alcanza

finalmente el piso (Bauerfeind y Bodungen, 2006; Honjo *et al.*, 2008; Sánchez *et al.*, 2008). Mientras que esta demanda está generalmente atribuida a diatomeas y radiolarios (un grupo de protistas no fotosintéticos que construyen sus caparazones con sílice, los cuales no están relacionados con las diatomeas), el sílice puede ser también precipitado por esponjas y otros protistas. Como un grupo funcional, los que precipitan sílice son identificados por su firma geoquímica en los sedimentos y por la química del sílice en el océano (Falkowski *et al.*, 2003). En general, las diatomeas parecen estar adaptadas a condiciones inestables, turbulentas y cambiantes en la columna de agua. Las diatomeas se encuentran típicamente en aguas costeras, donde encuentran grandes cantidades de nutrientes. La exportación de diatomeas desde la superficie del océano ha sido correlacionada con la exportación de carbono, y se ha propuesto que quizá las diatomeas grandes, de hecho, dominan la exportación del carbono orgánico (Honjo *et al.*, 2008; Sánchez *et al.*, 2008). Esta consideración se generó debido a un paradigma donde se propone que aportes importantes de sílice podrían estimular el crecimiento y generar un aumento de estos organismos, ocasionando una disminución de los nutrientes (NO_3^-) en la zona superficial del océano limitando el crecimiento de los cocolitofóridos, quienes producirían CaCO_3 (Archer, 2003).

2.1.2.2.1. Hundimiento y redisolución de BSi

La disolución del BSi y su hundimiento a través de la columna de agua es otro tópico de investigación y discusión. El Océano del Sur es un depósito importante de SiO_2 en sedimentos marinos profundos, y forma de una banda con alto contenido de ópalo en los sedimentos, conocida como la banda de ópalo. Desde el punto de vista de Nelson *et al.* (1995) y Archer (2003), la intensidad del enterramiento de ópalo en esta zona no es debido a las altas tasas de producción de ópalo, pero se presenta una alta eficiencia de transferencia de ópalo al piso marino en esa región. La presencia de sedimentos de este tipo indica un cúmulo de condiciones especialmente favorables, como son pH bajo, poco oxígeno y baja concentración de calcio. En otras condiciones las membranas silicificadas de las diatomeas se disuelven con rapidez. En el caso de las diatomeas de membranas poco silicificadas, como las planctónicas, se destruyen mucho antes que las de membrana gruesa (e.

g., *Chaetoceros*). Las membranas de algunas diatomeas de apariencia delicada (e. g., *Ethmodiscus*) tienen una gran resistencia. El resultado es que las formas de membranas más resistentes (e. g., *Melosira*) están relativamente sobre representadas en los sedimentos. Las células más grandes de las especies de diatomeas tienen más sílice que células más pequeñas, porque tienen un mayor tamaño físico de la frústula, por ejemplo una célula pequeña como *Thalassiosira pseudonana* tiene 1.4 a 1.9 Pg Si/célula; una célula grande como *Coscinodiscus* tiene entre 4.5-104 Pg Si/célula (Figura 1; Margalef, 1974; Martin-Jézéquel *et al.*, 2000).

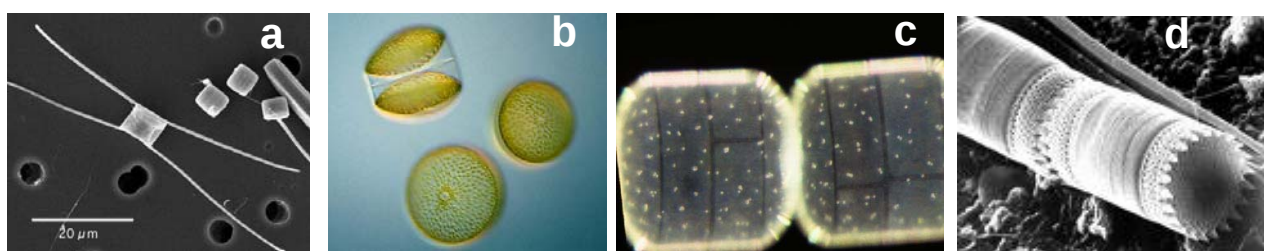
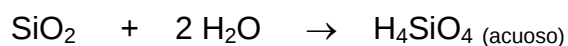


Figura 1. Imágenes de diferentes tipos de diatomeas: a) *Chaetoceros* spp.; b) *Coscinodiscus* spp.; c) *Ethmodiscus* spp.; d) *Thalassiosira* spp.

Es importante mencionar también que el ópalo biogénico es sensible a las temperaturas extremas, por lo que se disuelve rápidamente en aguas cálidas, lo que explica en cierta forma la eficiencia de transporte a piso marino en las aguas frías del Océano del Sur, un factor adicional, que debe considerarse son los ciclos estacionales de los organismos fitoplanctónicos y por lo tanto de la producción primaria (Archer, 2003; Honjo *et al.*, 2008). La disolución del BSi en los sedimentos parece ser más simple que la de la materia orgánica, la cuales es conducida biológicamente, o la del CaCO_3 , la cual presenta un acoplamiento entre el pH del agua intersticial y la respiración del carbono orgánico; la reacción de disolución del BSi es la siguiente:



Así mismo, el H_4SiO_4 (acuoso) puede ser afectado por la reacción de disociación:



la constante de equilibrio para esta reacción se hace insignificante en el agua de mar (Figura 4). La concentración asintótica de ácido silícico en el agua intersticial en contacto con la fase sólida del ópalo debe reflejar la solubilidad de este. Trabajos recientes han encontrado una correlación entre la concentración asintótica del sílice (equilibrio) y la concentración de aluminio en la fase sólida del sedimento, racionalizando que el decremento de la solubilidad como una función de la formación de aluminosilicatos en la superficie del ópalo (Del Amo y Brzezinski, 1999; Archer, 2003).

2.2. Sedimentación en las margenes continentales

Los sedimentos terrígenos que son transportados hasta el océano son distribuidos en éste por la circulación y dinámica oceánica. La velocidad de sedimentación en las margenes continentales es variable, pero casi siempre es mayor que en el océano profundo. Cerca de las bocas de grandes ríos pueden acumularse varios m de sedimento cada mil años (más de 1mm por año). Además de sedimentos terrígenos, las margenes continentales contienen sedimentos biogénicos. La productividad orgánica en aguas costeras generalmente es alta y los restos esqueletales de organismos tanto bénticos como planctónicos se mezclan con los sedimentos terrígenos y se diluyen en ellos. En los ecosistemas acuáticos, los sedimentos juegan un importante papel en la degradación de la materia orgánica y el reciclamiento de los nutrientes, además de que en los sedimentos marinos costeros la penetración de oxígeno y los procesos de descomposición aeróbicos están generalmente limitados a unos pocos milímetros de la capa superficial, y por debajo de esta zona óxica la descomposición de la materia orgánica ocurre por medio de una gran variedad de procesos anaeróbicos (Muller-Karger *et al.*, 2005; Montalvo, 2006).

2.2.1. Sistemas recicladores

Son plataformas amplias y con tiempos de residencia relativamente largos, presentan aportes importantes de agua dulce que en combinación con la fuerza del

viento y la mezcla de las mareas, resulta en fuertes surgencias y mezcla vertical. Debido a los aportes de nutrientes externos, este tipo de plataformas tienden a ser autotróficas, e. g., la producción biológica excede la respiración. Los ríos pequeños, sin embargo, actúan como trampas de sedimento en bahías y estuarios, donde la turbidez disimula la producción primaria. En esos casos, la respiración de la materia orgánica asociada con estos sedimentos tiende a empujar el sistema hacia un sistema heterotrófico; en otras palabras, la respiración de la materia orgánica excede la producción. El Mar del Este de China y el Mar del Norte son los márgenes de reciclamiento más estudiados en el mundo (Chen-Tung *et al.*, 2003).

2.2.2. Sistemas exportadores

Son márgenes continentales con procesos efectivos de exportación de materiales hacia el océano abierto. Por razones prácticas, son todos los márgenes continentales con plataformas estrechas (menos de 100 km), considerados como sistemas exportadores. Muchas de estas están rodeadas por el sistema de corrientes del este, de hecho, la mayor parte de la costa este del Pacífico, desde la Isla de Vancouver a la plataforma Central de Chile, cae en esta categoría. También la mayor parte del Océano Atlántico desde la costa oeste Ibérica a Cape Town. Muchos de los sistemas de corrientes del este están caracterizados por surgencias costeras. Esencialmente todos los principales sistemas de surgencias costeras son sistemas exportadores. Existen también otros tipos de sistemas exportadores donde los sistemas de deltas de los ríos se extienden hasta cerca de la costa, por ejemplo, el delta del Mississippi, la costa este Africana y la costa este de la Bahía de Bengala (Chen-Tung *et al.*, 2003).

2.3. Distribución de oxígeno disuelto en el océano

La concentración de oxígeno disuelto (OD) en el agua de mar refleja el balance entre la entrada de O₂ a través del aire de la atmósfera, los procesos biológicos y el transporte físico. La distribución superficial de oxígeno responde, en gran medida, a las diferencias térmicas del océano. Las mayores temperaturas se dan en las zonas del ecuador y tropicales, producto de que están expuestas a la mayor insolación, lo que genera como consecuencia una menor disolución y concentración del oxígeno

en el agua de mar. En las zonas polares, al recibir una insolación notablemente menor, la temperatura del agua superficial del mar es más baja, lo que favorece la disolución y mayor concentración del oxígeno en el agua de mar (Garrison, 1993). El suministro atmosférico es suplementado por el oxígeno producido durante la fotosíntesis, debido a que la velocidad de intercambio con la atmósfera es más rápida que los procesos internos del océano, la fotosíntesis no provoca ningún aumento de oxígeno en la capa superficial. Sin embargo, bajo algunas condiciones, el intercambio de oxígeno, producido fotosintéticamente, con la atmósfera puede no llevarse a cabo y como resultado la fotosíntesis puede producir una saturación de oxígeno (Riley y Chester, 1971).

La distribución en profundidad del OD se caracteriza por una capa superficial mezclada por el viento, cercana al equilibrio con la atmósfera, es decir, saturada. Se puede encontrar un máximo superficial generado por la producción de oxígeno de los organismos fotosintetizadores, lo que causa una supersaturación de oxígeno sobre la termoclina, como se mencionó anteriormente, que puede ser dañina para los organismos, generando enfermedades de descompresión. Las mayores insaturaciones de oxígeno se encuentran bajo la termoclina y las razones son la fuerte estratificación de densidad, que inhibe la mezcla vertical entre la capa superficial y subsuperficial aislando a esta última del oxígeno atmosférico. Además, la cantidad de materia orgánica particulada en la zona de la termoclina es mayor que en la zona profunda, por lo que la demanda de oxígeno disuelto para su descomposición es mayor. Bajo la termoclina las insaturaciones no son tan pronunciadas, debido al suministro de oxígeno disuelto por la circulación profunda de las aguas y menor cantidad de materia orgánica, que se hunde. La concentración de oxígeno es uno de los parámetros mayormente medidos en oceanografía, así como en otras ciencias biológicas y ambientales. La concentración de oxígeno en el océano puede variar de cero a $243.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Por debajo de los 2000 metros la concentración de oxígeno apenas varía, manteniéndose entre 109 y $211.8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en el Atlántico y algo menos en el Pacífico (Paropkari, s/a; Riley y Chester, 1971; Garrison, 1993; Revsbech *et al.*, 2009). Esto se debe a que las concentraciones de

OD afectan procesos biogeoquímicos en el océano y tiene un gran impacto en los ciclos globales del carbono y el nitrógeno (Cowie, 2005; Stramma *et al.*, 2008).

2.3.1. Zonas de Oxígeno Mínimo (ZOM)

Como se mencionó anteriormente, las concentraciones de OD en el océano no son homogéneas. Existe la presencia de agua pobres en oxígeno a profundidades intermedias en la columna de agua, las cuales ocupan grandes volúmenes de agua en el océano tropical oriental. Estas condiciones de baja concentraciones de OD están siendo investigadas por su impacto en los ecosistemas, representando barreras que afectan la movilidad de los microorganismos o la sobrevivencia en zonas hipóxicas (Hendrickx y Serrano, 2010). Esto es importante porque muchos microorganismos que se encuentran limitados en movilidad se estresan o mueren bajo condiciones de hipoxia, esto es, cuando las concentraciones de oxígeno caen por debajo de $\sim 60\text{-}120 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Regiones con concentraciones de oxígeno de $10 \mu\text{mol kg}^{-1}$ tienen el término de subóxicos, en estas regiones, los nitratos (si están presentes) se involucran en la respiración y finalmente las regiones anóxicas, donde no existe oxígeno disuelto (Paropkari, s/a; Stramma *et al.*, 2008; Cowie *et al.*, 2009).

Las concentraciones de oxígeno disuelto oceánico han variado extensamente en el pasado geológico. Por ejemplo, los registros paleoclimáticos del Cretáceo revelan alteraciones profundas en los ciclos biogeoquímicos, con consecuencias dramáticas para los ecosistemas asociados a reducciones del oxígeno del océano. El océano anóxico al final del Pérmico (hace 251 millones de años) es quizás el ejemplo más claro, siendo asociado a concentraciones elevadas de CO_2 atmosférico y a extinciones terrestres y oceánicas masivas (Stramma *et al.*, 2008).

Actualmente, estas capas con bajas concentraciones de oxígeno a profundidades intermedias son llamadas zona de oxígeno mínimo (ZOM) y pueden definirse como regiones del océano que presentan muy bajas concentraciones de oxígeno disuelto $< 22 \mu\text{M}$ a profundidades intermedias en la columna de agua (500-1000 m) (Stramma *et al.*, 2008). Las teorías para explicar la existencia y origen de estas ZOM son muy variadas, ya que su formación aun no es bien entendida, entre estas podemos mencionar: 1) la lenta advección de agua, acompañada de grandes

períodos de tiempo de descomposición de materia orgánica lo que consume el oxígeno; 2) una alta tasa de consumo de oxígeno resultado de la alta productividad en las aguas superficiales; y 3) finalmente la advección de aguas con bajas concentraciones de oxígeno disuelto en esas zonas (Graco *et al.*, 2007). Lo que es evidente es que estas zonas se encuentran bien desarrolladas en regiones de surgencias y de alta productividad primaria (Hartnett *et al.*, 1998; Chester, 2003; Levin, 2003). Las ZOM con características subóxicas se encuentran en el Océano Pacífico tropical oriental e Índico tropical, mientras que las que se están desarrollando en el Océano Atlántico tropical presentan características hipóxicas (Paropkari, s/a; Stramma *et al.*, 2008; Lam *et al.*, 2009). En la siguiente figura se muestra la ubicación de las ZOM a nivel mundial, así como sus concentraciones de oxígeno (Figura 2).

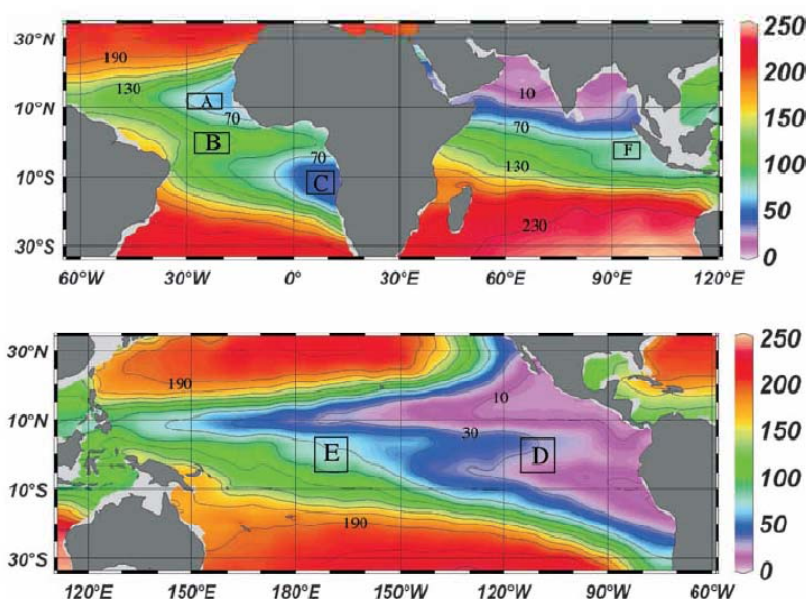


Figura 2. Concentración de oxígeno disuelto ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) a 400 m de profundidad, los contornos van de 10-230 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ con intervalos de 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (líneas negras) (tomada de Stramma *et al.*, 2008).

En las ZOM se observa una baja diversidad de organismos, pero existen comunidades bentónicas, que se ha adaptado a las condiciones de déficit de oxígeno en estos lugares, tal es el caso de bacterias sulfuro-oxidantes, algunos protistas y metazoos (Levin, 2003). A pesar de que solo cubren el 1% del volumen del océano, tienen una influencia importante en los ciclos biogeoquímicos de muchos elementos.

En el caso del nitrógeno, se intensifica el proceso de desnitrificación heterotrófica y la amonificación, ya que las concentraciones de OD a ciertas profundidades se hacen tan bajas que el nitrógeno inorgánico, principalmente el nitrato y nitrito, se vuelven el principal aceptor de electrones para la respiración de la materia orgánica (e. g., tal es el caso del Océano Pacífico nororiental tropical), este proceso está restringido solo a organismos unicelulares y se estima que estaría ocurriendo en al menos 0.1% del volumen total de los océanos. El nitrato es uno de los principales nutrientes que mantiene la productividad primaria en las aguas superficiales de los océanos (Altabet, 2001). Cuando el nitrato es usado por los desnitrificadores como aceptor de electrones, este mayoritariamente es convertido a formas gaseosas como nitrógeno molecular (N_2) y óxido nitroso (N_2O). Una vez el nitrógeno es fijado es transformado a N_2 y/o N_2O deja de ser biológicamente disponible para la mayoría de los organismos y puede escapar hacia la atmósfera (Codispoti *et al.*, 2001; Levin, 2003; Brandes *et al.*, 2007; Stramma *et al.*, 2008).

2.3.2. Principales ZOM en el océano

2.3.2.1. Océano Pacífico Tropical Nororiental

La zona de oxígeno mínimo (ZMO) del Pacífico oriental es la más importante a nivel mundial. En México, abarca la totalidad del país, salvo el extremo norte del Golfo de California. Es extremadamente amplia en el sur de Golfo de California y a lo largo de la costa oriental de México. Este fenómeno tiene consecuencias muy negativas sobre el ambiente marino, ya que limita la anchura y, sobre todo, la profundidad de la franja costera a la cual los organismos no adaptados a concentraciones de O_2 muy reducidas o extremadamente bajas logran vivir (Hendrickx y Serrano, 2010). La ZOM intercepta la pendiente continental entre los 100 y 1000 m de profundidad. La ZOM puede encontrarse aproximadamente a los 150 m y llegar hasta los 800 m de profundidad. En esta región la concentración de oxígeno disuelto alcanza niveles subóxicos (en las regiones con valores de oxígeno más bajos, niveles casi anóxicos), y estos son tan bajos que no son detectables por las técnicas convencionales. Sin embargo, en esta región del Pacífico ecuatorial tenemos la presencia de corrientes con aguas relativamente ricas en oxígeno con

dirección hacia el este, hacia la región más deficiente de oxígeno de la ZOM (Figura 2) (Hartnett *et al.*, 1998; Stramma *et al.*, 2008).

2.3.2.2. Océano Pacífico Tropical Suroriental

Esta ZOM comprende las costas de Chile y Perú, en las cuales las surgencias inducen la alta productividad biológica, que mantiene una intensa ZOM con aproximadamente $<5 \mu\text{M}$ de O_2 en agua profundas, donde comparada con otros sistemas es mucho más intensa y somera. Ya que la capa deficiente de oxígeno se puede encontrar en profundidades que van desde 30-50 m interceptando la capa eufótica y siendo como se menciona una de las ZOM más someras del planeta. Los sedimentos de esta zona demuestran una laminación causada por la variación de los flujos de material terrígeno y biogénico y por diferentes niveles de oxigenación del agua de fondo. Esta se asocia con la contracorriente de Chile-Perú y Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales definidas en el Pacífico Oriental Sur frente a Chile y denominadas para Perú como Aguas Ecuatoriales Profundas. Estas masas de agua pobres en oxígeno se caracterizan además por altas salinidades, bajas temperaturas y altos nitratos (Figura 2; Graco *et al.*, 2007).

2.3.2.3. Océano Índico

El norte del Océano Índico, junto al Mar Árabe y la Bahía de Bengala integran la tercer ZOM reconocida a nivel mundial. Estas áreas se caracterizan por la presencia de intensos periodos de monzones estacionales, que favorecen la productividad primaria a través de los procesos de surgencias. Como resultado se tiene un alto flujo de material orgánico particulado que ayuda a mantener una intensa zona de oxígeno mínimo. En el Océano Índico, los valores más bajos de oxígeno en la ZOM no están localizados en el trópico oriental como en los océanos Atlántico y Pacífico, pero si en el norte del Mar Árabe y la Bahía de Bengala. Además, las concentraciones mínimas de oxígeno dentro del océano Índico en ZOM son generalmente más profundas (cerca de 800 m), que en los otros dos océanos. En la ZOM del Océano Índico norteño, las fuentes y el hundimiento del oxígeno están en equilibrio aparente; la circulación del área parece relativamente estancada, con el detritus que cae desde el agua superficial altamente productiva y agota rápidamente

el oxígeno del agua de fondo. Como en el Océano Pacífico tropical oriental, los valores del oxígeno en la ZOM en el Océano Índico norteño son subóxicos (Figura 2) (Paropkari, s/a; Cowie, 2005; Prakash-Babu y Nagender-Nath, 2005; Stramma *et al.*, 2008).

2.3.3. Importancia de las ZOM

Las ZOM son componentes del sistema climático planetario. Como se ha mencionado en párrafos anteriores, tienen una influencia en los ciclos biogeoquímicos globales, podemos mencionar al C y N. En el ciclo del carbono las ZOM representan zonas de secuestro o sumideros de CO₂ atmosférico en forma de materia orgánica (tejidos blandos, pellets fecales) e inorgánica (restos esqueléticos, cochas) en hundimiento, debido al que déficit de oxígeno disuelto en estas zonas favorecen la preservación de estos materiales (Hartnett *et al.*, 1998; Cowie, 2005; Graco *et al.*, 2007; Sánchez y Carriquiry, 2007a,b; Stramma *et al.*, 2008). En el caso del nitrógeno, las ZOM presentan una pérdida importante de nitrógeno biológicamente disponible en los océanos. Además de focos importantes de emisión de gases invernaderos hacia la atmósfera, como el CO₂ y el N₂O (Brandes *et al.*, 2007). Este último juega también un importante rol en la destrucción del ozono estratosférico, el cual protege la vida del planeta de la radiación ultravioleta, y finalmente puede considerarse como analogía, en el presente, de cómo era el océano hace millones de años, cuando el oxígeno en la tierra aun era escaso.

No obstante la importancia climática y biogeoquímica de las ZOM, aún no se entiende correctamente los mecanismos físicos, por los cuales las ZOM se mantienen actualmente en el océano y aquellos, por los cuales las ZOM varían en el tiempo y en el espacio, lo que sí se sabe es que la intensidad y distribución de las ZOM se modifican significativamente a través de escalas de tiempo geológicas, ya que cambio en la productividad y la circulación en pocos miles o hasta 10000 años (ciclos Dansgaard-Oeschger) pueden generar la expansión y contracción de las ZOM tanto vertical como horizontalmente (Levin, 2003; Ortiz *et al.*, 2004). Sin embargo, aún se tiene poco conocimiento de muchos de los procesos biogeoquímicos que

ocurren en ellas y del papel de la ZOM en la regulación de los flujos de CO₂ en el sistema océano-atmósfera (Paropkari, s/a; Stramma *et al.*, 2008).

2.4. Razones elementales C:N, C:P, N:P y BSi:C de la materia orgánica

2.4.1. Razones de Redfield

En 1934, Alfred Redfield un fisiólogo de la Universidad de Harvard propuso que el plancton marino tenían razones elementales relativamente estrechas. La entonces llamada Razón de Redfield, que describe la composición elemental de los organismos planctónicos en 106C:16N:1P (por átomo), dando valores teóricos para las razones C:N= 6.62; C:P= 106 y N:P= 16 (Falkowski, 2000; Baird y Middleton, 2004). Estas razones fueron aceptadas por biólogos, oceanógrafos y geoquímicos como valores canónicos, comparables incluso con constantes físicas como el número de Avogadro o la velocidad de la luz en el vacío. A partir de entonces, la interpretación fundamental de las causas y consecuencias de razones elementales constantes en el océano se convirtió en la clave de fundación de la biogeoquímica. Sin embargo, han pasado más de 70 años desde la publicación de su trabajo y no existe aún un entendimiento biológico de las razones elementales. El interés de Redfield por las razones elementales fue estimulado por los primeros trabajos del químico marino británico H. W. Harvey (1926). Redfield notó que la razón de fijación del nitrógeno inorgánico disuelto (nitrato) a fosfatos en agua de mar era remarcablemente constante a pesar de la concentración absoluta de las moléculas, y era similar (pero no exactamente igual) a la razón N:P total de lo que él se refirió simplemente como plancton. Los análisis originales de Redfield en el agua de mar no fueron corregidos para las sales, estos fueron rectificados en un artículo de Cooper en 1938. En 1958, Redfield usó los análisis químicos para plancton (promedio) provistos por Richard Fleming en una dudosa publicación y sin revisar en 1940 para replantear su famosa razón. El término plancton fue originalmente usado por Fleming en un contexto muy amplio, donde se incluyó el fitoplancton y el zooplancton (pero no las bacterias y el picoplancton, los cuales no se muestreaban en ese entonces). Conforme avanzó el tiempo, más y más análisis químicos de agua de mar y plancton marino y lacustre fueron hechos, bajo la premisa de que los organismos (autotróficos) utilizaban el N y el P en la proporción en la cual se encontraban en el

agua de mar, y estos eran devueltos al agua de mar una vez que el organismo muere y se descompone, lo que era ampliamente aceptado por los geoquímicos. El concepto de una composición elemental constante para el plancton y el agua de mar son extremadamente conveniente para las modelaciones biogeoquímicas del océano y procesos del plancton marinos, pero el entendimiento conceptual de la base biológica de la variabilidad de las razones elementales aun falta. Esta variabilidad en la composición elemental del plancton fue reconocida por Fleming quien escribió que “las razones nos dan una idea muy buena sobre lo que podemos esperar del nitrato y el fosfato en el agua de mar, representan el efecto neto de la actividad biológica, pero donde pueden encontrarse marcadas desviaciones de las razones para tipos individuales de organismos”. Redfield (1934) proponía además que la razón nitratos/fosfatos en el océano interior es virtualmente idéntico a los del plancton, porque el plancton determina la composición química del océano. Con algunas excepciones, como las cuencas oceánicas, donde la razón de fijación de nitrógeno/fósforo es frecuentemente más alta en el océano interior que en la superficie.

2.4.2. Utilidad de las razones elementales C:N, C:P, N:P y BSi:C

Las razones C:N, C:P, N:P y BSi:C son usadas para determinar la fuente y magnitud relativa de depositación de la materia orgánica en sedimentos, así como los flujos de nutrientes. Éstas pueden ser empleadas en diversas aéreas como agricultura, biología, geoquímica, entre otras. Las razones elementales C:N y C:P han sido ampliamente usadas para conocer el origen de la materia orgánica que es depositada en el sedimento o colectada en trampas de sedimento (e. g., Ruttenberg y Goñi, 1997; Shipe *et al.*, 2002; Silverberg *et al.*, 2004; Sánchez y Carriquiry, 2007; Aguiñiga *et al.*, 2010). Como se señaló en párrafos anteriores, la razón N:P en agua profunda es de 16:1, aparentemente como resultado de la descomposición de la materia orgánica hacia nutrimentos inorgánicos. En el caso del contenido de C en el agua de mar, éste no se ajusta a la razón de Redfield, debido a que el C es más abundante en el agua de mar, que el N y el P. De acuerdo con Falkowski (2000) y Baird y Middleton (2004) en las algas unicelulares como las plantas bentónicas la razón C:N puede cambiar rápidamente en respuesta a las condiciones ambientales.

Entre las condiciones ambientales que pueden alterar esta razón son la absorción de la luz o la asimilación de nutrientes en varios órdenes de magnitud, pero la razón C:N celular varia típicamente por solo unos factores o menos y nunca en varios órdenes de magnitud. Las razones N:P bajas (tomando como referencia la razón de Redfield) en la zona eufótica es consecuencia de la asimilación preferencial del nitrógeno por el fitoplancton (Falkowski, 2000). En el caso de su uso en plantas bentónicas marinas, la razón C:N:P de Redfield es más grande y más variable, con una razón media C:N:P de 550:30:1 conocida como la razón del Atkinson, en la cual se considero el incluir al sílice (Si), ya que las diatomeas son unos de los organismos más abundantes en el medio marino, considerándose un valor de 15, la razón BSi:C tiene un valor de 0.14, algunos autores hacen referencia a un valor de 0.12 (Atkinson y Smith, 1983; Brzezinski, 1985; Baird y Middleton, 2004). Sin embargo, a pesar de las discrepancias la razón de Redfield es una aproximación a la composición del plancton y es útil cuando se hace comparaciones con otros materiales biológicos en el océano (Atkinson y Smith, 1983).

2.5. Antecedentes particulares

Las margenes continentales de California y Baja California, situadas en el sistema de la Corriente de California, son sitios donde el reciclamiento de C_{org} es significativo (Hartnett *et al.*, 1998; Ganeshram *et al.*, 2002) debido a la remineralización de los productos exportados por la alta productividad primaria (Hartnett *et al.*, 1998). La materia orgánica que es depositada en los sedimentos es de origen predominantemente marino (Chester, 2000), generada vía fotosíntesis por el fitoplancton (Falkowski, 2000; García-Villalobos y Escobar-Briones, 2007).

La producción primaria global moderna en los margenes y taludes continentales es estimada en $3.7 \text{ Pg C año}^{-1}$, siendo mayor a la estimada de $2.9 \text{ Pg C año}^{-1}$ para el océano profundo (Walsh, 1991; Janhke, 1996; Lui *et al.*, 2000). Actualmente, se sugiere que la bomba biológica secuestra 60% del carbono en el océano profundo y 40% en los margenes continentales. En el caso particular del margen mexicano, la tasa de enterramiento de carbono orgánico es $0.6 \text{ mg cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$, considerando una eficiencia de enterramiento de 35% (Hartnett *et al.*, 1998). Con respecto a esto, es

necesario entender los factores, que contribuyen a la preservación de la materia orgánica, que está siendo sepultada en los sedimentos. Uno de los factores que ha cobrado importancia es la diferencia en las concentraciones de OD en el agua, así como en los sedimentos (Cai y Reimers, 1995; Zeibis *et al.*, 1996). Estudios *in situ* han revelado que en los ambientes costeros el oxígeno penetra por difusión a partir del agua sobreyacente usualmente no más profundo que 2 o 5 mm hacia el sedimento (Anderson y Helder, 1987). En el caso de la columna de agua por diversas razones el contenido de OD está lejos de ser uniforme. Una causa puede ser la temperatura, un agua cálida retiene menos oxígeno que el agua fría. En ciertos lugares donde encontramos concentraciones de oxígeno disuelto muy bajas, es decir, aguas subóxicas (concentraciones de oxígeno $<22 \mu\text{M}$) la actividad biológica se ve fuertemente afectada en los primeros centenares de metros de profundidad generando las Zonas de Oxígeno Mínimo (ZOM) (Levin, 2003; Stramma *et al.*, 2008).

En México, la ZOM abarca la totalidad del país, salvo por el extremo más norteño del Golfo de California, siendo extremadamente amplia en el sur de Golfo de California y a lo largo de la costa oeste de México. Este fenómeno tiene consecuencias negativas sobre el ambiente marino, ya que limita la anchura y, sobre todo, la profundidad de la franja costera a la cual los organismos no adaptados a concentraciones de O_2 muy reducidas o extremadamente bajas logran vivir. A pesar de su importancia sobre la disponibilidad de los recursos marinos en el Pacífico mexicano, poco se sabe de su distribución (latitudinal y batimétrica) y de sus variaciones anuales o interanuales en el área. Entre las pocas evaluaciones de la extensión de este fenómeno en aguas mexicanas, existe un trabajo recapitulativo publicado a principios de los años 1960s, Parker (1964) utilizó toda la información disponible en esa época para proponer un mapa de distribución de la ZOM para el caso particular del Golfo de California. Desde entonces, la información publicada se refiere esencialmente a datos aislados (hidrocalas, algunos perfiles o transectos, mediciones en algunas localidades) y no hay un estudio integral o continuo en la columna de agua en áreas suficientemente amplias para ser consideradas representativas del nivel de influencia de este fenómeno sobre la biología y la distribución de especies no solo de interés comercial, sino de especies claves en el

funcionamiento de los ecosistemas, así como de los procesos biogeoquímicos que favorecen la alta productividad primaria en estas áreas y el mantenimiento de la ZOM (Levin, 2003; Hendrickx y Serrano, 2010). Hasta ahora la mayoría de las pocas investigaciones en la ZOM del Pacífico Mexicano se han enfocado al estudio de la distribución de especies de potencial pesquero (e. g., Levin, 2003; Hendrickx y Serrano, 2010). Una de las primeras campañas de estudio comenzó en 1989 con una serie de cruceros oceanográficos (cruceros TALUD) cuyo objetivo principal fue determinar la composición de las comunidades bentónicas en aguas profundas del Pacífico de México y determinar la relación entre la distribución de estas comunidades y la presencia de la ZOM. Como parte de los resultados de estos cruceros se obtuvieron indicadores claros de que, tanto en el Golfo de California como a lo largo de la costa oeste de México (Jalisco hasta Chiapas), la franja costera somera donde existen especies con potencial pesquero es extremadamente reducida debido a la influencia de la ZOM. La magnitud de este fenómeno es tan fuerte que, en algunas zonas, la ZOM ha sido detectada en aguas del orden de 50 m de profundidad (Hendrickx y Serrano, 2010).

El margen continental del Pacífico Nororiental Mexicano (PNOM) es uno de los pocos sitios del océano donde el desarrollo y presencia de la ZOM, permite la preservación y enterramiento de C_{org} en los sedimentos (Hartnett *et al.*, 1998). Ya que en los sitios donde se tiene efecto sobre el piso marino por parte de las ZOM, se favorece la creación de fuertes gradientes en la concentración de OD dando como resultado la lenta descomposición en la columna de agua sobreyacente al piso oceánico del carbono y el nitrógeno orgánico sedimentario, por lo que se puede encontrar que los contenidos de estos componentes son frecuentemente altos en los sedimentos. Hartnett *et al.* (1998) realizaron un estudio sobre los factores que influyen en la preservación del carbono orgánico en sedimentos de los márgenes continentales del estado de Washington y la costa noroeste de México (frente a las costas de Mazatlán), teniendo como antecedente que ambos márgenes presentan condiciones de oxigenación diferentes. En el margen mexicano, la ZOM se presenta entre los 150 y 600 m de profundidad con concentraciones de OD demasiado bajas para ser detectadas por las técnicas convencionales, en contraste con el margen

de Washington donde se encuentra una débil ZOM con concentraciones que decrecen hasta $\sim 20 \mu\text{mol l}^{-1}$ a 800 m. Su objetivo fue comparar entre estas dos regiones para poder distinguir los factores que afectan la preservación de la materia orgánica sedimentaria. Estos investigadores encontraron que el margen de Washington presenta un mayor contenido de oxígeno en el agua de fondo ($73.4\text{-}95.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$), así como mayor enterramiento de C_{org} ($90.1\text{-}117 \mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$) a diferencia del margen Mexicano, donde estos parámetros tienen valores mucho menores ($5.4\text{-}15.8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y $50.9\text{-}61.7 \mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$, respectivamente). Sin embargo, en la costa noroeste de México la eficiencia de enterramiento ($23.3\text{-}38.2 \%$) es mucho mayor y el tiempo de exposición al O_2 es menor ($0.032\text{-}0.252 \text{a}^{-1}$), en comparación con la costa de Washington. Lo que al parecer favorece la preservación del C_{org} en el margen continental Mexicano, lo que se muestra en el alto contenido de C_{org} en los sedimentos ($12\% = 120 \text{ g kg}^{-1}$, Figura 3), pero se señala que es importante considerar la interacción entre diferentes factores (e. g., productividad primaria).

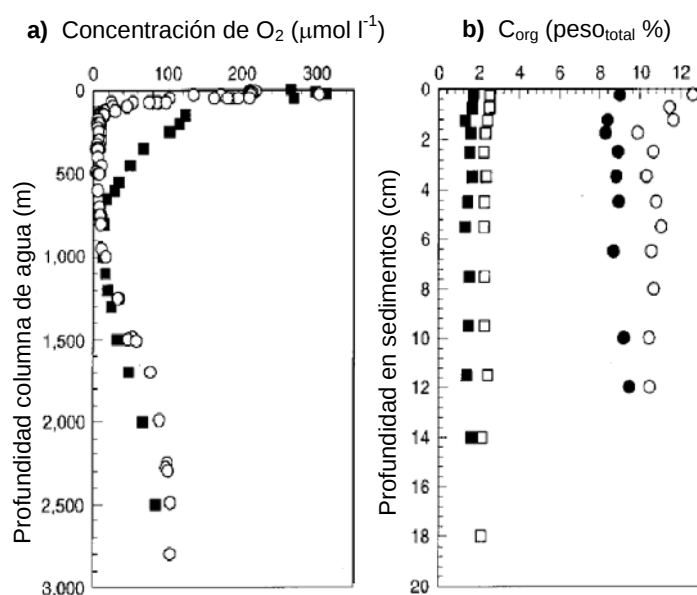


Figura 3. Oxígeno en la columna de agua y contenido de carbono en sedimentos para los sitios de estudio de los márgenes de Washington y México: a) Concentración de OD en función de la profundidad para los márgenes continentales del Estado de Washington (cuadros) y México noroccidental (círculos). b) Masa en porcentaje de C_{org} en función de la profundidad de los sedimentos el margen de Washington (cuadros vacíos, 630 m, cuadros negros, 120 m) y margen continental mexicano (círculos vacíos, 620 m, círculos negros, 150 m) (tomada de Hartnett *et al.*, 1998).

Otros trabajos han reportado la presencia de capas de fitodetritus en el lecho marino de las ZOM del Pacífico oriental y el Mar Árabe. Con valores de carbono orgánico particulado de $3\text{-}6\%$ ($30\text{-}60 \text{ g kg}^{-1}$) (Prakash-Babu y Nagender-Nath, 2005), sin embargo, en las costas de Perú estos pueden alcanzar hasta 15 o 20% ($150\text{-}200$

g kg⁻¹), representando un potencial suministro de alimento para los organismos que se alimentan en el fondo (Levin, 2003; Lam *et al.*, 2009). En el caso de la ZOM que se encuentra en el Pacífico Mexicano, más específicamente a su parte norte, ubicada aproximadamente frente a la PBC, uno de los pocos trabajos o antecedentes relacionados es el trabajo de van Geen *et al.* (2003) en el cual se elabora un perfil vertical de la distribución a profundidad y la variación latitudinal de las concentraciones de oxígeno disuelto en la ZOM, derivado de datos recopilados durante 1999 a lo largo de todo el margen continental de California (EUA) y la PBC (México), durante la cual se realizó la colecta de núcleos de sedimento, lances de CTD para ubicar la ZOM y la colecta de muestras de agua, con la finalidad de reconstruir variaciones pasadas en la intensidad de la ZOM. Para esto, se reexaminaron los patrones de laminación a lo largo del margen occidental de Norteamérica, los cuales sirven como indicadores paleoceanográficos. El estudio se centró principalmente en la PBC. Se realizó un análisis detallado de las condiciones bajo las cuales los patrones de laminación se formaron y preservaron. Es necesario mencionar, que dos de los requisitos indispensables para el desarrollo de secuencias laminadas en sedimentos son: 1) las variaciones en los aportes/condiciones químicas/actividad biológica que puede resultar en cambios composicionales en los sedimentos; y 2) condiciones ambientales que preservaran los sedimentos laminados de la bioturbación.

En los ambientes lacustres, las fuertes señales estacionales son dominantes, la preservación es efectuada por anoxia en el agua de fondo/anoxia del sedimento producto de la estratificación, altas salinidades o de altas tasas de sedimentación. En el ambiente marino, el control que domina la preservación y formación de laminas en los sedimentos, son las bajas o inexistentes concentraciones de oxígeno en las cuencas anóxicas (e. g., plataforma continental de California, Cuenca San Lázaro, Cuenca Cariaco, entre otras) o mares marginales (e. g., Mar Negro), o regiones de alta productividad primaria, tales como zonas de surgencias costeras (e. g., margen de Perú, costas de la PBC). Un mecanismo reconocido recientemente en la preservación de sedimentos laminados en el océano profundo, donde el rápido flujo de valvas de diatomeas o de diatomeas gigantes que abruman la actividad béntica

de los organismos en los ambientes de fondo que se encuentran bien oxigenados. Entonces, podemos tener sedimentos laminares de diferente origen: biogénico, por cambio en el tamaño de grano de los sedimentos terrígenos, por tapetes de algas o bacterias y laminaciones inducidas químicamente (Kemp, 1996).

Como resultado de su trabajo van Geen *et al.* (2003) encontraron que la presencia de la ZOM favorece la preservación de la materia orgánica que es depositada en este sitio, y en Cuenca Santa Barbará (California, E. U) cuyo fondo presenta condiciones de anoxia y la depositación de laminaciones en los sedimentos es de forma anual (una lámina clara y una oscura por año). Así mismo, estos autores encontraron que la bioturbación se había inhibido dentro de la ZOM en el margen del Pacífico al sur de Baja California durante el Holoceno y previo a los 36 mil años. Se señala además, que posiblemente proxies geoquímicos y faunales de las condiciones del agua de la superficie y del fondo, y los registros existentes en los márgenes son necesarios para entender la naturaleza de la relación entre la intensidad de la ZOM en el Pacífico Norte y el clima global (Figura 4)

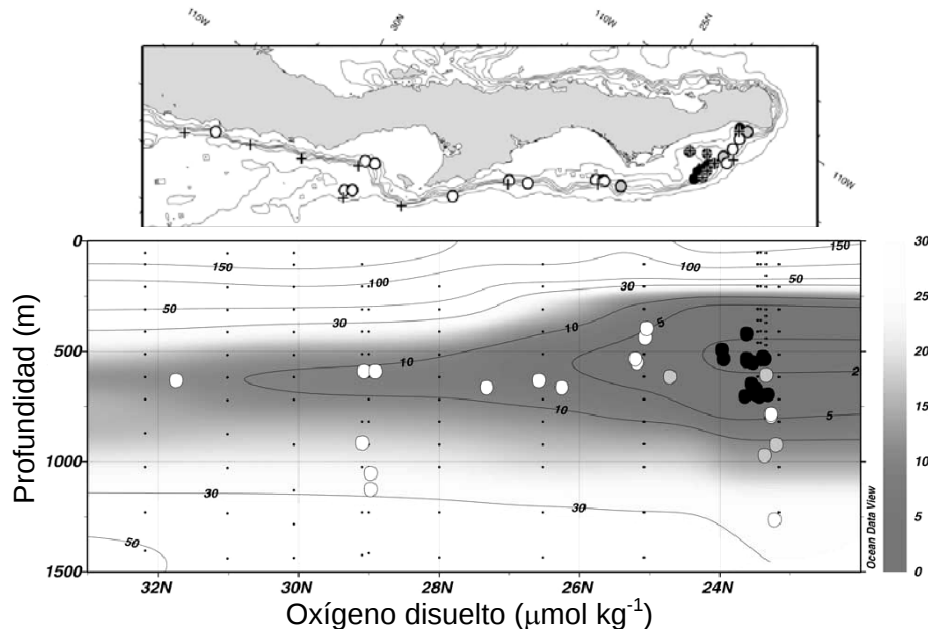


Figura 4. (Arriba) Vista de la PBC con la localización de los núcleos de sedimento (círculos) y lances de CTD y roseta (cruces) colectados en 1999. (Abajo) Perfil de OD a lo largo del margen del Pacífico de Baja California basado en los lances de CTD. La localización de las muestras está indicada por puntos negros. Los contornos están dibujados a 2, 5, 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ enfatizando la ZOM (tomada de van Geen *et al.*, 2003).

De la campaña oceanográfica anterior se desprende también el trabajo de Sánchez y Carriquiry (2007a), donde se evaluó el flujo de C_{org} sedimentario en dos núcleos, GC31 (23.47°N y 111.60°W) y PC08 (23.47°N y 111.60°W), recolectados a 700 m de profundidad, dentro de la ZOM del margen de Bahía Magdalena, Baja California Sur, México. Adicionalmente, se comparó el flujo de C_{org} sedimentario calculado para el margen Magdalena con otros dos sitios del margen PNOM, Mazatlán y Golfo de Tehuantepec, con el fin de discutir más ampliamente las variaciones en la preservación y enterramiento del C_{org} en esta región del Pacífico y su relevancia en el ciclo global del carbono (Figura 5).

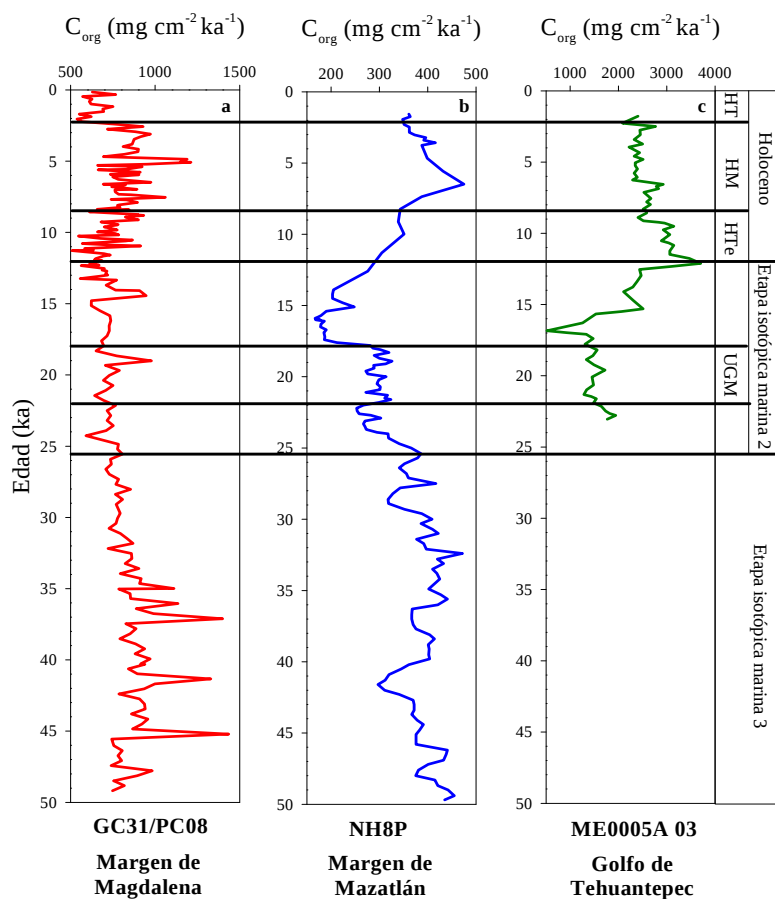


Figura 5. Tasa de sepultamiento de C_{org} ($\text{mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$) a lo largo del margen oriental del Pacífico Mexicano: a) Margen de Magdalena, a 700 m de profundidad; b) Mazatlán, a 420 m de profundidad, y c) Golfo de Tehuantepec, a 740 m de profundidad. (HT = Holoceno tardío, HM = Holoceno medio, HTe = Holoceno temprano, UGM = Último Glaciar Máximo) (tomada de Sánchez y Carriquiry, 2007b).

Estos autores encontraron que la tasa de enterramiento de C_{org} a lo largo del margen oriental del Pacífico Mexicano fue mayor durante el último glacial y la EIM-3 que en el Holoceno tardío. Se infiere que esto fue debido a la elevada productividad primaria y el enterramiento de C_{org} registrados durante el último glacial, y la EIM-3, lo que sugiere que la bomba biológica fue más activa y eficiente en la región subtropical (Mazatlán y Magdalena). Por lo tanto, el bombeo de nutrientes no fue limitante para los productores primarios, lo que favoreció la alta productividad exportada y la tasa de sepultamiento de C_{org} a lo largo de este margen. Las tasas de sepultamiento de C_{org} observadas a lo largo del margen oriental del Pacífico Mexicano en este estudio sugieren que esta región pudo haber tenido un papel importante en el ciclo global del carbono, al secuestrar y enterrar más C_{org} .

En lo referente a la acumulación de componentes biogénicos (C_{org} , N_{org} , P_{org} y BSi) en la costa Sur-occidental de la PBC, existe el trabajo de Sánchez y Carriquiry (2007b) en el cual se estimaron las tasas de acumulación (TA's) del C_{org} , N_{org} , P_{org} y BSi en núcleos de sedimentos (GC31 y PC08) para la etapa Isotópica Marina 2 (EIM2, 11.5-25 mil años), el Último Máximo Glacial (UMG, 18-22 mil años), el Holoceno Tardío (HT, 3 mil años) y la época reciente, colectados dentro de la ZOM en el margen de Magdalena. Las TA's calculadas fueron $637 \pm 76 \text{ mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ para el C_{org} , $77 \pm 7 \text{ mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ para el N_{org} , $64 \pm 5 \text{ mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ para el P_{org} y $1611 \pm 220 \text{ mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ para el BSi. La TA del C_{org} observada sugiere que el flujo de materia orgánica es el factor que controla la acumulación de carbono orgánico en la margen continental de Magdalena. Así mismo, se determinaron las razones elementales de la materia orgánica que se encontró en los núcleos de sedimento (Tabla 1). La razón C:N, con un promedio de 10, y la alta tasa de sepultamiento de BSi, sugieren que la fuente primaria de materia orgánica a la margen de Magdalena fue de origen marino, principalmente diatomeas. En cuanto a las razones C:P y N:P, demuestran que la fijación de N y el contenido de P no fueron limitantes. En la margen de Magdalena la productividad primaria registrada fue ocasionada por una mejor utilización y asimilación de los nutrientes por parte de las diatomeas durante la EIM-2 y UGM.

Así mismo, podemos encontrar el trabajo de Silverberg *et al.* (2004) derivado de una trampa de sedimento en Cuenca San Lázaro (también conocida como Cuenca Soledad), en el Golfo de Ulloa frente a las costas de occidentales de Baja California Sur. La trampa fue colocada a 330 m en la columna de agua, dentro de la ZOM que alcanza el Golfo de Ulloa y entra a Cuenca San Lázaro. En este estudio se presentó el registro de flujos verticales de material particulado en la Corriente de California cerca de su límite sur antes y durante el evento de El Niño 1997-1998. Los resultados arrojaron que los flujos de material en hundimiento durante 1996 correspondían principalmente a nieve marina compuesta por pelotillas fecales, conchas de pterópodos, frústula de diatomeas, radiolarios, cocolitofóridos y restos de zooplancton. Durante “El Niño” de 1997-1998 los agregados de nieve marina fueron más grandes y con dominancia de cocolitofóridos, esto puede explicarse ya que los cocolitofóridos son organismos con una gran capacidad de competitividad bajo condiciones oligotróficas, y los altos niveles de Ca en los sedimentos de la trampa reflejaran esta fuente de material carbonatado. En el caso de los flujos de carbono se encontraron valores de 9 a 40 mg C m⁻² d⁻¹ para 1996 y 3 a 8 mg C m⁻² d⁻¹ para 1997-1998. Los contenidos de C_{org} para 1996 tienen un rango entre 57 g kg⁻¹ y 140 g kg⁻¹, mientras que para 1997-1998 fue de 49 g kg⁻¹ y 91 g kg⁻¹. Además de que la razón C:N de la materia orgánica particulada en Cuenca San Lázaro se encontró en un rango entre 6 y 12, con la mayoría de los valores entre 8-10, cercanos a la razón de Redfield, y los valores del $\delta^{13}\text{C}$ de -25 a -21 ‰ (Tabla 1), indicando que se trataba de materia orgánica de origen marino. Los autores mencionan que en cuenca San Lázaro, aparte del impacto de “El Niño”, es claro que tales cambios a escalas tan pequeñas en el ambiente resultan en cambios importantes en la naturaleza de las partículas en hundimiento.

En relación a la composición isotópica de la materia orgánica que se deposita en la ZOM del Pacífico Mexicano, Aguñiga *et al.* (2010) mediante datos derivados de una trampa de sedimento ubicada en Cuenca Alfonso, en Bahía de la Paz, Golfo de California, evaluaron la variación temporal del C_{org}, N_{org}, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ de 2002 a 2005. Sus resultados mostraron una variabilidad estacional e interanual, con valores para el C_{org} ~25 a 180 g kg⁻¹ y el N_{org} ~3.5 a 25 g kg⁻¹, la razón C:N presentó un rango

entre 7 y 11 y el $\delta^{13}\text{C}$ mostro valores de -23‰ y -19‰, los cuales fueron considerados valores característicos del fitoplancton marino. Camalich-Carpizo *et al.* (2010) presentaron por primera vez datos de la distribución espacial del $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ y la razón elemental C:N de sedimentos superficiales colectados frente al complejo lagunar de Bahía Magdalena-Almejas. Encontrando que el valor promedio de la razón C:N fue 10 ± 1 con máximo de 12 y mínimo de 8, indicando que la materia orgánica depositada es de origen predominantemente marino, se observó que los valores máximos tienden a ocurrir hacia fuera de la costa. En cuanto al $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica sedimentaria (MOS), ésta tuvo un valor promedio de -22 ± 1 ‰ con valor mínimo de -24‰ y máximo de -21‰. Al igual que la razón C:N, los valores del $\delta^{13}\text{C}$ –MOS denotaron tendencia a aumentar hacia fuera de la costa (Tabla 1).

Tabla 1. Tabla sobre variables biogeoquímicas, razones elementales e isótopos estables de carbono en el océano.

Ubicación	Fuente	C _{org}	N _{org}	P _{org}	CaCO ₃	BSi	Razón molar				δ ¹³ C (‰)	Referencia
							C:N	C:P	N:P	BSi:C		
Océano Atlántico												
Cuenca Cariaco, Venezuela	*TS	40- >100	---	---	100-150	<100-400	---	---	---	0.2-1	---	Goñi <i>et al.</i> , 2003
Cuenca Cariaco, Venezuela	¹ *TS	---	---	---	---	---	---	---	---	0.2-0.3	---	Thunell <i>et al.</i> , 2008
Plataforma Golfo de México, Luisiana, E. U.	SS	9±5	1±0.41	2±0.3	---	---	7±2.2	119±67	16±4	---	-22±2	Ruttenberg y Goñi, 1997
Plataforma Amazona, Brasil	SS	6±2	1±0.4	3±0.6	---	---	7±1	59±13	10±2	---	-25±0.5	
Bahías de Cárdenas Archipiélago Sabana-Camagüey, Cuba.	SS	26±11	0.5±0.3	210±100	379±86	---	71±44 68±46	441±359 1127±1111	8±9 22±20	---	---	Montalvo, 2006
Santa Clara, Archipiélago Sabana-Camagüey, Cuba.	SS	23±15	0.5±0.14	140±70	456±54	---	83±52 35±24	445±224 714±712	6±2 31±40	---	---	
Océano Índico												
Margen de Pakistán	*NS	23-33	1.9-2	---	208-151	---	9-11	---	---	---	-21/-20	Cowie <i>et al.</i> , 2009
	NS	9-15	3-4	---	254-214	---	9-10	---	---	---	-21/-20	
Mar Árábigo	*NS	12-51	---	100-480	362-764	---	---	348-508	---	---	---	Prakash-Babu y Nagender-Nath, 2005
	SS	7-21	---	90-260	362-635	---	---	84-341	---	---	---	
Océano Pacífico												
Plataforma Beaufort, Canadá	SS	14±3	2±0.4	3±0.5	---	---	12±2	142±34	12±3	---	-25±0.5	Ruttenberg y Goñi, 1997
Plataforma Beaufort, Canadá	SS	11-20	1-2	---	23-157	22-31	9-14	---	---	---	-26/-25	Goñi <i>et al.</i> , 2000
Cuenca Santa Barbará, E. U.	TS	---	---	---	---	---	9±2	---	---	0.4±0.2	---	Shipe <i>et al.</i> , 2002
Margen de Washington	*SS	13-16	---	---	---	---	---	---	---	---	---	Hartnett <i>et al.</i> , 1998
Margen costa occidental mexicana	*SS	47-103	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Bahía Todos Santos, Ensenada, México	Draga, NS	3	---	---	---	---	---	---	---	---	-25/-20	Smith <i>et al.</i> , 2008
Margen Magdalena, México												Sánchez y Carriquiry, 2007
Complejo lagunar Bahía Magdalena-Almejas, B. C. S, México	*SS	110	13	11000	---	230	10	25	2.7	1	---	Camalich-Carpizo <i>et al.</i> , 2010
	*SS	---	---	---	---	---	10±1	---	---	---	-24/-21	
Cuenca Alfonso, Baja California Sur, México	¹ *TS	25-180	3.5-25	---	---	---	7-11	---	---	---	-23/-19	Aguíñiga <i>et al.</i> , 2010
Cuenca Alfonso, Baja California Sur, México	¹ *TS	---	---	---	80-260	---	---	---	---	---	---	Silverberg <i>et al.</i> , 2002

Cuenca San Lázaro, B. C. S., México	¹ *TS	49-140	---	---	---	---	6-12	---	---	---	-25/-21	Silverberg <i>et al.</i> , 2004
Margen de Mazatlán, México	*SS	95	---	---	---	87	---	---	---	---	---	Ganeshram <i>et al.</i> , 1995
Bahía Mejillones, Chile	SS	45-99	---	---	---	57-84	---	---	---	---	---	
Bahía Concepción, Chile	*SS	48±28	---	---	---	---	6±1	---	---	---	---	Valdés <i>et al.</i> , 2009
Bahía Concepción, Chile	*NS	11-43	2-6	---	---	---	8-9	---	---	---	---	Molina <i>et al.</i> , 2004
Bahía Mejillones, Chile	NS	21	3	---	---	---	8	---	---	---	---	
Bahía Mejillones, Chile	*SS	56±11	5±3	---	---	---	8-9	---	---	---	---	Guiñez <i>et al.</i> , 2010
Golfo de Ancud, Sur de Chile	NS	13-32	2-4	---	---	62-126	8-10	---	---	---	-22/-16	Rebolledo <i>et al.</i> , 2010
Norpatagonia Chilena	SS	9±7	1±0.9	---	21±19	---	9±2	---	---	---	---	Silva y Astorga, 2010
Cuenca Guaymas, Golfo de California, México	*TS	48	---	---	^(*) 0.001-0.1	^(*) 0.05-0.7	---	---	---	---	---	Goñi <i>et al.</i> , 2001;
	¹ *NS	5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	Thunell, 1998
Margen sur-occidental, B. C. S., México	*SS	56±45	6±5	699±375	203 ±192	77±17	12±1	633±219	65±22	14±3	-22±0.8	Este estudio
	SS	21±28	2±3	502±359	91±72	74±33	14±2	894±263	92±28	9±3	-23±0.8	

C_{org} (carbono orgánico), N_{org} (nitrógeno orgánico), CaCO₃ (carbonato de calcio) y BSi (ópalo biogénico) expresados en g kg⁻¹

P_{org} (fósforo orgánico) se expreso en mg kg⁻¹

* Sedimentos en la ZOM

¹ Material en hundimiento

(*) Flujos: g m⁻² d⁻¹

TS: trampa de sedimento

SS: sedimentos superficiales

NS: núcleo sedimentario

3. Justificación

La importancia de este tipo de trabajos es que sientan las bases y generan antecedentes para trabajos futuros en los que se deseen evaluar y entender el destino de la materia orgánica particulada (MOP) y, en particular, de las fracciones de carbono orgánico particulado (COP) y nitrógeno orgánico particulado generados en las aguas superficiales de los océanos, lo cual es importante por dos razones principales:

- 1) La calidad y la cantidad de carbono y nitrógeno orgánico que son exportados por debajo de las capas superficiales es de vital importancia para la vida heterotrófica por debajo de la zona eufótica (ZE).

- 2) El flujo vertical de partículas biogénicas en la ZE representa un proceso central en el ciclo del carbono. Éste en particular constituye la componente principal de la bomba biológica para secuestrar el CO₂ atmosférico. Por ello, actualmente existe mucho interés en conocer el rol que juega el océano como sumidero de uno de los gases de invernadero más determinantes en el cambio climático global, el CO₂ que es extraído de las aguas superficiales que es transportado hacia las aguas profundas en gran parte como COP y CaCO₃, a través de la bomba biológica.

4. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Debido al escaso conocimiento que existe sobre la dinámica de la frontera superior de la ZOM y la distribución de componentes biogénicos (C_{org} , N_{org} , P_{org} , BSi y $CaCO_3$) en sedimentos superficiales en estas áreas, se propuso la siguiente hipótesis de trabajo:

4.1. Hipótesis de trabajo

La distribución de componentes biogénicos en sedimentos superficiales mostrará un cambio latitudinal y hacia fuera de la costa, con un fuerte gradiente a incrementar en sus concentraciones hacia la ZOM en comparación con el resto del área de estudio. Demostrando una mayor eficiencia en la preservación de la materia orgánica sedimentaria como resultado de la baja concentración de oxígeno disuelto en la columna de agua y sedimentos.

4.2. Objetivo General

Analizar la distribución de los componentes biogénicos (C_{org} , N_{org} , P_{org} , $CaCO_3$ y ópalo biogénico), sus razones elementales y $\delta^{13}C$ en sedimentos superficiales en la ZOM del margen Sur-Occidental de la Península de Baja California, México.

4.3. Objetivos Particulares

- Determinar las concentraciones de C_{org} , N_{org} , P_{org} , BSi y $CaCO_3$ en sedimentos superficiales y su relación con la ZOM.
- Estimar las razones elementales de C:N, C:P, N:P y BSi:C, así como $\delta^{13}C$ para determinar la fuente y magnitud relativa de depositación de la materia orgánica en sedimentos superficiales en la ZOM.

5. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

5.1. Ubicación y características generales del área de estudio

El sistema de la Corriente de California (SCC) está delimitado al norte por la corriente de Alaska y al sur por la corriente Norecuatorial, la frontera oeste está formada por una zona de transición hacia las aguas centrales del giro subtropical del Pacífico Norte, más saladas y con mayor temperatura (Lynn y Simpson, 1987). Las diversas corrientes que forman el SCC aportan principalmente tres tipos de masas de agua con diferentes características y provenientes de tres regiones distintas del Pacífico: la del Pacífico Subártico, la del Pacífico norte central y la del Pacífico ecuatorial (González-Rodríguez, 2008). La Corriente de California (CC) es reconocida biogeográficamente como una entidad particular muy compleja que contiene su propia biota cálido-templada y subtropical, que se encuentra influenciada por la Corriente del Pacífico Norte, el giro anticiclónico del Pacífico Central, y en una menor extensión, por la masa de agua ecuatorial (Hernández *et al.*, 2001). La masa de agua del Pacífico norte central tiene mayores salinidades y temperatura y menor concentración de nutrientes y OD en comparación con la anterior, esta masa de agua se incorpora a la CC desde el oeste y se ubica frente a las costas del sur de California y norte de Baja California. La masa de agua ecuatorial presenta los valores más altos de salinidad y temperatura y los más bajos en concentración de OD. Esta masa de agua entra al SCC desde el sur de forma subsuperficial y se ubica frente a las costas de Baja California Sur, lo que genera un incremento de la salinidad y temperatura en las aguas del SCC hacia el sur (Hickey y Royer, 2001).

En lo referente a los patrones de vientos, en la porción sur del SCC los vientos van en dirección sur la mayor parte del año y aumentan su intensidad en los meses de primavera-verano lo que favorece los eventos de surgencias costeras (Hickey, 1998; Zaytsev *et al.*, 2003). Las zonas de surgencias bajo la influencia de la CC se localizan frente a Cabo Mendocino en el norte de California y frente a Punta Baja en Baja California. Zaytsev *et al.* (2003) reportaron actividad de surgencias frente a Bahía Tortugas y Bahía Magdalena, la cual es una de las zonas con mayor permanencia de surgencias en la PBC. La importancia de estas zonas radica en que

están asociadas con una alta productividad en comparación con las áreas aledañas lo que favorece la concentración de considerables cantidades de biomasa de organismos marinos, motivo por el cual a estas zonas se le ha denominado Centros de Actividad Biológica (CAB), en la costa occidental de la PBC se han identificado tres de ellos: Punta Baja, Bahía de Sebastián Vizcaíno y el Golfo de Ulloa (Lluch-Belda, 2000). El área de estudio se localiza en la costa occidental de la PBC, al sur de Punta Eugenia y al norte de Todos Santos entre 23° y 27° latitud Norte y 110° a 114 ° longitud Oeste (Figura 6).

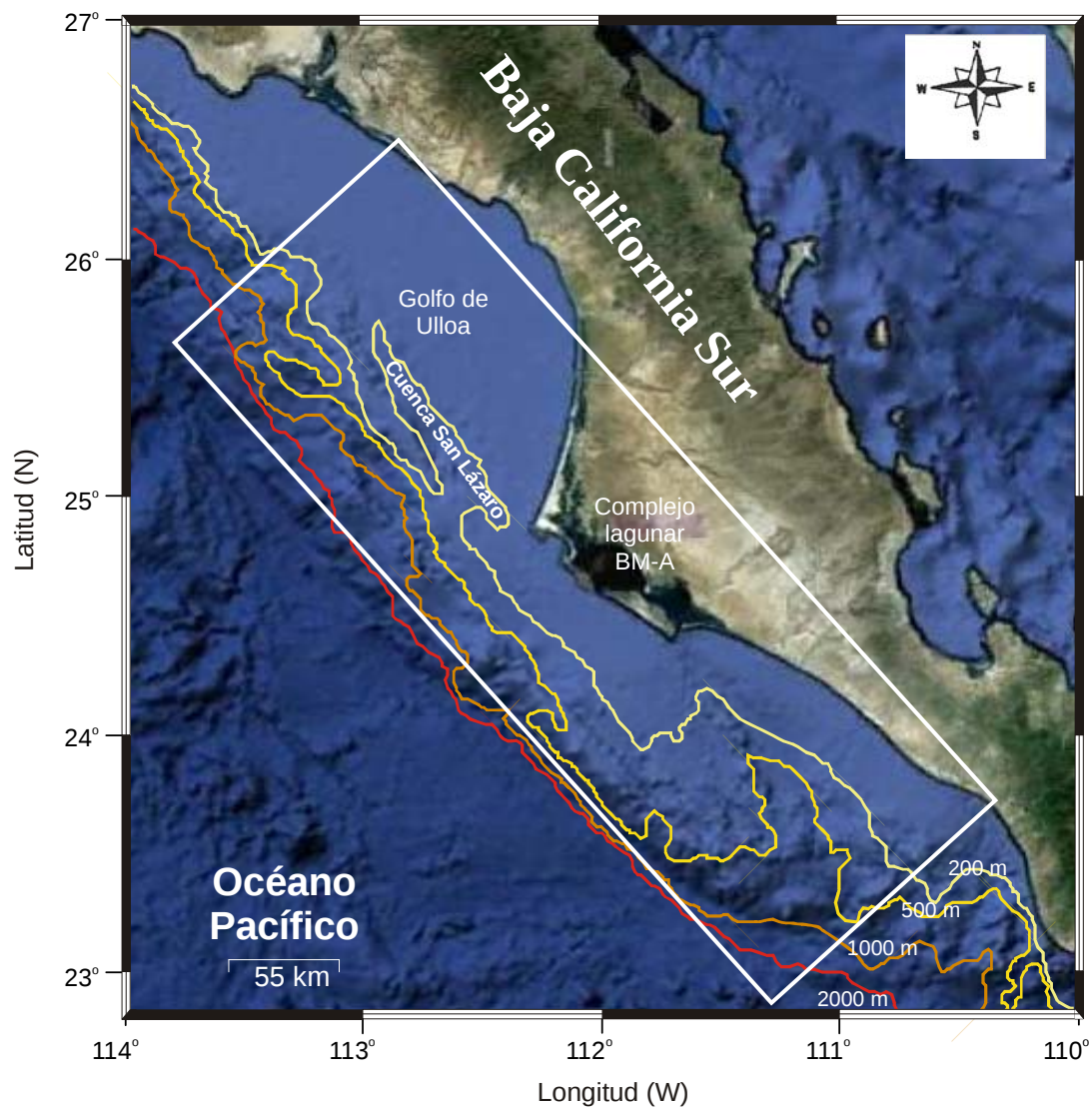


Figura 6. Área de estudio enmarcada en el recuadro blanco. La batimetría de la zona está representada por líneas en color 200 m (crema), 500 m (amarilla), 1000 m (naranja) y 2000 m (rojo).

La costa del Océano Pacífico en la PBC recibe influencia del Sistema de la Corriente de California (SCC) que junto con la batimetría y las características de la línea de costa, forman una gran cantidad de remolinos, meandros y filamentos, que al combinarse con los eventos de surgencias costeras producidas por el transporte de Ekman hacia fuera de la costa y con el consecuente transporte vertical de agua subsuperficial (agua fría, salada, y rica en nutrientes), produciendo un enriquecimiento de la zona, lo que se refleja en una alta producción primaria y secundaria, haciendo a estas regiones altamente productivas y económicamente muy importantes (Hutching *et al.*, 1995; Zaytsev *et al.*, 2003; Hernández-Ayón *et al.*, 2007).

Dentro del área de estudio se incluye la parte sur del Golfo de Ulloa, uno de los tres CAB de la PBC al igual que Punta Baja y Bahía San Sebastián Vizcaíno, sitios que presentan una alta productividad casi permanente (Lluch-Belda, 2000a, b). En el Golfo de Ulloa la productividad primaria es favorecida por los procesos de surgencias, aunque la principal zona de surgencias se localiza al norte del Golfo de Ulloa González-Rodríguez (2008) tras un análisis comparativo entre varias zonas en el Golfo de Ulloa mostró que la zona más productiva es la parte central del Golfo, lo que se observa en imágenes de mapas mensuales de clorofila-a y de productividad estimada. Esta zona, donde los niveles de clorofila-a y productividad son elevados, se caracteriza por presentar condiciones geomorfológicas favorables para el desarrollo del fitoplancton, entre ellas la forma de la costa y la batimetría.

Se incluye también en el área de estudio el margen oceánico perteneciente al complejo lagunar Bahía Magdalena-Almejas, que representa al sistema lagunar más grande de la península. En el complejo lagunar confluyen la flora y fauna marina residente, adaptada a los cambios del ambiente y la presencia temporal de especies migratorias y especies planctónicas, asociadas con el transporte de masas de agua. Está delimitado en su parte occidental por tres islas: Isla Magdalena, Isla Margarita e Isla Creciente. Frente a Bahía Magdalena existe una plataforma continental estrecha que cambia abruptamente de 40 a 110 m de profundidad (Zaytsev *et al.*, 2003; Zaitsev *et al.*, 2007). El fondo marino de la cuenca profunda de Bahía Magdalena está compuesto por roca volcánica y sedimentaria cubierta con sedimento reciente

del cuaternario. Los vientos predominantes en el complejo lagunar son del noroeste-sureste, siendo los principales responsables de los eventos de surgencias costeras por forzamiento de viento durante todo el año, pero con mayor intensidad entre febrero y mayo, mientras que los vientos del sur persisten usualmente entre julio y septiembre (Zaytsev *et al.*, 2003).

La plataforma occidental de Bahía Magdalena está influenciada por corrientes y procesos de mezcla originados por la marea, circulación oceánica y corrientes de gradiente horizontal que forman un complejo patrón de flujo geostrófico donde los nutrientes son introducidos al sistema por medio de una combinación entre el transporte vertical de surgencia y el transporte horizontal, producido por intensas corrientes de marea. El efecto de la marea en el intercambio de agua entre la región oceánica y el interior de Bahía Magdalena es posible debido a corrientes generadas durante el flujo y el reflujo, a través de su boca de acceso (Obeso-Nieblas *et al.*, 1999; Zaytsev *et al.*, 2003; Zaitsev *et al.*, 2007). La existencia de diferentes procesos físicos implica la generación y permanencia de células fitoplanctónicas y, por lo tanto, de la producción primaria (Falkowski *et al.*, 1998), haciendo a estas regiones altamente productivas y económicamente muy importantes (Espinosa-Carreón *et al.*, 2007).

6. MATERIALES Y MÉTODOS

6.1. Muestreos y colecta de sedimento superficiales

El estudio comprendió los análisis de sedimentos superficiales de la costa sur-occidental de la PBC, México en noviembre de 2006 a lo largo de 9 transectos perpendiculares a la línea de costa (A a I), comprendiendo 37 estaciones en total. La red de puntos de muestreo se presenta en la Figura 7.

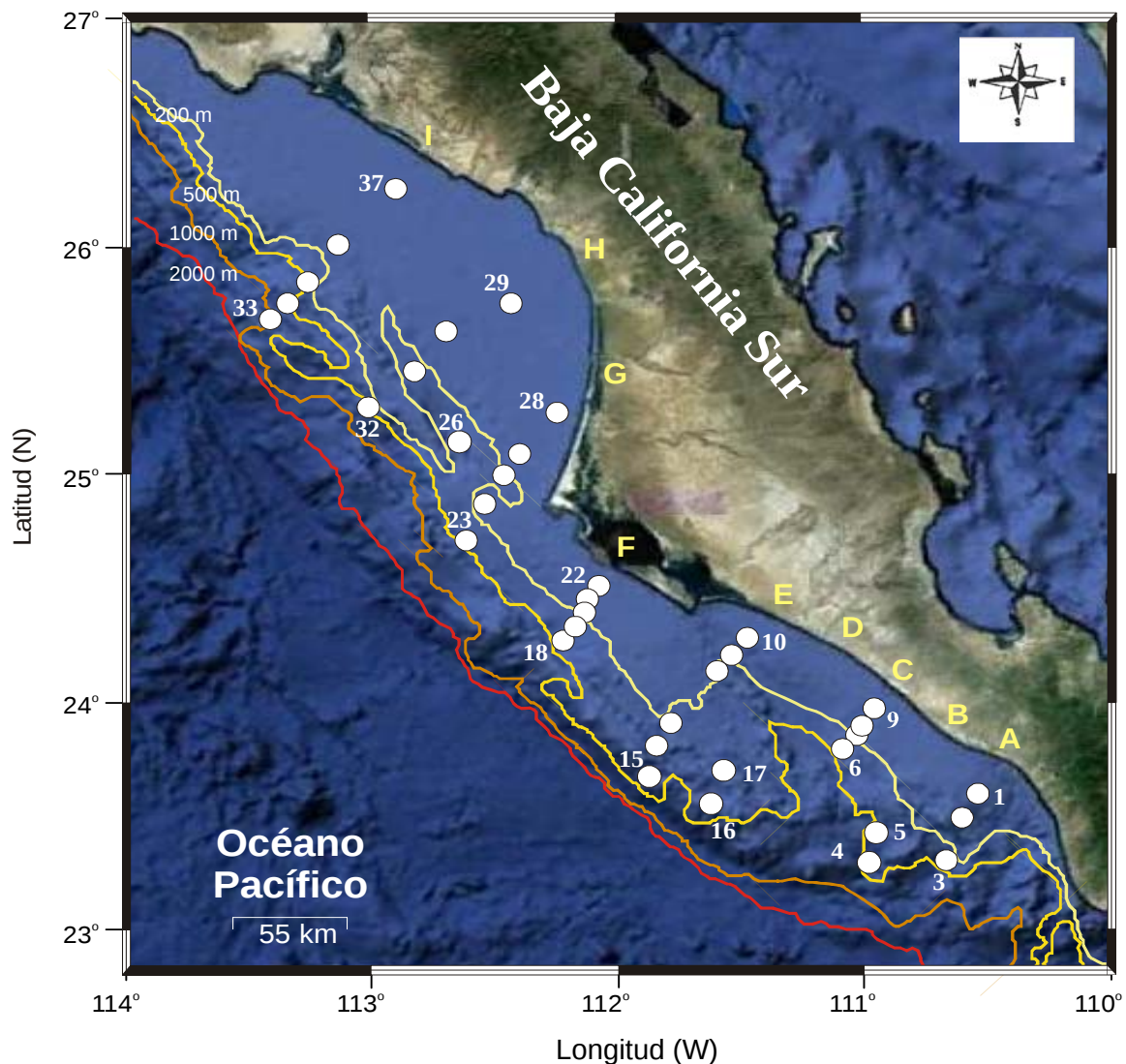


Figura 7. Transectos de colecta (A a I) que comprenden 37 estaciones (círculos blancos). La batimetría de la zona está representada por líneas en color 200 m (crema), 500 m (amarilla), 1000 m (naranja) y 2000 m (rojo).

La colecta de los sedimentos superficiales se realizó mediante una draga Smith- McEntyre a profundidades de colecta entre 50 y 500 m, tomando los primeros 2 cm de espesor del sedimento. Éstos se depositaron en bolsas ziploc etiquetadas, conservándose a -4°C hasta su posterior análisis en el laboratorio. Para determinar cuántas de las estaciones caían dentro de la ZOM, se elaboró un perfil vertical para el área de estudio con la distribución de las concentraciones de oxígeno disuelto en profundidad y su variación en latitud, esto fue posible gracias a datos de 14 lances de CTD y valores de concentraciones de OD tomados de van Geen *et al.* (2003) (Figura 8).

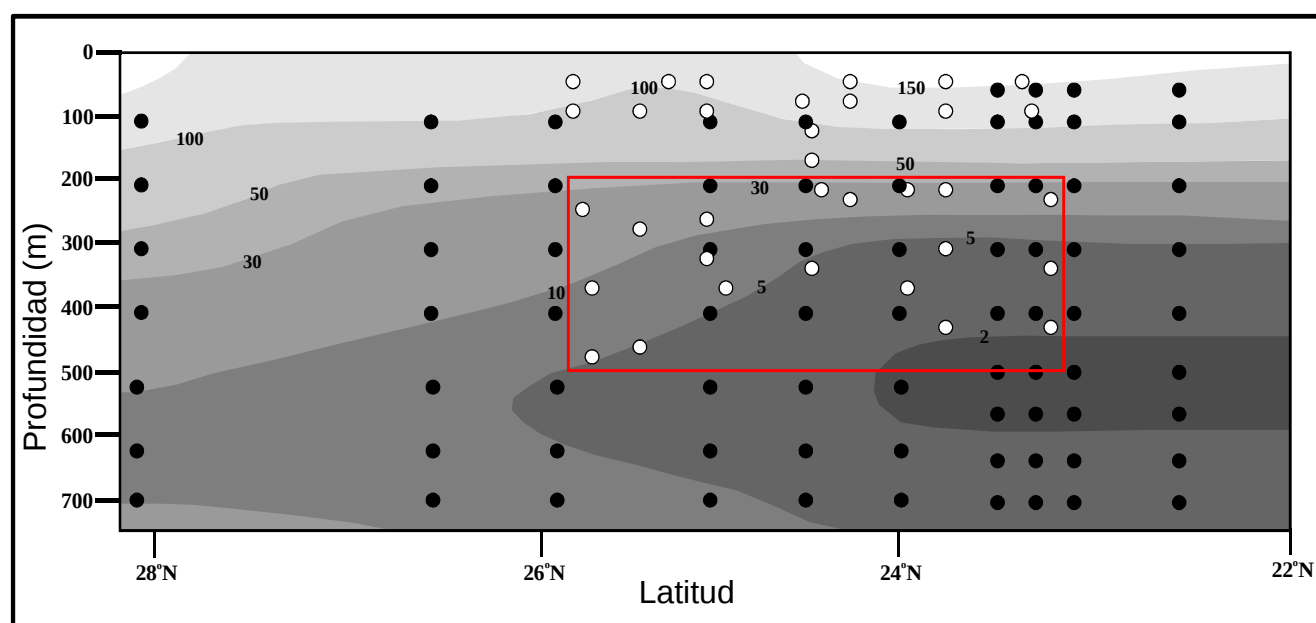


Figura 8. Perfil vertical de OD a profundidad y su variación en latitud para el área de estudio, los círculos blancos representan las estaciones de muestreo, círculos negros son lances de CTD. En el recuadro rojo se muestra las estaciones de colecta que caen dentro de la ZOM. Los valores de OD van de 2 a 150 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (modificada de van Geen *et al.*, 2003).

6.2 . Procesamiento y análisis de muestras de sedimento

Todas las muestras de sedimento superficial fueron colocadas en pequeños contenedores de plástico debidamente etiquetados para su identificación y secadas en el horno de madera que se encuentra en las instalaciones del Laboratorio de Química del CICIMAR a una temperatura aproximada de 50°C durante 24 hrs. Una vez secas las muestras fueron maceradas para obtener sedimentos homogéneos y

ser empleadas en los análisis posteriores, excepto las muestras destinadas para la determinación del tamaño de grano.

6.2.1. Análisis granulométrico

El análisis del tamaño de grano de los sedimentos colectados se realizó en el Laboratorio de Geología del CICIMAR. Para ello se utilizó un analizador de partículas Beckman-Coulter LS13320, sistema para determinar la distribución de tamaño de partículas entre 0.04 a 2000 micras. La finalidad del análisis granulométrico es obtener la distribución por tamaño de las partículas presentes en una muestra de suelo o sedimento, lo que nos permite conocer las características texturales del sedimento. El analizador permite conocer la distribución detallada de sedimentos muy finos como los limos y las arcillas, sedimentos presentes en el ambiente marino profundo y en zonas costeras, que por las condiciones morfológicas de la costa, dinámica del océano y/o biota permiten la acumulación de estos materiales. A 0.25 g de muestra se les agregó hexametáfosfato de sodio al 5% (actúa como dispersante, separando las partículas unidas por fuerzas electrostáticas) y acetona al 50% (disuelve la materia orgánica). Las muestras se prepararon para su análisis en húmedo y colocaron en un agitador para homogeneizar cada muestra antes de adicionarla al analizador de partículas.

6.2.2. Determinación de carbono y nitrógeno orgánico

Para los análisis de carbono y nitrógeno orgánico se empleó la técnica de oxidación en seco (Goñi *et al.*, 1998), para lo cual fue necesario el pretratamiento de las muestras de sedimento superficial con ácido clorhídrico al 10% para remover el carbono inorgánico (CaCO_3). Posteriormente, las muestras fueron secadas en el horno de madera y encapsuladas para el análisis en un analizador elemental Costech automatizado con capacidad para el análisis de 50 muestras que se encuentra en las instalaciones del Laboratorio de Espectrometría de Masas (LEsMa) en el CICIMAR. El analizador elemental utiliza el método de combustión para convertir los elementos de la muestra a gases simples (CO_2 , vapor de agua y N_2). Dentro del equipo la muestra seca y macerada debe pasar primero por la columna de oxidación y posteriormente a una columna de reducción. Los gases resultantes se

homogeneízan y se controlan a las mismas condiciones de presión, temperatura y volumen. Los gases homogeneizados se despresurizar a través de una columna, donde se separan y se cuantifican en función de sus conductividades termales. La precisión analítica del equipo fue de $1.2 \times 10^{-3} \text{ g C kg}^{-1}$ y $1.2 \times 10^{-4} \text{ g N kg}^{-1}$.

6.2.3. Determinación de fósforo total, orgánico e inorgánico

La acumulación de fósforo en los sedimentos puede ser empleada como un proxy de flujos de carbono y productividad primaria, y ha sido usada en la reconstrucción de productividad a diferentes escalas de tiempo. Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Química del CICIMAR. El fósforo orgánico (P_{org}) se estimó por diferencia entre el fósforo total y el inorgánico, siguiendo el método propuesto por Aspila *et al.* (1976), para lo cual se usaron 0.5 g de sedimento seco previamente macerado por duplicado, ya que la mitad de las muestras serían calcinadas en una mufla a 550°C para eliminar la materia orgánica. Una vez calcinadas, a todas las muestras se le añadió 30 ml de HCl al 10% y se dejaron en agitación por 16 hrs. Después se centrifugaron a 4500 rpm durante 20 minutos, finalmente las muestras se titularon con azul de molibdato, debiendo tomar una coloración azul tenue (Strickland y Parsons, 1968), y fueron medidos en un espectrofotómetro UV-Vis 1700 marca Shimadzu. La precisión de las replicas fue $5 \times 10^{-6} \text{ g P kg}^{-1}$.

6.2.4. Determinación de ópalo biogénico (BSi)

El ópalo biogénico (BSi) es una de los componentes dominantes en los sedimentos al igual que el CaCO_3 . La cuantificación del BSi en las muestras de sedimento se realizó mediante la técnica de Mortlock y Froelich (1989), a 0.25 g de sedimento seco y macerado se le añadió 5 ml de HCl al 10% y 5 ml de H_2O_2 al 5% con la finalidad de eliminar el CaCO_3 y la materia orgánica. Al igual que con el P_{org} las muestras se centrifugaron a 4500 rpm durante 20 minutos eliminando el sobrenadante y agregando finalmente Na_2CO_3 para la extracción del sílice de las frústulas de las diatomeas. Al tomar la solución una coloración azul tenue (Strickland y Parsons, 1968), ésta se midió en el espectrofotómetro UV-Vis 1700 marca Shimadzu.

del Laboratorio de Contaminación ambiental en El Colegio de la Frontera Sur (Ecosur), Unidad Chetumal. La precisión de las replicas fue de 5 g kg^{-1} .

6.2.5. Determinación del contenido de CaCO_3

El carbonato de calcio (CaCO_3) es otro de los componentes mayoritarios en los sedimentos marinos, aportado principalmente por organismos tales como los cocolitofóridos, foraminíferos, pterópodos, entre otros. El CaCO_3 se cuantificó en un coulómetro de dióxido de carbono con una unidad de acidificación, perteneciente a la Facultad de Ciencias Marinas de la Universidad Autónoma de Baja California (Ensenada, Baja California, México). El coulómetro proporciona una determinación exacta y absoluta de la concentración de dióxido de carbono (CO_2), generado de un proceso de la acidificación, que se produce, cuando a 25 mg de sedimento se le agrega 3 ml de HClO_4 2M, que disuelve el CaCO_3 y genera CO_2 . La celda del coulómetro se llena de una solución cátodo y de una del ánodo con un indicador colorimétrico. Un cátodo de platino y un ánodo de plata son posicionados en la celda y se colocan en el ensamblaje entre una fuente de luz y un fotodetector en el coulómetro. Cuando una corriente del gas pasa a través de la solución, el CO_2 es absorbido cuantitativamente, reaccionando con los elementos en las soluciones del cátodo/ánodo para formar un ácido titulable. Este ácido hace que el indicador de color se decolore. El monitor de fotodetección supervisa el cambio en el color de la solución como porcentaje de transmitancia (%T). Conforme el %T aumenta, la corriente de titulación se activa automáticamente para generar una base a una tasa proporcional a la transmitancia. Cuando la solución vuelve a su color original (transmitancia original), la corriente para. La precisión analítica de las replicas para el CaCO_3 fue $<0.05\%$.

6.2.6. Análisis de los isótopos estables del carbono

Los isótopos de carbono se miden normalmente en organismos carbonatados, como foraminíferos (Steens *et al.*, 1992; Thunell y Sautter, 1992; Pérez *et al.*, s/a; Field, 2004; Figueroa *et al.*, 2005), ostrácodos, corales, moluscos, etc. Es importante mencionar también, que la composición isotópica del carbono se puede medir en la materia orgánica preservada en el sedimento (Goñi *et al.*, 1998; Goñi *et al.*, 2000;

Gordon *et al.*, 2001; Kastner y Goñi, 2003; Cowie, 2009), debido a que el carbono, aparte de formar parte del caparazon, es el elemento básico y más importante de los tejidos orgánicos y del protoplasma en los organismos unicelulares. El análisis de isótopos de carbono de la materia orgánica sedimentaria se llevo a cabo en un espectrómetro de masas marca Thermo Delta V Plus acoplado a un analizador elemental Costech en el Laboratorio de Espectrometría de Masas del CICIMAR. La preparación de las muestras de sedimento superficial requirió de 0.5 g de sedimento seco y macerado. Las muestras se sometieron a un tratamiento con HCl al 10 % cuya finalidad es eliminar los carbonatos, ya que éste puede ocasionar interferencia en la lectura del carbono. Posteriormente, se realizaron lavados y centrifugados a 4500 rpm durante 20 minutos, todo el sobrenadante se desecho, retirando finalmente solo el sedimento. El cual se colocó en recipientes plásticos para su secado en el horno de madera. Para la lectura en el espectrómetro de masas 3 mg del sedimento se colocó en cápsulas de estaño. Como estándares primarios se emplearon BBOT ($C_{26}H_{26}N_2O_2S$), cuya precisión analítica fue de $\pm 0.03 \%$, y urea ($C_7H_{20}N_2OSi_2$) con una precisión de $\pm 0.06 \%$.

6.3. Procesamiento estadístico de los datos

Una vez obtenida la base de datos del analizador de partículas, estos se procesaron en el programa GRADISTAT v 4.0, diseñado para el análisis de tamaños de grano obtenidos a partir de tamizado o analizador de partículas láser en sedimentos no consolidados. Como resultado se obtuvo una matriz de datos como los parámetros de los tamaños de grano, que son calculados aritmética y geométricamente (en micras) o logarítmicamente (usando la escala phi). Entre los demás parámetros estadísticos, que arroja el programa, están la media, desviación estándar, asimetría y kurtosis. Además de la descripción física del grupo textural al cual pertenece la muestra, el nombre del sedimento y el porcentaje que caen en cada fracción de tamaño. En conclusión, todos estos parámetros nos indican el tipo de sedimento, su grado de clasificación o nivel de energía que actúa sobre el sedimento y predominio de grano.

En el caso de los resultados de la composición isotópica de la materia orgánica sedimentaria, se presentaron en términos de valores delta, es decir, $\delta^{13}\text{C}$, que son diferencias normalizadas entre la razón de los valores del isótopo pesado, ^{13}C , y el ligero, ^{12}C . Siendo:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{muestra}} = (R_{\text{muestra}} / R_{\text{estándar}} - 1) \times 1000$$

donde $R_{\text{muestra}}: ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $R_{\text{estándar}}: ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

En el análisis de isótopos estables del carbono el patrón es el carbono contenido en el carbonato de calcio de la concha de un fósil marino denominado PDB (*Pee Dee Belemnite*), perteneciente a una formación geológica del Cretácico en Carolina del Norte. De esta forma se obtiene el $\delta^{13}\text{C}$ de una muestra en concreto viva o fósil, orgánica o inorgánica. Finalmente de los datos relacionados con los componentes biogénicos se calcularon las razones molares de carbono orgánico-fósforo orgánico (C:P), carbono orgánico-nitrógeno orgánico (C:N), nitrógeno orgánico-fósforo orgánico (N:P) y ópalo biogénico-carbono orgánico (BSi:C) de la materia orgánica, que determinan la fuente y magnitud relativa de depositación de la materia orgánica en el sedimento.

Los valores de C_{org} , N_{org} , BSi y CaCO_3 se expresaron en unidades de concentración de g kg^{-1} , y el P_{org} en mg kg^{-1} . El $\delta^{13}\text{C}$ se presenta en valores de partes por mil (‰). Se realizaron mapas de distribución espacial de todos los componentes biogénicos, razones elementales, $\delta^{13}\text{C}$ y tamaño de grano medio, así como de los diferentes grupos texturales (arenas, arcillas, limos y lodos) en el área de interés, con la ayuda del programa Surfer 8 diseñado para modelado de terrenos y superficies. Para el análisis de los datos se emplearon los parámetros estadísticos básicos como la media o valor promedio, mediana, desviación estándar, máximo y mínimo, calculados con el empleo del programa computacional STATISTICA 8.0. El tratamiento estadístico de los datos incluye el análisis de factores (AF) para distinguir asociaciones de componentes biogénicos en el material sedimentario y evaluar la posible contribución de las diversas concentraciones de O_2 y el control del tamaño de grano en la distribución espacial de las concentraciones de C_{org} , N_{org} , P_{org} , BSi,

CaCO_3 y $\delta^{13}\text{C}$. El AF es una técnica multivariada usada para la síntesis o reducción de información (datos y variables). Un análisis de factores tiene sentido si existen altas correlaciones entre las variables, ya que esto es indicativo de que se tiene información redundante y, por tanto, pocos componentes explicarán la variación en la distribución de los componentes biogénicos en los sedimentos superficiales en diversas condiciones de oxigenación.

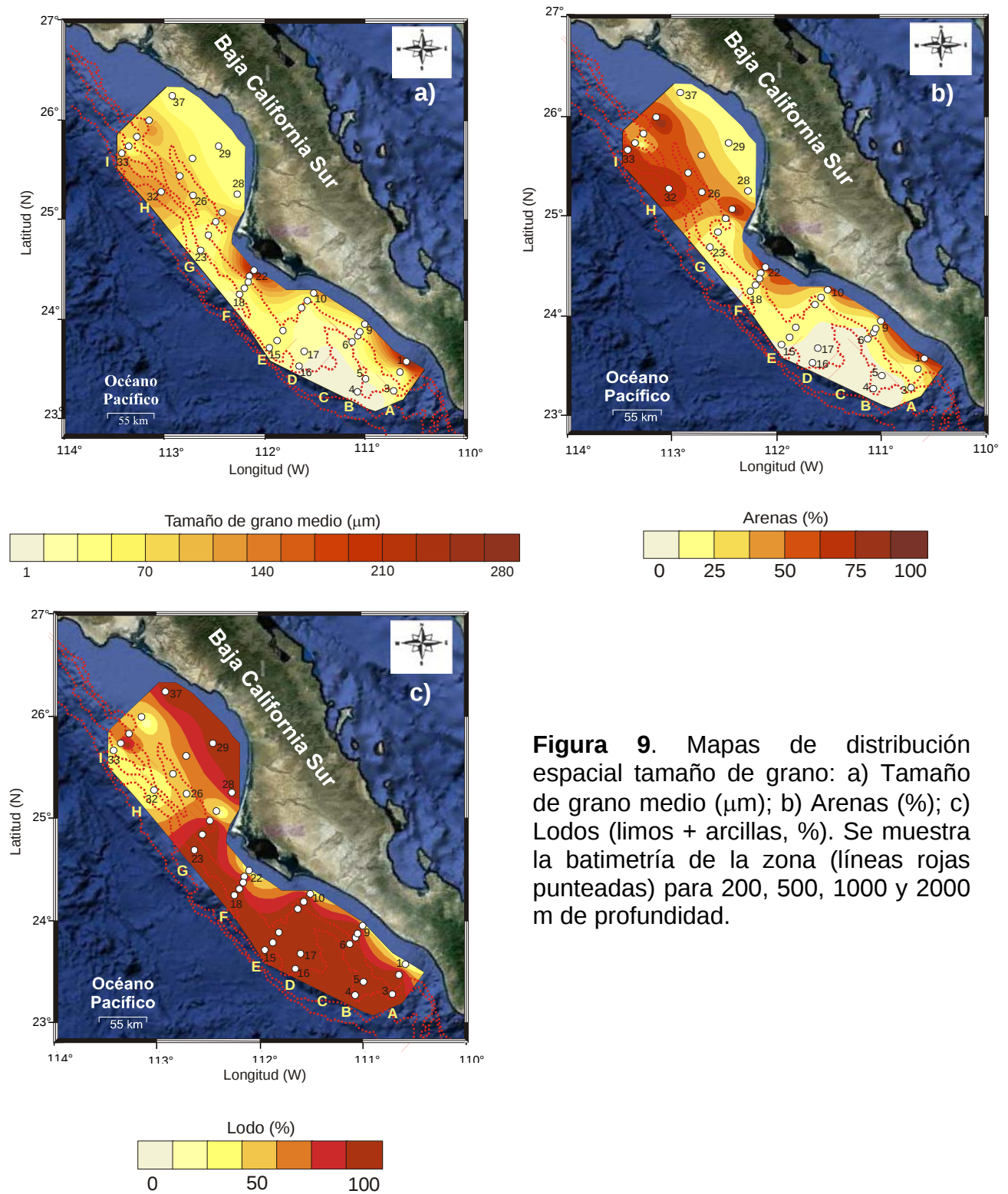
7. RESULTADOS

7.1. Distribución espacial del tamaño de grano

Se analizaron 37 muestras de sedimentos superficiales del margen sur-occidental de la PBC, México. Los resultados muestran que la textura de los sedimentos superficiales estuvo compuesta por arenas y lodos (limos y arcillas) con un tamaño de grano medio de $48 \pm 72 \mu\text{m}$ con un intervalo de tamaños muy amplio de 1 a $280 \mu\text{m}$.

En el área costera de la zona sur y centro (transectos A a F), el tamaño de grano tiende hacia sedimentos gruesos $>63 \mu\text{m}$ (arenas) hasta los 200 m de profundidad. Los sedimentos finos $<63 \mu\text{m}$ predominan en las estaciones más profundas (200 a 500 m). En la zona norte (transectos G a I) se puede apreciar un patrón de disminución en cuanto al tamaño de grano, en la zona costera, donde se presentan sedimentos de textura fina con un tamaño $<63 \mu\text{m}$, los cuales incrementan en su tamaño de grano hacia mar adentro (Figura 9a). Estos resultados coinciden con las distribuciones espaciales de los porcentajes de arenas y lodos (limos y arcillas; Figuras 9b y 9c). La distribución de sedimentos frente al complejo lagunar de Bahía Magdalena-Almejas y su margen oceánico adyacente (transectos A a F) está caracterizado por arena y lodos. En las estaciones más costeras, el porcentaje de arenas es $>65\%$ con poco contenido de limos y arcillas generando una textura de arena lodosa, las estaciones profundas se caracterizaron por sedimentos de muy finos ($<64 \mu\text{m}$) con textura lodosa. Esto puede indicar ambientes de depositación de baja energía, lo que permite el asentamiento lento de las partículas finas, como los limos y arcillas, ya que estos pueden permanecer en suspensión por largos períodos de tiempo, permitiendo su transporte por grandes distancias antes de llegar al sedimento. La distribución de sedimentos en la zona norte (parte centro y sur del Golfo de Ulloa, transectos G a I) se caracterizó por estaciones costeras predominadas por lodos ($>75\%$) y arenas hacia las estaciones profundas. De manera general, los lodos (limos y arcillas $<63 \mu\text{m}$) dominaron la distribución de los sedimentos superficiales a lo largo de toda el área de estudio con excepción de la zona norte, donde el porcentaje de arenas fue de hasta 75%, con

excepción de algunos lentes (e.g., estaciones 27, 34, 35 y 36), que corresponden a texturas arenosas, arcillosas y arena limosa (Figura 9a, b y c).



7.2. Distribución espacial de componentes biogénicos (C_{org} , N_{org} , P_{org} , BSi y $CaCO_3$)

7.2.1. Carbono y nitrógeno orgánico

En las Figuras 10a y 10b se muestran las concentraciones de C_{org} y N_{org} en el sedimento, así como sus distribuciones espaciales en la zona de estudio, ambos componentes mostraron una distribución espacial muy similar. El C_{org} presentó una concentración promedio de $43 \pm 43 \text{ g kg}^{-1}$ con un máximo de 145 g kg^{-1} y un mínimo de 2 g kg^{-1} , en el caso del N_{org} el valor promedio fue de $5 \pm 5 \text{ g kg}^{-1}$ con un máximo de 16 g kg^{-1} y un mínimo de 0.2 g kg^{-1} (Anexo II, Tabla IIA).

La concentración de N_{org} fue de 1 o 2 órdenes de magnitud menor a la del C_{org} , ambos componentes mostraron distribuciones espaciales prácticamente idénticas, con tendencia a incrementar de la costa hacia mar adentro. En las estaciones costeras del margen de Bahía Magdalena (transectos A a F) se presentaron las concentraciones más bajas de ambos componentes ($40 \text{ g kg}^{-1} C_{org}$ y $4 \text{ g kg}^{-1} N_{org}$).

Para las estaciones profundas de los transectos A a F (200-500 m de profundidad) las concentraciones de C_{org} y N_{org} incrementaron gradualmente, en particular para la zona sur ($\sim 40\text{-}140 \text{ g kg}^{-1} C_{org}$ y $\sim 4\text{-}14 \text{ g kg}^{-1} N_{org}$). Es importante remarcar que las mayores concentraciones de C_{org} y N_{org} se presentaron para las estaciones 14, 15, 16, y 17 ($120\text{-}140 \text{ g kg}^{-1} C_{org}$ y $12\text{-}14 \text{ g kg}^{-1} N_{org}$) de los transectos D y E. Para la zona norte que comprende el Golfo de Ulloa (transectos G a I), las concentraciones de C_{org} y N_{org} siguen un patrón similar al resto del área, con concentraciones bajas que tienden a aumentar con la profundidad ($C_{org} \sim 1\text{-}100 \text{ g kg}^{-1}$; $N_{org} 0.2\text{-}10 \text{ g kg}^{-1}$). Las mayores concentraciones de ambos componentes se encontraron en las estaciones 23, 24 y 26 del transecto G ($C_{org} 30\text{-}90 \text{ g kg}^{-1}$; $N_{org} 3\text{-}9 \text{ g kg}^{-1}$) y 31 y 32 del transecto H ($C_{org} 90\text{-}100 \text{ g kg}^{-1}$; $N_{org} 9\text{-}10 \text{ g kg}^{-1}$) las cuales se ubicaron dentro o circundando Cuenca San Lázaro a profundidades entre 200 y 500 m. En el caso del transecto I todas sus estaciones muestran concentraciones bajas de C_{org} ($1\text{-}20 \text{ g kg}^{-1}$) y N_{org} ($0.2\text{-}2 \text{ g kg}^{-1}$).

7.2.2. Fósforo orgánico (P_{org})

En la Figura 10c se observa la distribución espacial del P_{org} , la cual mostró un gradiente de incremento en sentido latitudinal y hacia fuera de la costa. A diferencia de los demás componentes, el P_{org} se reporta en unidades de $mg\ kg^{-1}$ ya que su concentración en relación con los demás componentes fue menor en varios órdenes de magnitud. El P_{org} presentó una concentración promedio de $599 \pm 383\ mg\ kg^{-1}$ con valor máximo de $1547\ mg\ kg^{-1}$ y mínimo de $59\ mg\ kg^{-1}$ (Anexo II, Tabla IIA).

Al igual que el C_{org} y N_{org} , el P_{org} tuvo bajas concentraciones en la zona costera de la porción sur del área de estudio. En el transecto A, las estaciones 1, 2 y 3 alcanzaron concentraciones de $200-400\ mg\ kg^{-1}$ similares a los valores de las estaciones 8 y 9 del transecto C ($100-400\ mg\ kg^{-1}$) y 10, 11 y 12 del transecto E ($100-300\ mg\ kg^{-1}$). Se observó la tendencia del P_{org} a incrementar de 400 a $900\ mg\ kg^{-1}$ hacia las estaciones profundas ($>200-500\ m$). En transecto F frente a la boca de Bahía Magdalena el sedimento mantuvo altas concentraciones de P_{org} entre 500 y $1400\ mg\ kg^{-1}$.

Finalmente, en los transectos, ubicados en el Golfo de Ulloa, la distribución del P_{org} en los sedimentos fue muy heterogénea con algunos lentes aislados. En el transecto G, la concentración de P_{org} en las estaciones 25, 26, 27 y 28 fue $700\ mg\ kg^{-1}$, incrementando hasta $900\ mg\ kg^{-1}$ en la estación 24. En los transectos H e I existieron varios lentes de P_{org} , con mínimos de $200-300\ mg\ kg^{-1}$ (estación 30) y máximos de $1100-1200\ mg\ kg^{-1}$ (estación 32).

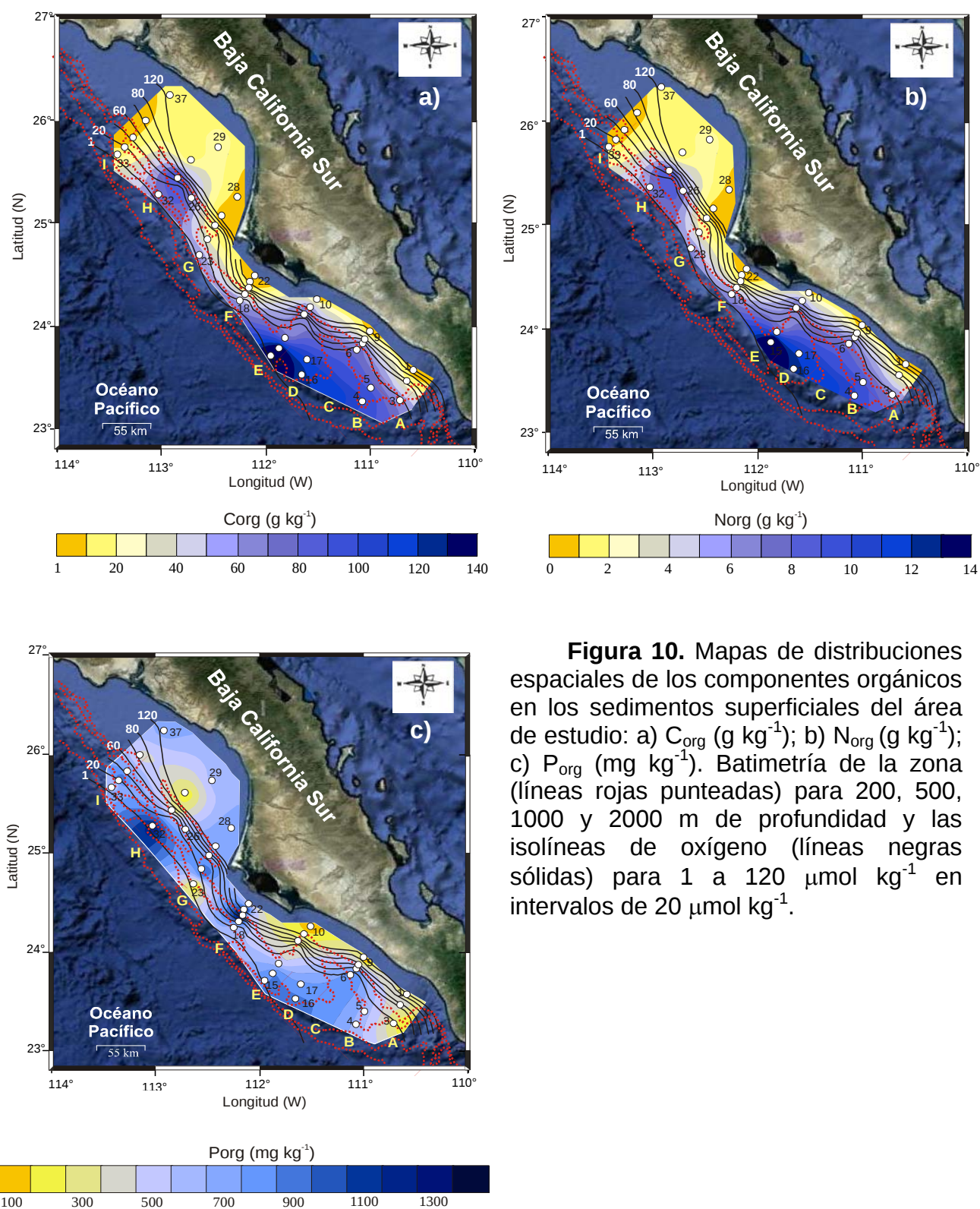


Figura 10. Mapas de distribuciones espaciales de los componentes orgánicos en los sedimentos superficiales del área de estudio: a) C_{org} ($g\ kg^{-1}$); b) N_{org} ($g\ kg^{-1}$); c) P_{org} ($mg\ kg^{-1}$). Batimetría de la zona (líneas rojas punteadas) para 200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad y las isóneas de oxígeno (líneas negras sólidas) para 1 a 120 $\mu mol\ kg^{-1}$ en intervalos de 20 $\mu mol\ kg^{-1}$.

7.2.3. Ópalo biogénico (BSi)

El ópalo biogénico (BSi) al igual que el P_{org} mostró una distribución heterogénea con tendencia general a incrementar hacia fuera de la costa, con excepción de algunos lentes y parches aislados (Figura 11a). El BSi tuvo una concentración promedio de $76 \pm 24 \text{ g kg}^{-1}$ con un máximo de 175 g kg^{-1} y un mínimo de 31 g kg^{-1} (Anexo II, Tabla IIA). En los transectos A a F correspondientes al complejo lagunar Bahía Magdalena-Almejas y su margen oceánico se formaron varios lentes y parches de diversas concentraciones. Las estaciones con menores concentraciones de BSi en los sedimentos fueron la 1, 4, 5, 7, 8, 9, 14, 21 y 22 con valores entre 30 g kg^{-1} y 60 g kg^{-1} , las estaciones relacionadas a lentes aislados fueron la 2, 11 y 12 con concentraciones de BSi de 90 a 100 g kg^{-1} . En los sedimentos de las estaciones restantes se encontraron concentraciones entre 70 - 90 g kg^{-1} . Al igual que los componentes biogénicos anteriores en lo general las mayores concentraciones de BSi en los sedimentos pertenecieron a las estaciones profundas (est. 15, 16 y 17). En los transectos más norteños (G, H e I) también se presentaron varios lentes aislados con concentraciones de BSi entre 60 g kg^{-1} y 90 g kg^{-1} , la concentración más alta de éste componente se ubicó en estación 23 (transecto G) con 175 g kg^{-1} .

7.2.4. Carbonato de calcio

En el caso de la distribución del carbonato de calcio, en la Figura 11b se puede observar que la concentración de éste componente tiende a ser baja para toda el área de estudio, con excepción de tres grandes manchones, en el Golfo de Ulloa (transecto H e I), frente Bahía Magdalena (transecto F) y en el transecto G. Pero de forma general se mantuvo una concentración promedio de $158 \pm 164 \text{ g kg}^{-1}$, con máximo de 640 g kg^{-1} y mínimo de 29 g kg^{-1} (Anexo II, Tabla IIA). Como se mencionó anteriormente, los sedimentos de la gran mayoría de las estaciones se mantuvieron con concentraciones entre 50 g kg^{-1} y 150 g kg^{-1} . Las concentraciones mayores de CaCO_3 se presentaron en tres parches, el primero en el transecto G para las estaciones 16 y 17 con valores de 200 - 300 g kg^{-1} , el segundo parche se encontró frente a la boca de Bahía Magdalena (transecto F) para las estaciones 21 (150 g kg^{-1}) y 22 (300 g kg^{-1}), y finalmente, el tercer parche y el más grande se ubicó en el Golfo

de Ulloa, en las estaciones 32, 33, 34 y 35 (lejanas de la costa y profundas), donde las concentraciones de CaCO_3 en los sedimentos fueron del orden de $300\text{-}700\text{ g kg}^{-1}$.

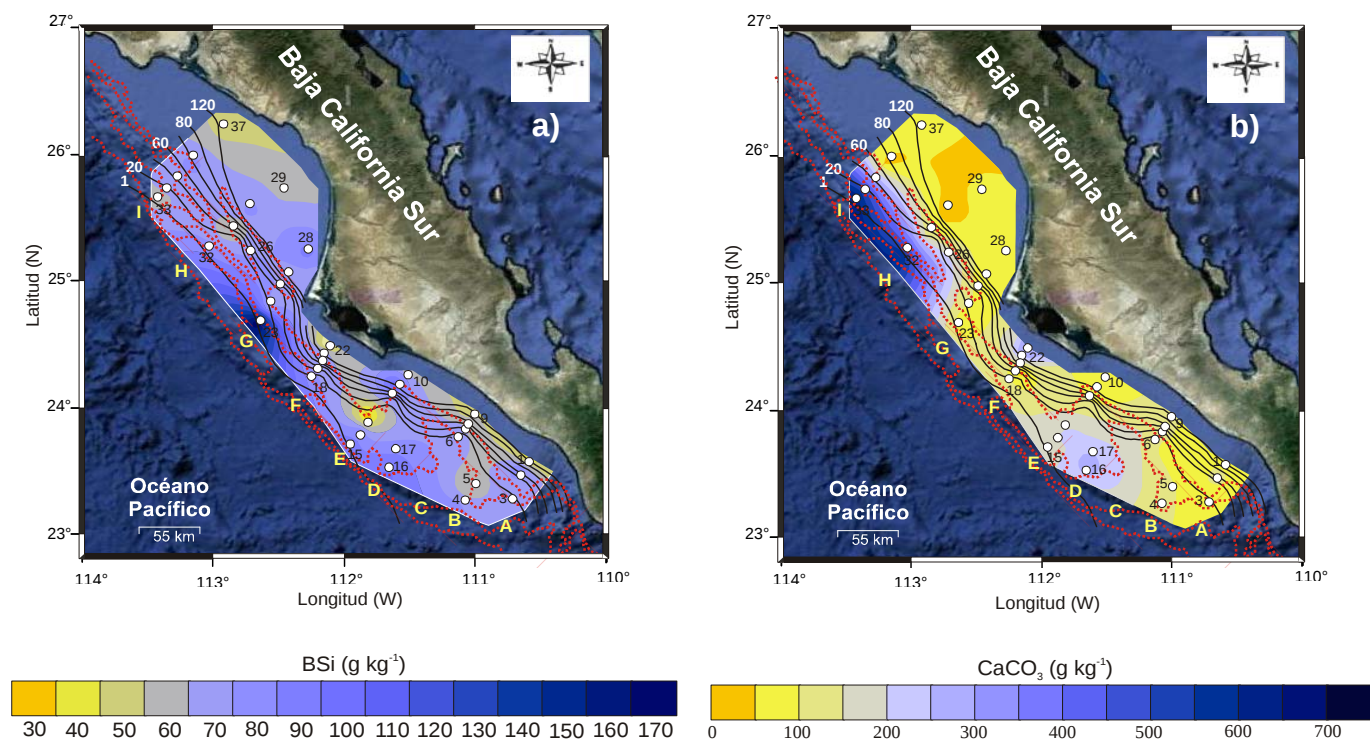


Figura 11. Mapas de distribuciones espaciales de los componentes inorgánicos en los sedimentos superficiales del área de estudio: a) ópalo biogénico (BSi) (g kg^{-1}) y b) carbonato de calcio (g kg^{-1}). Batimetría de la zona (líneas rojas punteadas) para 200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad y las isolíneas de oxígeno (líneas negras sólidas) para 1 a $120\text{ }\mu\text{mol kg}^{-1}$ en intervalos de $20\text{ }\mu\text{mol kg}^{-1}$.

Las altas concentraciones de CaCO_3 en los sedimentos superficiales para esta zona se explican debido a la presencia de un ooze de carbonatos formado por conchas de foraminíferos (Figura 12).



Figura 12. Fotografías del ooze de foraminíferos tomadas de los sedimentos superficiales pertenecientes a las estaciones 32, 33, 34 y 35.

7.3. Distribución de las razones elementales C:N, C:P, N:P, BSi:C y $\delta^{13}\text{C}$

7.3.1. Razón elemental C:N

La razón elemental C:N ha sido utilizada como un proxy muy eficiente para determinar el origen de la materia orgánica que se depositó en el sedimento. La Figura 13a representa la distribución espacial de la razón C:N de la materia orgánica sedimentaria en el margen oceánico sur-occidental de la PBC para noviembre de 2006. En la figura se muestra una distribución muy heterogenea, con los valores más altos hacia la zona sur, principalmente en los transectos A a D y en la zona norte en las estaciones más costeras. Además de varios manchones entre las diversas zonas. En general, la razón C:N tuvo un valor promedio de 11 ± 1 con un máximo de 14 y un mínimo de 8 (Anexo II, Tabla IID). De forma más específica, la razón C:N en las estaciones de los transectos A a D mantuvo valores entre 11 y 12, con excepción de las estaciones 3 y 16 (~500 m de profundidad), donde la razón C:N disminuyó a valores de 10 y 9, respectivamente.

En los transectos siguientes (E y F) frente a Bahía Magdalena-Almejas, la razón C:N tuvo valores similares a los anteriores. En los transectos G, H e I en el Golfo de Ulloa, existió un gradiente a disminuir de la costa hacia mar adentro con valores de 11 a 12 para las estaciones más costeras (27, 28, 29, 30 y 37) y de 8 a 10 para las estaciones profundas (23 a 26, 31, 32 y 33-36).

7.3.2. Razón elemental C:P y N:P

Como se muestra en las Figuras 13b y 13c, las razones elementales C:P y N:P presentaron distribuciones espaciales muy similares entre sí, a pesar de que sus valores difieren en varios órdenes de magnitud. Con una tendencia general a incrementar hacia fuera de la costa, ya que a lo largo de todas las estaciones costeras los valores de ambas razón fueron los más bajos con respecto a las estaciones más profundas. La razón C:P tuvo un valor promedio de 192 ± 236 con máximo de 894 y mínimo de 5, y la razón N:P mostró un valor promedio de 19 ± 25 con un valor máximo de 98 y un mínimo de 0.6 (Anexo II, Tabla IID). En la región costera predominaron los valores más bajos de ambas razones (C:P = 5 a 222 y N:P = 1 a 20), principalmente para las estaciones de la zona norte en el Golfo de Ulloa,

con excepción de algunas lentes aisladas en el área de estudio. Como por ejemplo, las estaciones 10, 11 y 12 del transecto E que presentaron valores intermedios de ~333 a 556 para la razón C:P y para la razón N:P de 30 a 50.

Las estaciones que mostraron los valores más altos fueron la 3 y 4 (C:P = 445 a 667 y N:P = 40 a 50) de los transectos A y B, la estación 23 (C:P = 895 y N:P = 90) del transecto G, y las estaciones 26 y 31 (C:P = 445 a 667 y N:P = 30 a 40) del transecto H que se encuentran dentro de Cuenca San Lázaro, todas estas estaciones corresponden a una profundidad ~500 m.

7.3.3. Razón elemental BSi:C

Finalmente, la razón BSi:C (Figura 13d), mostró un valor promedio de 3 ± 3 con un valor máximo de 14 y un mínimo de 0.2 (Anexo II, Tabla IID). En su distribución se pudo apreciar que la gran mayoría de las estaciones frente al complejo lagunar de Bahía Magdalena-Almejas y los transectos A a G existió un gradiente a disminuir desde valores intermedios de ~9 a 0.2 conforme aumentaba la distancia de la costa y la profundidad de las estaciones. En el caso del transecto I, éste marcó una tendencia inversa, es decir, los valores de la razón BSi:C tendían a incrementar hacia las estaciones profundas desde un valor de ~2 hasta 14, que fue el valor máximo para esta razón y que correspondió a la estación 34, para nuevamente volver a disminuir en la estación 33.

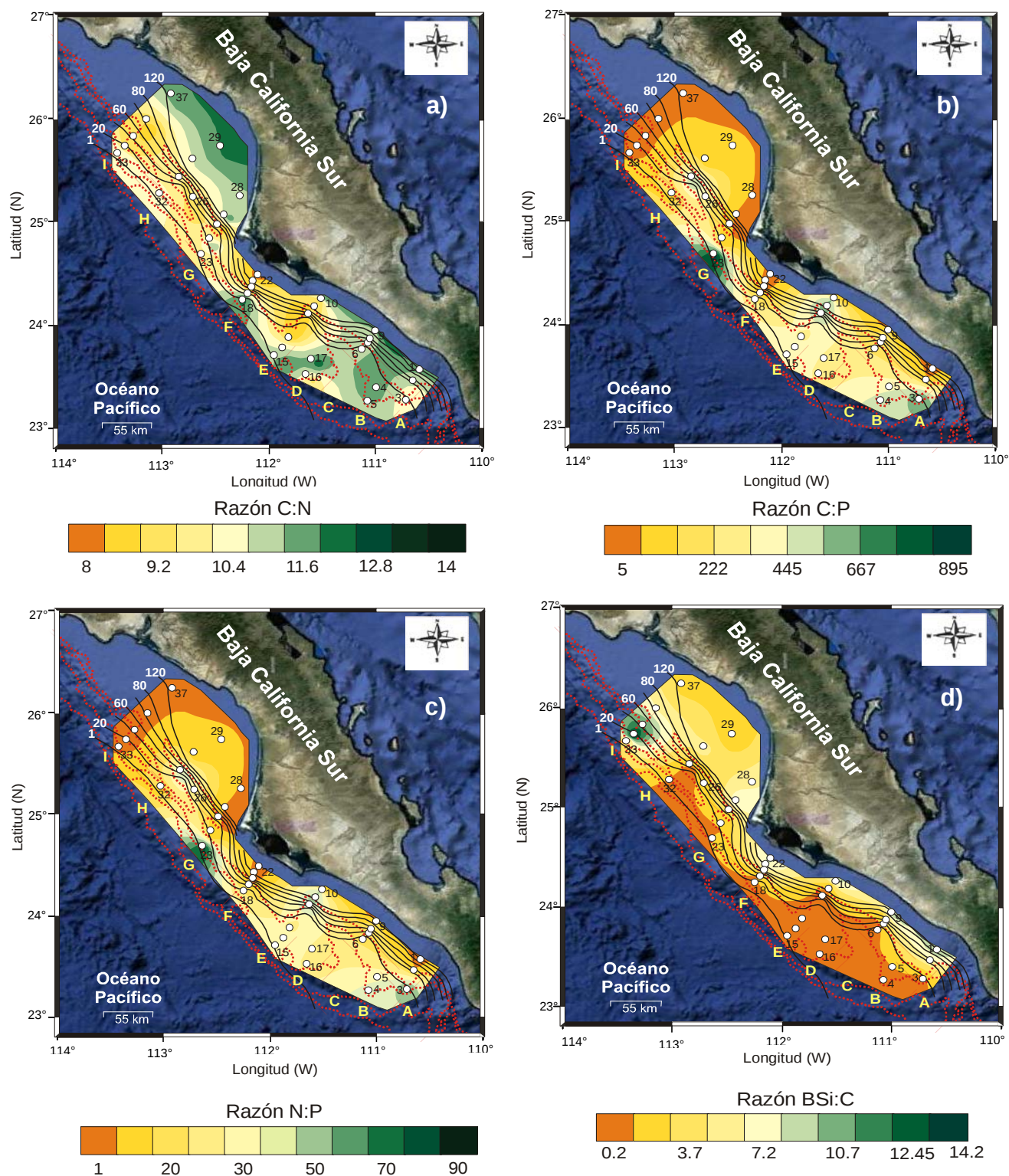


Figura 13. Mapas de distribuciones espaciales de las razones elementales de la MOS del área de estudio: a) Razón C:N; b) Razón C:P; c) Razón N:P; d) Razón BSi:C. Se muestra la batimetría de la zona (líneas rojas punteadas) para 200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad y las isolíneas de oxígeno (líneas negras sólidas) para 1 a 120 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en intervalos de 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

7.3.4. $\delta^{13}\text{C}$ del C_{org}

La Figura 14 del $\delta^{13}\text{C}$ para la materia orgánica sedimentaria tuvo un valor promedio de -22 ± 1 ‰, con valor máximo de -20 ‰ y mínimo de -24 ‰ (Anexo II, Tabla IID). En general, el $\delta^{13}\text{C}$ tiende hacia valores menos negativos hacia fuera de la costa (-21 ‰), ya que en las estaciones más costeras predominan valores de -24 ‰ a -23 ‰.

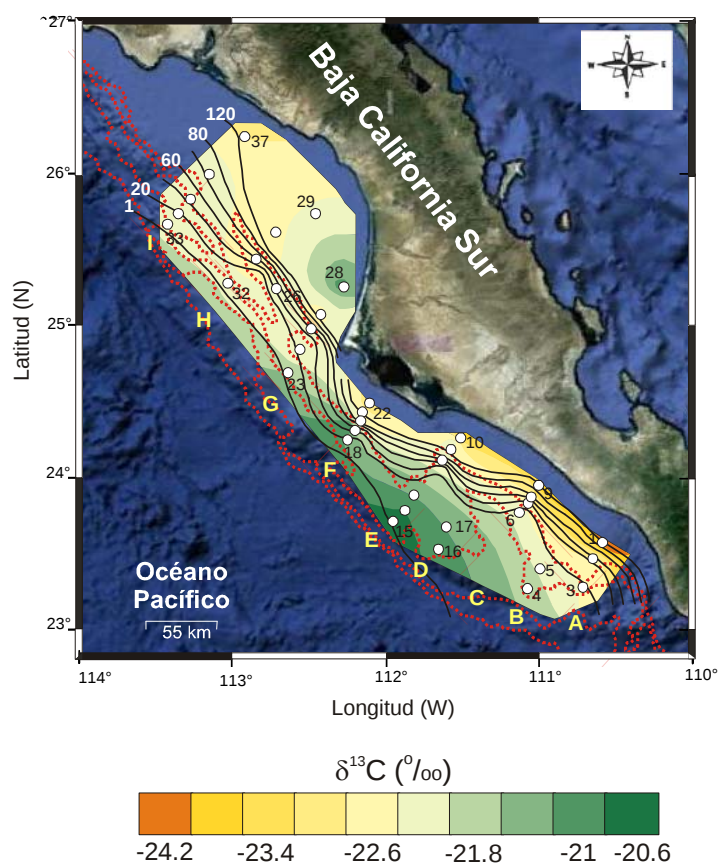


Figura 14. Mapa de distribución espacial de los valores del $\delta^{13}\text{C}$ (‰) de la MOS en el área de estudio. Se muestra la batimetría de la zona (líneas rojas punteadas) para 200, 500, 1000 y 2000 m de profundidad y las isolíneas de oxígeno (líneas negras sólidas) para 1 a 120 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ en intervalos de 20 $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

7.4. Análisis estadístico multivariado

7.4.1. Análisis de componentes principales

Los resultados del análisis estadístico multivariado de componentes principales aplicado a las variables del sedimento (C_{org} , N_{org} , P_{org} , BSi, $CaCO_3$, tamaño grano medio, arena, limos y arcillas, $\delta^{13}C$, razones molares y concentración de O_2) en el margen oceánico sur-occidental de la PBC, México, indicaron que tres factores explicaron el 70% de la variabilidad total. El factor 1 está constituido por el C_{org} , N_{org} , limos y las razones elementales C:P, N:P y BSi:C que explicaron el 36% de la variabilidad (Figura 15a); mientras que el factor 2 con un 19 % de la variabilidad se caracterizó por el tamaño de grano medio, arenas, lodos y arcillas (Figura 15b). Y finalmente, en el tercer factor que explica el 15 % de la variabilidad conformado solamente por el P_{org} (Figura 15c).

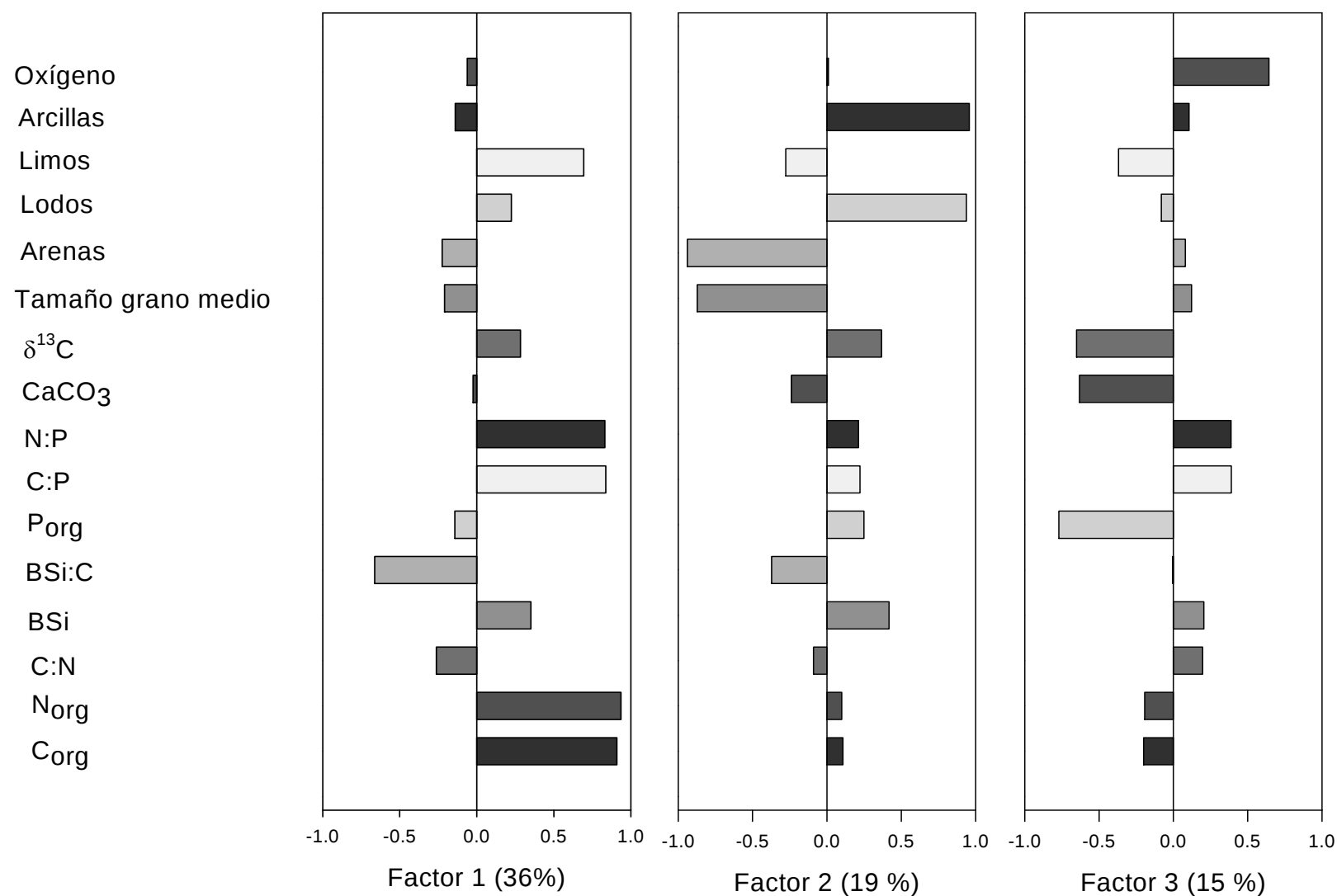


Figura 15. Representación gráfica de los principales factores y sus correspondientes cargas obtenidas del análisis de componentes principales de las diferentes variables (componentes biogénicos, $\delta^{13}\text{C}$, parámetros texturales, razones elementales y oxígeno): a) Factor 1 vs variables; b) Factor 2 vs variables; c) Factor 3 vs variables.

8. DISCUSIÓN

8.1. Componentes biogénicos

En el ambiente marino la materia orgánica sedimentaria (MOS) se compone del material derivado de varias especies del plancton, de acuerdo a la ecología de los productores primarios y consumidores en aguas superficiales. También se compone de materiales alóctonos introducidos por procesos erosivos de la tierra y transportados por lluvia y viento (Zonneveld *et al.*, 2010). Entonces, el contenido de la MOS en el ambiente marino es controlado principalmente por la fuente de biomasa que se origina en la zona eufótica y por los procesos de degradación que ocurren en la columna de agua y el sedimento. Las causas del enriquecimiento y preservación de la materia orgánica (MO) en los sedimentos marinos aun se discuten ampliamente en numerosas investigaciones (e. g., Paropkary, *s/a*; Hartnett *et al.*, 1998; Montalvo, 2006; Valdés *et al.*, 2009; Silva y Astorga, 2010).

La mayoría de los estudios de sedimentos costeros que se enfocan en el C_{org} sedimentario se centran significativamente cerca de sistemas de ríos, donde los aportes de éstos son dominantes (Smith *et al.*, 2008). En este caso, el estudio se llevó a cabo en el margen oceánico sur-occidental de la PBC en el PNOM, un área costera donde las descargas por ríos son esporádicas, por lo que los aportes de MO y sedimentos son escasos, además de que existe una zona de surgencias activas muy importante frente al complejo lagunar Bahía Magdalena-Almejas y el Golfo de Ulloa que contribuye a la productividad primaria local (Zaitsev *et al.*, 2007; González-Rodríguez, 2008).

Los datos de los componentes biogénicos (C_{org} , N_{org} , P_{org} , BSi y $CaCO_3$), las razones elementales (C:N, C:P, N:P y BSi:C), el $\delta^{13}C$ de la MOS, los parámetros texturales y la concentración de O_2 disuelto (tomados de van Geen *et al.*, 2003) en este estudio permitieron analizar la influencia de la disponibilidad de oxígeno y su interacción con las variables del contenido y tipo de MO así como la composición isotópica de carbono a través de un margen oceánico impactado por una ZOM, como es el caso del PNOM.

La distribución de componentes biogénicos en el margen oceánico sur-occidental de la PBC marcó una tendencia general a incrementar desde la zona costera y somera ($17 \text{ g kg}^{-1} \text{ C}_{\text{org}}$, $2 \text{ g kg}^{-1} \text{ N}_{\text{org}}$, $508 \text{ mg kg}^{-1} \text{ P}_{\text{org}}$, $68 \text{ g kg}^{-1} \text{ BSi}$, $91 \text{ g kg}^{-1} \text{ CaCO}_3$) hacia mar adentro donde la profundidad es mayor ($58 \text{ g kg}^{-1} \text{ C}_{\text{org}}$, $7 \text{ g kg}^{-1} \text{ N}_{\text{org}}$, $665 \text{ mg kg}^{-1} \text{ P}_{\text{org}}$, $81 \text{ g kg}^{-1} \text{ BSi}$, $202 \text{ g kg}^{-1} \text{ CaCO}_3$). La ZOM frente PBC es un factor importante relacionado con la distribución y concentración de los componentes biogénicos en los sedimentos, ya que en las estaciones de la zona profunda donde la concentración de OD es menor a $30 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (van Geen *et al.*, 2003) es donde ocurre una mayor acumulación de C_{org} 145 g kg^{-1} , N_{org} 16 g kg^{-1} , P_{org} 1547 mg kg^{-1} , BSi 175 g kg^{-1} y CaCO_3 640 g kg^{-1} (Figuras 10 y 11). En el caso particular del Golfo de Ulloa, las mayores concentraciones de C_{org} ($\sim 90 \text{ g kg}^{-1}$), N_{org} ($\sim 9 \text{ g kg}^{-1}$) y concentraciones intermedias de P_{org} ($300\text{-}700 \text{ mg kg}^{-1}$), BSi ($60\text{-}80 \text{ g kg}^{-1}$) y CaCO_3 ($100\text{-}300 \text{ g kg}^{-1}$) en los sedimentos superficiales correspondieron a Cuenca San Lázaro con $\sim 500 \text{ m}$ de profundidad y bajas concentraciones de OD, lo que permite la depositación de sedimentos laminados (Silverberg *et al.*, 2004), los cuales se han asociado a altos contenidos de MO (van Geen *et al.*, 2003, Dean *et al.*, 2006; Thunell *et al.*, 2008).

La preservación de MO y sus componentes se debe a que el oxígeno reacciona con la MO, causando su descomposición y transformación, y finalmente reduciendo su acumulación en los sedimentos superficiales. En el caso contrario, la ausencia del oxígeno en la columna de agua resulta en una mayor preservación y acumulación de la MO. Por lo que numerosos estudios han indicado que el OD en la columna de agua es un parámetro importante que tiene influencia en la MO preservada y acumulada en los sedimentos marinos (Hartnett *et al.*, 1998; Muller-Karger *et al.*, 2005; Paropkari, s/a). Valdés *et al.* (2009) evaluaron la influencia de la productividad biológica y el OD en la preservación de la MO en muestras de sedimentos superficiales en Bahía Mejillones, Chile, donde la ZOM es muy somera. La alta productividad primaria ($1070 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) estuvo dominada por fitoplancton silíceo, el cual contribuyó de manera significativa al material orgánico preservado en el sedimento. Bahía Mejillones fue dividida de acuerdo a la disponibilidad de O_2 disuelto y la influencia de la productividad primaria, la zona micróxica hemipelágica de la bahía mostró mayor concentración de COT y NT (66 g kg^{-1} y 10 g kg^{-1} ,

respectivamente) en comparación con la zona óxica (4 g kg^{-1} COT y 1 g kg^{-1} NT). La productividad biológica y el OD ejercen una influencia similar en la MOS, pero las características y la cantidad de material orgánico preservado en los sedimentos de esta bahía están controladas, principalmente, por la disponibilidad de OD en la interface agua-sedimento. En el margen de Perú-Chile, la concentración de COT vario entre 52 y 202 g kg^{-1} con un promedio de 120 g kg^{-1} dentro de la ZOM (115 a 360 m de profundidad). Por encima de la ZOM, la acumulación de COT fue de 19 a 49 g kg^{-1} con un promedio de 40 g kg^{-1} en el intervalo de 50 a 102 m de profundidad (Böning *et al.*, 2004; Lomstein *et al.*, 2009).

En el margen sur-occidental de la PBC, la concentración promedio de C_{org} fue 17 g kg^{-1} en la región superior (óxica) a la ZOM y dentro de la ZOM el C_{org} promedio fue 58 g kg^{-1} . La máxima acumulación de $C_{\text{org}} > 100 \text{ g kg}^{-1}$ ocurrió en una amplia franja de la ZOM (sureste del área de estudio). Estos altos valores de C_{org} son similares a los resultados de C_{org} reportados por Ortiz *et al.* (2004), Dean *et al.* (2006) y Sánchez y Carriquiry (2007) para sedimentos superficiales de núcleos colectados a 430 y 702 m de profundidad en el margen de Magdalena. Ganeshram y Pedersen (1998), Hartnett *et al.* (1998) y Nameroff *et al.* (2002) reportaron una concentración de C_{org} 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. Estos estudios sugieren que la cantidad de material orgánico preservado en los sedimentos está controlada por la disponibilidad de OD tanto en la columna de agua como en la interface agua-sedimento. Stott *et al.* (2000) proponen que la productividad primaria y la tasa de oxidación del C_{org} tienen también un papel significativo en el control del OD en la interface agua-sedimento.

En Cuenca San Lázaro la concentración promedio de C_{org} en sedimentos superficiales fue de 69 g kg^{-1} . 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 San Lázaro. Estas concentraciones de COT en sedimentos superficiales son muy similares a las reportadas por Silverberg *et al.* (2004) para el material orgánico particulado en hundimiento de $82 \pm 35 \text{ g kg}^{-1}$ en una trampa de sedimento ubicada a 330 m de profundidad en la cuenca. Es necesario mencionar que el flujo de COT del

material particulado en esta cuenca disminuyó drásticamente durante el evento de “El Niño” 1999-1998. Sin embargo, a diferencia del carácter sinóptico e instantáneo de la columna de agua, los mecanismos de generación de la composición biogénica de los sedimentos superficiales deben representar un promedio integrado de las condiciones superficiales y subsuperficiales del ciclo del carbono en escala anual o decadal.

En el caso particular del fósforo este llega al sedimento asociado con la MO. Durante la degradación de la MO, el P queda en el agua intersticial, adherido a la superficie de los granos unidos a oxihidroxidos de Fe y difundido nuevamente a las aguas de fondo, pero el P es finalmente enterrado como fluorapatita carbonatada autigénica. El mecanismo de aporte primario del P es el C_{org} . Sin embargo, el destino del P_{org} es poco conocido, por lo que varios estudios se han dedicado a su entendimiento (e.g., Rao *et al.*, 1978; Prakash-Babu y Nagender-Nath, 2005; Lukkari *et al.*, 2009). La distribución del P_{org} en los sedimentos superficiales del margen oceánico sur-occidental de la PBC mostró una tendencia general a incrementar con la profundidad, principalmente en los transectos A a E, mientras que en los transectos F a I se presenta una distribución del P_{org} más homogénea, interrumpida por algunos lentes aislados de bajas (23, 30 y 36; $100-400 \text{ mg kg}^{-1}$) y altas concentraciones de P_{org} (18-22, $600-1400 \text{ mg kg}^{-1}$) frente de Bahía Magdalena. Si bien, la distribución del P_{org} no está influenciada en gran medida por la ZOM en los transectos F a I, en los transectos A a E, éste componente denotó un gradiente de mayor concentración hacia donde la ZOM es más intensa (Figura 10c).

Prakash-Babu y Nagender-Nath (2005) en un estudio en sedimentos superficiales del Mar Árabe reportaron valores de C_{org} , P_{org} y $CaCO_3$ en estaciones dentro y fuera de la ZOM. Las estaciones fuera de la ZOM tuvieron concentraciones bajas de C_{org} (7 a 21 g kg^{-1}), P_{org} (90 a 260 mg kg^{-1}) y $CaCO_3$ (362 a 635 g kg^{-1}), mientras que en las estaciones dentro de la ZOM las concentraciones de éstos componentes incrementaron (C_{org} 12 a 51 g kg^{-1} , P_{org} 100 a 480 mg kg^{-1} y $CaCO_3$ 362 a 640 g kg^{-1}) (Tabla 1). Mostrando una asociación del P_{org} a sedimentos ricos en carbonatos. En el margen sur-occidental de la PBC y con las reservas del caso, las estaciones con altas concentraciones de P_{org} están asociadas a sedimentos ricos en carbonatos y no a otros componentes orgánicos como el C_{org} y N_{org} , soportando lo

propuesto por Prakash-Babu y Nagender-Nath (2005). Como se puede observar, las mayores concentraciones de P_{org} coinciden con tres grandes manchones de altas concentraciones de $CaCO_3$. El primero corresponde a las estaciones 4-8 (transectos B y C) y 13-17 (transectos D y E) en la zona sur donde se encontraron concentraciones de 100 a 300 g kg^{-1} de $CaCO_3$ y de 500 a 900 mg kg^{-1} de P_{org} , el segundo punto está ubicado frente a Bahía Magdalena (transecto F) donde la concentración de $CaCO_3$ vario de 100 a 300 g kg^{-1} y el P_{org} entre 400 a 1400 mg kg^{-1} , y finalmente, el tercer punto ubicado en el Golfo de Ulloa en las estaciones 32 (transecto H) y 33 a 35 (transecto I) con concentraciones de $CaCO_3$ de 200 a 640 g kg^{-1} y de P_{org} (700 a 1300 mg kg^{-1}). Los altos valores del $CaCO_3$ en estos sitios corresponden a sedimentos ricos en fragmentos de cochas y caparazones de foraminíferos, al parecer las concentraciones de $CaCO_3$ en el Golfo de Ulloa son indicativas de un ooze de calcáreo formado principalmente por foraminíferos. Aunque las concentraciones de carbonatos son altas en el primer (transectos B a E) y segundo punto (Bahía Magdalena) y los caparazones de foraminíferos son abundantes no pueden clasificarse como un ooze (Figuras 10b, 11b y 12).

Las fosforitas se han formado continuamente en el margen occidental de la PBC desde al menos el Holoceno temprano (~9 ka), un ambiente bentónico deficiente de OD desarrollado regionalmente en la pendiente continental superior. En estos ambientes las concentraciones de P incrementan con el decaimiento de la materia orgánica promoviendo la formación de fosforita (Schuffert *et al.*, 1998). De hecho, Schuffert *et al.* (1998) sugieren que las estimaciones de P_{org} pueden ser erróneas en áreas con intensa depositación de fosforitas. No obstante, la concentración y tasa de acumulación de P_{org} fueron significativamente altas y constantes en los últimos 2000 años a 700 m de profundidad en el margen de Bahía Magdalena (Sánchez y Carriquiry, 2007). Dean *et al.* (2006) reportaron valores de P inorgánico (P_{inorg}) para distintos sitios del margen sur-occidental de la PBC. La concentración de P_{inorg} fue 2600 mg kg^{-1} para el margen de Magdalena y 2000 mg kg^{-1} para Cuenca San Lázaro, considerando el valor de P_{org} mínimo de 59 mg kg^{-1} y máximo de 1550 mg kg^{-1} , el porcentaje de P_{org} respecto al máximo del P_{inorg} sería de 2% (para el mínimo) y 59% (para el máximo). Por lo cual, las estimaciones de P_{org} de éste trabajo están en el intervalo de valores de concentración reportados para otros ambientes (e.g., Lui *et*

al., 2004) sin sobreestimación de P_{org} debido a la formación de fosforita (e. g., Schuffert *et al.*, 1998).

El ópalo biogénico (BSi) aportado a los sedimentos superficiales es en su gran mayoría generado por diatomeas, las cuales son dominantes en el fitoplancton marino y con respecto a otros organismos productores de BSi, como los silicoflagelados, radiolarios y esponjas, entre otros. Las diatomeas son bien conocidas por dominar en áreas ricas en nutrientes y turbulentas, por lo que están presentes en una gran variedad de sedimentos costeros. Son asociados frecuentemente a florecimientos masivos en primavera, seguidos de una subsecuente rápida sedimentación e intensa exportación de carbono hacia aguas profundas (Leblanc *et al.*, 2005; Bauerfeind y Bodungen, 2006; Boyd y Trull, 2007; Paytan, 2008).

La distribución del BSi en los sedimentos superficiales en el margen sur-occidental de la PBC presentó una tendencia general de incremento hacia las estaciones más profundas y hacia donde la ZOM se intensifica ($<30 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{OD}$), alcanzando concentraciones de 140 g kg^{-1} de BSi en el transecto G y de 100 g kg^{-1} en el transecto D. Las estaciones con bajas concentraciones de BSi (30 a 60 g kg^{-1}) corresponden a la zona costera en los transectos del sur, centro y norte y algunas estaciones profundas (estación 3 a ~ 500 m de profundidad, y la estación 13 a ~ 200 m). Una característica particular de la distribución del BSi es la presencia de dos puntos de altas concentraciones de BSi (estaciones 11 y 12, y 28; $\sim 100 \text{ g kg}^{-1}$) frente a Boca La Soledad (1.7 km de ancho) que pertenece a la zona de canales al noroeste de Bahía Magdalena y otro frente a la boca canal Rehusa de 2.5 km de ancho en su parte más estrecha ubicada entre Isla Margarita e Isla Creciente (Figura 11a), las cuales comunican ambas bahías con la plataforma continental. La alta concentración de BSi fuera de estos dos canales podría estar indicando un posible transporte de material y organismos (e. g. diatomeas) hacia la plataforma continental a través de ambas bocas. De hecho, Martínez *et al.* (2004) con datos de una trampa de sedimento en Cuenca San Lázaro, a 45 km de la costa de Baja California Sur, reportaron la presencia de asociaciones de diatomeas bentónicas que se encuentran principalmente en el ambiente de manglar de Bahía Magdalena y el litoral rocoso

costero. Lo que sugirió un aporte significativo de materiales biogénicos de Bahía Magdalena y su litoral rocoso a esta región del Golfo de Ulloa. Los aportes de diatomeas y BSi del sistema lagunar hacia la plataforma continental del área de estudio pudieran significar fuentes importantes de MO que contribuyan a la productividad primaria y exportada, incluso durante los eventos de “El Niño”.

Otro factor de consideración es el tamaño de grano, ya que las características texturales influyen de forma considerable el contenido de MO en el sedimento, además de que nos puede ayudar a inferir la hidrodinámica del sistema (e.g., Smith *et al.*, 2008). La distribución del tamaño de grano fue arenas media a gruesas (~140-280 μm) con una textura de arena lodosa para las estaciones más costeras en la zona centro y sur (transectos A a F), donde las concentraciones de C_{org} (1 a 30 g kg^{-1}), N_{org} (0.2 a 3 g kg^{-1}), P_{org} (100 a 300 mg kg^{-1}), BSi (30 a 60 g kg^{-1}) y CaCO_3 (50 a 150 g kg^{-1}) fueron en lo general bajas. Esto puede deberse a que los sedimentos gruesos permiten la degradación efectiva de la MO, producto de la libre difusión del O_2 a través de la alta porosidad de las arenas y, por lo tanto, una mejor oxidación de la MO que ha sido depositada, disminuyendo su contenido y acumulación en los sedimentos, corroborando el postulado de que la MO generalmente decrece cuando el tamaño de grano de los sedimentos incrementa (Paropkari, s/a; Renjith y Chandramahanahumar, 2007; Smith *et al.*, 2008). Smith *et al.* (2008) señalan que los ambientes marinos donde ocurre la depositación de arenas gruesas, no son el sustrato adecuado y óptimo para sostener actividad biológica significativa. En las estaciones profundas, el tamaño de grano tiende a disminuir de arenas medias a fracciones más finas, como los limos y arcillas, donde el tamaño de grano varió de 1 a <140 μm pasando de arenas lodosas a lodos, acompañado con un aumento considerable de componentes biogénicos (C_{org} 145 g kg^{-1} , N_{org} 16 g kg^{-1} , P_{org} 1547 mg kg^{-1} , BSi 100 g kg^{-1} y CaCO_3 640 g kg^{-1}) asociado a la ZOM.

En el Golfo de Ulloa (transectos G a I), las estaciones costeras de la plataforma estuvieron predominadas por sedimentos finos de 35 μm a <70 μm con textura de lodo arenoso. El tamaño de grano cambió gradualmente hasta tamaños grano de medio de 70 μm a ~140 μm con cambio textural de lodo arenoso a arena lodosa. No obstante, las características texturales de estos sedimentos, los

contenidos de C_{org} (1 a 30 g kg⁻¹), N_{org} (0.2 a 3 g kg⁻¹), $CaCO_3$ (~30 a 100 g kg⁻¹) y BSi (50 a 70 g kg⁻¹) fueron bajos, con concentraciones intermedias de P_{org} (100 a 600 mg kg⁻¹). En el caso particular de Cuenca San Lázaro, las estaciones 25, 26 y 31 presentaron valores intermedios de C_{org} , N_{org} , P_{org} , BSi y $CaCO_3$ (58 g kg⁻¹, 7 g kg⁻¹, 70 g kg⁻¹, 529 mg kg⁻¹ y 165 g kg⁻¹, respectivamente) (Figuras 10 y 11). La ocurrencia de lodos (77%) sugiere un ambiente de baja energía donde la depositación y acumulación de éstas partículas y de componentes biogénicos es posible, éste proceso es favorecido en plataformas estrechas, similares a la plataforma continental de Bahía Magdalena y al cambio abrupto de la pendiente en el Golfo de Ulloa, características que permiten el transporte de las fracciones finas a través de la plataforma hacia el océano profundo (Carriquiry *et al.*, 2001; Sánchez *et al.*, 2008). Debido a que los sedimentos finos están asociados a sitios con enriquecimiento orgánico como ocurre en la zona profunda en la parte sur del área de estudio, su presencia indica que estos fueron depositados en un ambiente de baja energía (e. g., Bernández *et al.*, 2005; Renjith y Chandramohanakumar, 2007; Smith *et al.*, 2008; Hasrizal *et al.*, 2009; Zonneveld *et al.*, 2010). En la región noroeste del área de estudio, las estaciones más profundas están caracterizadas por arenas en un 60%, con las mayores concentraciones de $CaCO_3$, bajos contenidos de C_{org} , N_{org} , y P_{org} , y concentraciones medias de BSi.

Bernández *et al.* (2005) observan en Ría Vigo y la plataforma continental de Galicia, como la concentración de BSi disminuye cuando el tamaño de grano es grueso (arenas), mientras que el $CaCO_3$ aumentó, y al parecer los altos contenidos de MO estuvieron relacionados con la fracción fina del sedimento. De manera general, la distribución del tamaño de grano afecta el contenido de ópalo en sedimentos de grano grueso debido a un efecto de dilución. Silva *et al.* (1998) en Bahía Mejillones, Chile, encontraron una relación inversa entre el tamaño de las partículas del sedimento y su contenido de componentes orgánicos, donde la fracción fina limo-arcillosa mostraba, en general, mayor contenido de compuestos orgánicos, resultados similares a los del presente estudio (Figuras 9 y 10, Anexo II, Tabla IIA). En Bahía Todos Santos, Smith *et al.* (2008) sugieren que la dispersión y el tamaño de grano son más importantes que los procesos biogeoquímicos en controlar la distribución del C_{org} . De manera general, la concentración de OD tanto en la columna

de agua como en el sedimento y la textura del sedimento son dos de los factores principales que influyen la geoquímica de los sedimentos en el área de estudio, y las variaciones espaciales de los componentes biogénicos son en parte, el resultado de la variación en el tamaño de grano y la concentración de OD en la ZOM, lo que fue observado en el análisis de factores donde las cargas negativas de los factores 1, 2 y 3 fueron para el C_{org} , N_{org} , OD y lodos (limos y arcillas); mientras que, las cargas positivas correspondieron al tamaño de grano medio, arenas, $CaCO_3$, y P_{org} (Figura 15).

Hartnett *et al.* (1998) y Guíñez *et al.* (2010) mencionan otros factores que pueden influir en la composición, cantidad, distribución, preservación y acumulación de los restos orgánicos como la productividad primaria, profundidad en la columna de agua, tasa de sedimentación, bioturbación, absorción de MO en las fases minerales, la tasa de acumulación del sedimento, la eficiencia de enterramiento y el tiempo de exposición al O_2 .

Las altas concentraciones de componentes orgánicos e inorgánicos en los sedimentos son un reflejo de la alta productividad del área, generada de los diversos procesos físicos que se presentan como giros, frentes, surgencias, entre otros (Lluch-Belda, 2000; Etnoyer *et al.*, 2004; López-Calderón *et al.*, 2006; Zaitzev *et al.*, 2007). Es ampliamente reconocido que existe una relación directa entre la materia orgánica particulada (MOP) depositada en el piso marino y la intensidad de los procesos productivos que ocurren en la columna de agua. La mayor productividad de una zona va a estar asociada con un mayor aporte de material orgánico autóctono al sedimento y por lo tanto con un aumento en la concentración de la composición orgánica general (Falkowski, 2000; Thunell *et al.*, 2008; Paytan, 2008).

Martínez-Gaxiola *et al.* (2007) con información derivada de sensores remotos y valores de clorofila superficial realizaron una aproximación de la productividad primaria neta de los mares mexicanos de 1998-2005 y cuantificaron el potencial de estas regiones para exportar C_{org} por debajo de la zona eufótica (ZE). La productividad primaria integrada para la PBC fue de $399-465 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y tiene un potencial de exportar $170 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ por debajo de la ZE, esto representa el 39% de la productividad primaria. González-Rodríguez (2008) en bases al análisis de

imágenes de satélite reporta la presencia de estructuras de mesoescala (e. g., giro ciclónico) en el Golfo de Ulloa. Estas estructuras de mesoescala favorecen altos valores de clorofila-a (Cla a) al proporcionar condiciones de retención de nutrientes fuera de la zona costera lo que permite que florecimientos de fitoplancton se desarrollen por más tiempo. Si bien, la principal zona de surgencias se localiza al norte del Golfo de Ulloa, el análisis comparativo de imágenes de Cla a por zonas mostró que la región más productiva es la parte central del golfo, donde la productividad primaria estimada fue $1200 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, caracterizada por presentar condiciones favorables físicas (e.g., surgencias, giros) y geomorfológicas (forma de la costa y batimetría) para el florecimiento del fitoplancton.

La tasa de enterramiento de C_{org} fue calculada para algunas de las estaciones del presente estudio considerando las tasas de sedimentación reportadas por van Geen *et al.* (2003) y Herguera *et al.* (2010). Las estaciones 13, 14, 15, 16 y 17 tuvieron una tasa de acumulación de C_{org} que varió entre 8 y $22 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, debido a que la tasa de sedimentación y la concentración de C_{org} no es constante entre sitios de muestreo. Dean *et al.* (2006) y Carriquiry y Sánchez (2007) calcularon tasas de acumulación de C_{org} de 13 y $16 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para el sedimento superficial de dos núcleos colectados a 430 m y 700 m de profundidad en el margen de Bahía Magdalena. Frente al complejo lagunar de Bahía Magdalena-Almejas, la tasa de acumulación del C_{org} fue $3 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; mientras que en Cuenca San Lázaro fue de $31 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Este valor es muy similar a lo reportado para ésta cuenca de $36 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Datos no publicados, Dean *et al.*, 2006). Silverberg *et al.* (2004) reportaron para el material en hundimiento, a 330 m de profundidad en Cuenca San Lázaro, una tasa de 9 a $40 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ colectado en el periodo agosto-diciembre y éste decreció drásticamente a $<1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para el periodo de febrero-junio, debido a las condiciones oceanográficas asociadas al fenómeno de “El Niño” en 1997-1998. La tasa de enterramiento de C_{org} más baja fue $1.2 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para las estaciones 32, 33, 34 y 35, la particularidad de estas estaciones es el alto contenido de carbonato de calcio (foraminíferos planctónicos y bentónicos) y tamaño de grano medio de $90 \mu\text{m}$ (arenas finas), así como un estrechamiento y profundización de la ZOM.

La tasa de acumulación de C_{org} fue 8 a 22 $mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$ para la amplia región de la ZOM; considerando los valores de productividad primaria de 320 $mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$ y 1200 $mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$ (Martínez-Gaxiola *et al.* 2007; González-Rodríguez, 2008, respectivamente), solo entre 2 y 3% del C_{org} generado por productividad primaria llega al sedimento y es enterrada. En el caso de considera únicamente el valor promedio de productividad primaria de 425 $mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$, la tasa de enterramiento de C_{org} solo representaría entre 2 y 5% del C_{org} producido en la capa eufótica.

Walsh *et al.* (2001), Chen-Tung *et al.* (2003) y Muller-Karger *et al.* (2005) estimaron la productividad primaria global en márgenes continentales con un valor promedio de 222 $mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$ y solo 7 a 8 $mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$ son enterrados y preservados en sedimentos; esto representa el 3 o 4 % de la productividad primaria que es exportada al sedimento. Estas estimaciones son concordantes con los valores de 2 a 5% calculados para el margen suroccidental de la PBC. Por otra parte, el potencial de exportar 170 $mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$ por debajo de la ZE (Martínez-Gaxiola *et al.*, 2007; 39% de la productividad primaria) y considerando la tasa de acumulación de C_{org} de 8-22 $mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$ para la amplia región de la ZOM y para Cuenca San Lázaro de 31 $mg\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$, el porcentaje de degradación de la MO en hundimiento hasta su destino final en el sedimento fue del 82 al 95% a lo largo del margen sur-occidental de la PBC.

8.2. Origen y naturaleza de la materia orgánica sedimentaria: Razón C:N y $\delta^{13}C$

Actualmente, existe un interés considerable en el uso de los parámetros del sedimento, tales como las razones elementales o molares (razón C:N y en algunos casos se incluye la razón C:P) y el $\delta^{13}C$ para caracterizar las fuentes de la MOS en ambientes marinos. Las razones elementales son frecuentemente usadas como indicadores del origen de la MO en estudios geoquímicos. Estudios de este tipo se enfocan típicamente en la razón C:N (e. g., Ruttenberg y Goñi, 1997; Rullkötter, 2000; Goñi *et al.*, 2000; Sánchez y Carriquiry, 2007; Cowie *et al.*, 2009; Valdés *et al.*, 2009; Rebolledo *et al.*, 2010; Guíñez *et al.*, 2010; Silva y Astorga, 2010), y donde el uso de la razón C:P como indicador de la fuente de la MO es poco común (e. g., Ruttenberg y Goñi, 1997). Hay por lo menos dos motivos para la preponderancia de la razón C:N

en relación a la razón C:P. La primera es puramente la facilidad analítica de cuantificar ambos elementos (N y C) y no así para el P. Segunda, la razón elemental C:P en plantas acuáticas y bacterias puede mostrar una gran variabilidad en comparación con la razón C:N, debido al gran porcentaje de P en algas y bacterias (Ruttenberg y Goñi, 1997).

La procedencia del sedimento (marino vs terrígeno) en este trabajo se infirió sobre la base de la relación C:N y el $\delta^{13}\text{C}$, como en muchos otros trabajos donde demostraron ser confiables (e. g., Shipe *et al.*, 2002; Burone *et al.*, 2003; Hu *et al.*, 2006; Cowie *et al.*, 2009; Aguíñiga *et al.*, 2010; Camalich-Carpizo *et al.*, 2010). Las mayores fuentes de MO en los sedimentos marinos son plantas terrestres y marinas (fitoplancton principalmente), cada uno tiene una razón C:N:P distintivos. De acuerdo con Redfield (1958) y Redfield *et al.* (1963), el fitoplancton tiene una razón molar C:N de 6.6:1 y una razón molar C:P de 106:1; mientras que, el material de macroalgas tiene una razón C:P de 40 y N:P de 7. Goñi y Hedges (1995) determinaron que las plantas terrestres están relativamente empobrecidas en P y N, éstas pueden presentar razones C:N características entre 10 a 100 y C:P de 300-1300 para tejidos suaves y para tejidos leñosos una razón C:N entre 100 a 1000 y C:P > 1300.

Las comunidades microbianas pueden ser también componentes importantes de la MOS con una razón C:N entre 4 a 6 y razón C:P entre 7 a 80 (Gächter y Meyer, 1993). Rullkötter (2000) determinó que la razón C:N del material orgánico fresco depositado en el sedimento variaba entre 7 y 10; mientras que, Schneider *et al.* (2003) indicaron que la razón C:N tiene una media global de 8 con un máximo de ~12 y mínimo de ~6, valores >15 pueden considerarse como material orgánico de origen terrestre. Stein (1997) reporta que valores de la razón C:N <10 precisan terminantemente un origen marino y valores alrededor de 10 representan componentes orgánicos marinos y terrestres en el sedimento. Scheffer y Schachtschabel (1984) indicaron que valores cercanos a 6 corresponden a MO de tipo marina. Estos valores pueden llegar a 10 cuando el detrito orgánico es descompuesto en la columna de agua, liberando los componentes ricos en proteínas. A pesar de algunas contradicciones y diferencias entre los diversos autores, es posible utilizar la proporción C:N como un proxy para inferir, en una primera aproximación, la posible procedencia del material que compone el sedimento

(Schneider *et al.*, 2003; Burone *et al.*, 2003; Hu *et al.*, 2006; Sánchez y Carriquiry, 2007; Cowie *et al.*, 2009; Valdés *et al.*, 2009; Silva y Astorga, 2010).

La razón C:N encontrada en los sedimentos del área entre 50 y 500 m de profundidad, varió entre 8 y 14 con un valor promedio de 11 ± 1 , con lo cual se puede determinar que existe una degradación evidente del material orgánico a mayor profundidad lo que puede ser explicado por la mayor distancia que debe recorrer la partícula en la columna de agua (Figura 13a; Anexo II, Tabla IID). Es importante mencionar que la razón C:N no mostró variación significativa entre las estaciones dentro y fuera de la ZOM, pero si denotó un gradiente a disminuir de la costa hacia mar adentro en la región del Golfo de Ulloa y a incrementar hacia fuera de la costa frente a Bahía Magdalena. Adicionalmente, esto indica una mejor preservación en los sedimentos de los compuestos que comenzaron a ser degradados en las capas superficiales del sedimento.

Niggemann *et al.* (2007) reportaron valores de la razón C:N entre 9 y 12 en sedimentos colectados entre 10 y 500 m de profundidad en la Bahía de Mejillones, la cual se encuentra bajo la influencia ZOM que se ubica desde el sur de Perú y hasta el centro de Chile. Los valores de la razón C:N en los sedimentos marinos de la zona costera y oceánica confirmaron que la MOS es de origen marino (fitoplanctónico), con valores C:N de 5 a 7 que corresponderían a MO rica en proteína asociada a producción nueva y valores cercanos a 12 que indicarían una degradación preferencial de compuestos nitrogenados. Similar a lo descrito por Honjo y Manganini (1993) y Thunell *et al.* (2008) los cuales encontraron que el NOP es menos resistente a la degradación, seguido por el COP y por último el BSi.

En el área de estudio trabajos como el de Silverberg *et al.* (2004) obtuvieron que la razón C:N de la materia orgánica particulada (MOP) en hundimiento vario de 8 a 12 en Cuenca San Lázaro. Las razones más altas (C:N = 12) ocurrieron durante el evento de “El Niño” de 1997-1998. Este valor de la razón C:N es casi el doble de la proporción de Redfield, pero todavía es característico de MO de origen marino. De esta forma, los valores altos de la razón C:N de la MOP y MOS de origen marino pueden ser indicativos de utilización preferencial de nitrógeno durante el proceso de remineralización, como indicaron Honjo y Manganini (1993) y Thunell *et al.* (2008).

Sánchez y Carriquiry (2007) en un estudio con núcleos de sedimento en el margen de Magdalena encuentran que la razón C:N a lo largo del registro sedimentario tuvo un promedio de 10 con máximo de 13 y mínimo de 8. Cercana a la razón C:N entre 8 y 11 para el margen de Mazatlán para núcleos sedimentarios entre 90 y 800 m de profundidad (Ganeshram *et al.*, 2000). Aguiñiga *et al.* (2010) en Cuenca Alfonso, Bahía La Paz, estimaron valores de la razón C:N entre 7 y ~11 para MOP en una trampa de sedimento a 360 m de profundidad en la ZOM que entra al Golfo de California. Estos autores sugieren una fuente de MO predominantemente de origen marino, compuesta principalmente de diatomeas.

Considerando los diversos reportes y comparándolas con los trabajos en nuestra zona de interés, la razón C:N observada en los sedimentos superficiales del área de estudio con valores de 8 hasta ~12 reflejan el origen marino de la MOS. Éste intervalo de valores se presentó en prácticamente toda el área estudio. Los valores estimados muestran que no existe aporte de material orgánico de la zona de manglar en el complejo lagunar de Bahía Magdalena-Almeja a la plataforma, a través de sus diversas bocas, ya que la razón C:N para manglar es baja entre 3 y 4 (*Avicenia germinas* y *Rhizophora mangle*) con máximo de 8 (*Laguncularia recemosa*), pero tiende a disminuir debido a la actividad bacteriana sobre las hojas de mangle. Por lo cual, las estaciones costeras y cercanas a la posible influencia del ambiente de manglar (estaciones 10,11, 21, 22 y 28; razón C:N 8-11) no corresponden a una razón C:N para este tipo de fuente de MO (Chávez, 2006; Camalich-Carpizo *et al.*, 2010). Las otras estaciones costeras mostraron valores entre 9 y 12, con excepción de la estación 9 donde se presentó el valor más alto de la razón (C:N = 14), este último valor puede ser considerado, en una primera aproximación, como evidencia de aporte alóctono local.

El uso de la proporción C:N como un herramienta geoquímica para estimar la procedencia del sedimento debe ser considerada con cautela, ya que en la medida que el material orgánico se hunde hacia el fondo o se entierra, puede sufrir degradación preferencial de nitrógeno (Honjo y Manganini, 1993; Thunell *et al.*, 2008). Esta degradación aumenta parcialmente el valor C:N, alterando significativamente la señal que esta razón brinda respecto al origen de la MO. Sin

embargo, las muestras de sedimentos superficiales fueron colectadas a una profundidad relativamente somera y el tiempo de hundimiento rápido con una tasa de acumulación corta, alrededor de 30 a 50 años (Herguera *et al.*, 2010; van Geen *et al.*, 2003), si se compara con el océano profundo. Esto favorece que la MOS no se encuentre demasiado degradada y pueda reflejar la procedencia original de la fuente de MO al margen sur-occidental de PBC (Stein, 1991; Rullkötter, 2000; Schneider *et al.*, 2003; Silverberg *et al.*, 2004; Sánchez y Carriquiry, 2007; Aguíñiga *et al.*, 2010; Camalich-Carpizo *et al.*, 2010; Silva y Astorga, 2010).

En cuanto a la composición isotópica de la MOS, al igual que la razón C:N, las fuentes de aporte pueden ser terrestres o marinas. Las plantas terrestres están caracterizadas por un $\delta^{13}\text{C}$ con valores desde -34‰ a -23‰; mientras que, el fitoplancton marino tiene valores de -24‰ a -18‰, y es en base a esas diferencias en la señal del $\delta^{13}\text{C}$ de la MO en el sedimento es que se ha usado para distinguir entre fuentes orgánicas terrestre o marinas. Es importante mencionar que la señal isotópica del fitoplancton está en función indirecta de la temperatura por lo que su variación natural puede incrementar, por ejemplo, el fitoplancton de altas latitudes puede estar significativamente empobrecido en ^{13}C , con señales de $\delta^{13}\text{C}$ desde -30‰ a -18‰, en el caso de las bacterias, éstas presentan un $\delta^{13}\text{C}$ altamente variable cuya composición isotópica tiende a reflejar su fuente de alimentación dominante (Ruttenberg y Goñi, 1997; Goñi *et al.*, 2000; Cowie, 2005; Flanagan *et al.*, 2005; Chávez, 2006; Smith *et al.*, 2008; Cowie *et al.*, 2009; Aguíñiga *et al.*, 2010).

En el área de estudio, los valores del $\delta^{13}\text{C}$ de la MOS en los sedimentos superficiales vario entre -24‰ a -20‰ con un valor promedio de $-22 \pm 1\%$ (Anexo II, Tabla IID), cercanos al rango de señal isotópica para material de origen marino, más específicamente fitoplancton, similar a lo encontrado por la razón C:N. Estos resultados concuerdan con trabajos previos que reportan valores del $\delta^{13}\text{C}$ en y cercanos al área de estudio, como los reportados por Silverberg *et al.* (2004) en material en hundimiento para Cuenca San Lázaro (-25‰ a -21‰), Camalich-Carpizo *et al.* (2010) en sedimentos superficiales colectados en la frontera superior y dinámica de la ZOM en el margen continental adyacente al complejo lagunar de Bahía Magdalena-Almejas (-24‰ a -21‰) y Aguíñiga *et al.* (2010) para material en

hundimiento en Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz (-23‰ a -19‰) (Tabla 1), estos autores asignaron a estos valores de $\delta^{13}\text{C}$ pertenecientes a material orgánico marino. Silverberg *et al.* (2004) sugirieron que valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -24‰ pueden corresponder a MOP de origen marino, posiblemente rica en lípidos.

Las estaciones fuera de la ZOM (Anexo II, Tabla IIF) presentaron un valor promedio del $\delta^{13}\text{C}$ de $-23 \pm 1\text{‰}$ y en las estaciones dentro de la ZOM, el valor promedio del $\delta^{13}\text{C}$ fue $-22 \pm 1\text{‰}$. La distribución general de los valores $\delta^{13}\text{C}$ muestra un gradiente de valores más negativos (-24‰) en las estaciones más costeras del área de estudio hacia valores menos negativos (-21‰) en las estaciones profundas (Figura 14). Los datos del $\delta^{13}\text{C}$ demostraron que no existe aporte de material terrestre por parte de la escasa vegetación de la zona costera, incluida la MO de la zona de manglar en el interior del complejo lagunar de Bahía Magdalena-Almejas. Esto se puede inferir del trabajo de Chávez (2006), donde la composición isotópica de carbono en hojas de *Avicenia germinas* fueron $-28 \pm 1\text{‰}$, *Rhizophora mangle* $-27 \pm 1\text{‰}$ y *Laguncularia racemosa* $-27 \pm 0.2\text{‰}$. Los cuales son significativamente diferentes a lo que se reportan en este trabajo y por otros autores para la MOS de origen marino (Silverberg *et al.* 2004; Camalich-Carpizo *et al.*, 2010; Aguiñiga *et al.*, 2010).

En este caso, tanto la razón C:N como el $\delta^{13}\text{C}$ reflejaron ser eficientes al determinar la fuente y naturaleza de la MOS. Ruttenberg y Goñi (1997) señalan que las razones elementales solas pueden ser indicadores ambiguos de las fuentes u origen de la MO debido a que los sedimentos marinos contienen una mezcla de MO de diferentes orígenes, y pueden verse afectadas por transporte y diagénesis temprana. Es por eso que el uso de múltiples trazadores o variables, como las razones elementales en conjunción con la señal isotópica, mejora la precisión con la cual la fuente de la MO puede ser identificada.

8.3. Razones elementales C:P, N:P y BSi:C

Los tres nutrientes más importantes en el océano que pueden llegar a ser biolimitantes son: fosfatos (PO_4^{3-}), nitratos (NO_3^-) y sílice disuelto (H_4SiO_4). Estos compuestos son fuertemente utilizados en la zona eufótica donde su concentración

es casi 0 (e. g. Goñi *et al.*, 2003; Allen *et al.*, 2005; Leblanc *et al.*, 2005; Thunell *et al.*, 2008; Lukkari *et al.*, 2009). Cuando la MO se hunde en la columna de agua, es oxidada y atacada por bacterias que la descomponen y devuelven estos nutrientes a la columna de agua en un proceso conocido como remineralización (Falkowski *et al.*, 2003; Tréguer *et al.*, 2003; Williams y Follows, 2003). De los tres nutrientes, el sílice es el único que se mantiene en forma inorgánica. Es decir, los organismos lo incorporan a sus tecas o exoesqueletos, pero no son parte de la molécula de materia orgánica (lo mismo ocurre con el calcio pero en este caso no es biolimitado como el Si; Beaulieu, 2002; Williams y Follows, 2003). Por el contrario, el N y el P cambian sus formas químicas y son importantes en la composición de la materia orgánica (Tyrrel, 1999). A medida que la MO se hunde en la columna de agua, la remineralización de los nutrientes aumenta la relación carbono:nutrientes y las partículas se vuelven más refractarias. Si las partículas se depositan muy rápido, mantienen una relación más cercana a la original (Tréguer *et al.*, 2003).

Los primeros estudios del nitrógeno marinos se centraron en el papel de N como elemento limitante de la productividad primaria. La llegada de la razón de Redfield proporcionó una medida simple para determinar si el nitrógeno o el fósforo podrían limitar la productividad primaria en un ecosistema particular, prediciendo razones de uso y de remineralización del N y P inorgánicos en la columna del agua (e. g. Redfield, 1958; Redfield *et al.*, 1963; Goñi y Hedges, 1995).

Estudios globales sobre nutrientes disueltos demuestran fuertes correlaciones entre las abundancias de PO_4^{3-} y el NO_3^- que es de esperarse si la MO está siendo remineralizada (Falkowski, 2000; Brandes *et al.*, 2007). Las Figuras 13b y 13c muestran la distribución espacial de la razón C:P y N:P, las cuales presentan una distribución prácticamente idéntica como en el caso de los componentes biogénicos de los cuales se derivan (C_{org} y N_{org}), cuya diferencia son los varios órdenes de magnitud de la razón C:P sobre la N:P. Ambas razones varían ampliamente en la región del estudio (5 a 894 y 0.6 a 91, respectivamente), con una tendencia a incrementar de las estaciones con dominancia de sedimentos arenosos a las estaciones de grano fino (limos y arcillas) y hacia las estaciones profundas donde la ZOM es más intensa ($<30 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{OD}$). Los valores más cercanos a la razón de

Redfield para la razón C:P (5 a ~106) y N:P (1 a ~16) se encontraron en la zona costera del centro y sur, pero en la zona norte muestran un gradiente en dirección noroeste. Renjith y Chandramohanakumar (2007) explicaron que razones N:P menores a la razón de Redfield sugieren que el reciclaje béntico del nitrógeno es superior al fósforo, y la desnitrificación, y que la liberación béntica del nitrógeno puede desempeñar un papel en el mantenimiento de la productividad del sistema.

En el área de estudio, la mayor parte de las estaciones presentaron valores entre 5 y ~445 para C:P y entre 1 y 30 para N:P. Los valores más altos se ubicaron en las estaciones 3, 4, 11 y 12 (C:P 445 y 667, N:P 40 a 50), la estación 23 donde se encontró el valor máximo de ambas razones (C:P 894 y N:P 92) y finalmente la estación 31 con un valor C:P ~445 y N:P 90. Si se comparan los valores de ambas razones para las estaciones dentro y fuera de la ZOM no existen diferencias significativas, lo que sí es posible apreciar es que los valores de ambas razones son ligeramente menores para las estaciones en la ZOM.

Schuffert *et al.* (1998) mencionan que las bajas concentraciones de OD en el agua de fondo ayudan a la preservación de C_{org} y la regeneración diferencial de las formas de P lábiles. Además de que al parecer en la plataforma suroeste de Baja California Sur existe un desacoplamiento conspicuo entre los flujos depositacionales biogénicos de C y P en sistemas de surgencias con alta productividad. Similar a lo que se observa en los mapas de distribución espacial del C_{org} y P_{org} (Figuras 10a y 10c), aun cuando, el P_{org} está asociado a la MO que llega al sedimento (Prakash-Babu y Nagender-Nath, 2005) este se distribuye de forma independiente al C_{org} y N_{org} .

En cuanto al N y el P, Tyrrell (1999) indicó que el fitoplancton requiere de proporciones constantes de N y P, y sugirió que una razón N:P mayor que la razón de Redfield puede suprimir la fijación de N. De hecho, la fijación de N y la productividad primaria son favorecidas cuando la razón N:P es baja, ya que esto tiende a balancear la pérdida de N a causa de la desnitrificación (Haug *et al.*, 1998; Renjith y Chandramohanakumar, 2007), en la mayoría de las estaciones del margen sur-occidental de la PBC los valores de la razón C:P y N:P son mucho mayores a la razón de Redfield, pudiendo indicar la posible supresión de la fijación de N en la

región. Sin embargo, las ZOM están asociadas con zonas de intensa desnitrificación (Brandes *et al.*, 2007), la pérdida de nitrógeno biodisponible, puede estar siendo compensada por los procesos físicos como giros, frentes, corrientes y surgencias costeras, que se han descrito en el área de estudio (Lluch-Belda, 2000; Etnoyer *et al.*, 2004; López-Calderón *et al.*, 2006; Zaitzev *et al.*, 2007; González-Rodríguez, 2008) y que pueden estar contribuyendo a la alta productividad del lugar. En las estaciones más costeras donde los valores de la razón N:P son cercanas y menores a la razón de Redfield, y de acuerdo con Tyrrel (1999) la fijación de N puede estar siendo favorecida, contribuyendo a equilibrar la pérdida de N por desnitrificación e incrementando o manteniendo la productividad primaria (Goñi *et al.*, 2003; Sánchez y Carriquiry, 2007).

Prakash-Babu y Nagender-Nath (2005) reportan en sedimentos del Mar Árabe que valores altos de la razón C:P (mayores a los de la razón de Redfield) en la ZOM podrían indicar una pérdida preferencial de compuestos ricos en P en relación al C durante la descomposición de la MO. Bajas concentraciones de P_{org} y razones C:P altas en la ZOM es consistente con el trabajo de Ingalls *et al.* (1993) quienes observaron el incremento de la razón C:P en sedimentos laminados, comparados con razones muy bajas en sedimentos bioturbados, implicando la dependencia en cierto grado de la oxigenación en la columna de agua. Es importante mencionar que la razón molar C:P fue baja en áreas profundas de la ZOM comparadas con las más someras, indicando menor liberación de P_{org} debido a la variación en intensidad del OD de la ZOM y favoreciendo su acumulación (Schuffert *et al.*, 1998; Sánchez y Carriquiry, 2007).

En el ácido silícico es uno de los nutrientes mayores en el ambiente marino para los organismos plantónicos marinos, principalmente las diatomeas (Conley, 1997; Bernández *et al.*, 2005; Sánchez *et al.*, 2008), que toman el ácido ortosilícico ($Si(OH)_4$) del agua para construir sus esqueletos. Las diatomeas son uno de los organismos clave que regulan los flujos del BSi en el océano. Y la acumulación de este BSi en los sedimentos ha logrado reflejar el patrón general de producción primaria en las capas de agua sobreyacentes y puede ser un proxy útil en estudios

de paleoproductividad (Bernández *et al.*, 2005; Bauerfeind y Bodungen, 2006; Boyd y Trull, 2007; Sánchez y Carriquiry, 2007; Sánchez *et al.*, 2008; Paytan, 2008).

De acuerdo con Ragueneau *et al.* (2002) y Sánchez *et al.* (2008) la razón BSi:C puede verse influenciada no solo por tasas de remineralización diferencial sino por otros procesos como el pastoreo herbívoro sobre las diatomeas en la zona mesopelágica; mientras que, en ambientes de elevada dinámica como los costeros, la razón BSi:C se puede alterar o modificar por el cambio en la composición de especies (comunidades calcáreas vs comunidades silíceas) y los aportes riverinos que generan el rápido reemplazamiento del Si disuelto en aguas superficiales a la interfase agua sedimento. Brzezinski (1985) proponen valores de 0.13 ± 0.05 para la razón BSi:C en diatomeas vivas, desafortunadamente el uso de la razón BSi:C se ha enfocado a estudios en columna de agua usando estos valores como referencia, lo que remarca la escases de trabajos con la aplicación de la razón BSi:C en sedimentos (e. g., Sánchez y Carriquiry, 2007).

Thunell *et al.* (2008) examinaron flujos verticales de partículas en hundimiento y sedimentos superficiales en Cuenca Cariaco, que presenta una profundidad de 1400 m y donde la alta productividad superficial y la descomposición de la MO en hundimiento generan condiciones anóxicas por debajo de ~250-300 m. Sus resultados demuestran que en éste sitio las diatomeas actúan como la fuente principal de MO. Esto se debió a que los flujos de diatomeas aumentan durante la época de surgencias y existe por lo tanto una dominancia del plancton silíceo. De acuerdo con sus datos cuando la razón BSi:C incrementa se puede inferir una mayor eficiencia de exportación de BSi y MO. Se observó también que la razón BSi:C para partículas en hundimiento y sedimentos superficiales incrementaron con la profundidad y a varios cientos de metro de la superficie, posiblemente como resultado de la remineralización selectiva, lo que refleja también que la MO se degrada más rápidamente que el ópalo en la zona óxica de la cuenca y que éste proceso se minimiza con la profundidad, en aguas anóxicas y en los sedimentos en Cuenca Cariaco.

Honjo y Manganini (1993) señalaron que de la materia orgánica en hundimiento el nitrógeno orgánico particulado (NOP) es el menos resistente a la degradación,

seguido por el carbono orgánico particulado (COP) y finalmente el ópalo biogénico (BSi). En el caso del margen sur-occidental de la PBC esta tendencia de la razón BSi:C a incrementar hacia la profundidad, que encontraron Thunell *et al.* (2008) no se cumple. La razón BSi:C disminuye desde valores de ~9 en la costa hasta valores de 0.2 en las estaciones más profundas donde la ZOM se intensifica y los contenidos de BSi y C_{org} son similares, motivos por los cuales la razón BSi:C hacia esta área disminuyó; mientras que, los contenidos de ambos componentes biogénicos hacia la costa fueron muy diferentes (C_{org} 30 g kg⁻¹ y BSi ~60 g kg⁻¹), dominando en concentración el BSi sobre el C_{org} , esto puede explicarse porque en la costa los sedimentos fueron principalmente arenas medias y gruesas que favorecen la difusión del OD facilitando la oxidación del material orgánico. Los valores de BSi:C más altos (14) se presentaron en la estación 34 (transecto I) (Figura 13d). Lo que nos indicó que la mayor parte del material orgánico en el área de estudio fue aportado por diatomeas y, que cuando la razón BSi:C fue baja, prevalecieron otras comunidades planctónicas como los cocolitofóridos o foraminíferos. En efecto Silverberg *et al.* (2004) reportan la dominancia de restos de cocolitofóridos en el MOP en cuenca San Lázaro para 1996-1998 ya que estos organismos son altamente competitivos en condiciones oligotróficas, como las que se presentaron durante el evento “El Niño” de 1997-1998. Esto refuerza los resultados de este trabajo sobre las altas concentraciones de $CaCO_3$ en los sedimentos superficiales de las estaciones profundas en el Golfo de Ulloa, donde la dominancia de organismos calcáreos grandes es por parte de foraminíferos, ya que debido a la falta de un microscopio de barrido, necesario para poder determinar la presencia de cocolitofóridos por la restricción de tamaño, no fue posible su observación.

Sánchez y Carriquiry (2007) emplearon la razón BSi:C con el objetivo de determinar si los altas tasas de acumulación de C_{org} en sedimentos cercanos a Bahía Magdalena y su margen, estaban asociados a productividad primaria por diatomeas. Sus resultados mostraron que la razón BSi:C al parecer era sincrónica con períodos de intensas surgencias y alta productividad primaria, dominada por diatomeas, donde se presentan los valores más altos de esta razón, y decrece cuando la columna de agua presentaba estratificación y la productividad primaria disminuía. También reportaron una relación inversa entre las razones N:P y BSi:C. Este mismo

comportamiento también se observó en ambas razones para todas las estaciones del margen sur-occidental en la PBC como se muestra en la Figura 16.

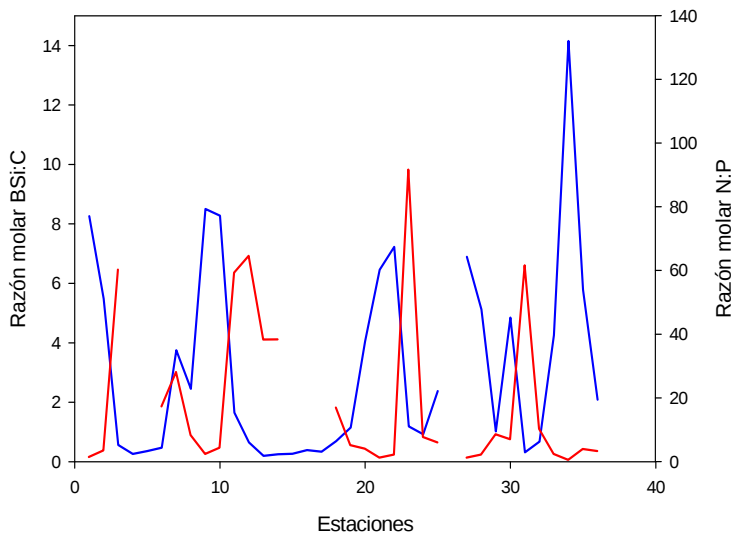


Figura 16. Razones elementales BSi:C (línea azul) y N:P (línea roja) para las estaciones en el margen sur-occidental de la PBC.

La relación inversa entre la razón N:P y BSi:C corresponde a la mejor utilización y asimilación de nutrientes por parte de las diatomeas. Esto está relacionado al aumento en abundancia de diatomeas, las cuales al multiplicarse en la ZE comienzan a consumir los nutrientes disponibles (e. g., PO_4^{3-} , NO_3^- y H_4SiO_4) hasta casi agotarlos, como se observa en la figura anterior. Al disminuir los nutrientes, las diatomeas comienzan a morir reduciendo su número y, generando MO que puede ser remineralizada y devuelta en forma de nutrientes nuevamente.

9. CONCLUSIONES

1. El tamaño de grano estuvo dominado por arenas medias y gruesas en las estaciones mas costeras (textura areno limosa) y disminuye hacia limos y arcillas, hacia mar adentro en la zona sur y centro. En la zona norte (Golfo de Ulloa), el tamaño de grano dominante fue $<63\ \mu\text{m}$ y aumenta hasta $\sim 140\ \mu\text{m}$ (arenas medias) hacia mar adentro.
2. Las mayores concentraciones de C_{org} , N_{org} y P_{org} estuvieron asociadas a tamaños de grano fino; mientras que, en las estaciones donde se presentaron tamaños de grano grueso, las concentraciones fueron bajas. El BSi y CaCO_3 mostraron cierta independencia del tamaño de grano. Las altas concentraciones de componentes biogénicos están asociadas a la zona profunda donde el déficit de OD favorece la preservación de la MOS. La ZOM está contribuyendo a la preservación de los componentes orgánicos en los sedimentos.
3. El C_{org} y N_{org} mostraron una distribución espacial similar, mientras que el P_{org} , BSi y CaCO_3 presentaron una distribución independiente de los dos componentes biogénicos anteriores. Al parecer, el P_{org} esta asociado a los sedimentos ricos en carbonatos, lo que influencia su distribución espacial.
4. Las altas concentraciones de CaCO_3 en los sedimentos superficiales de las estaciones profundas en Golfo de Ulloa están relacionadas a la presencia de un ooze calcáreo de foraminíferos.
5. Los procesos degradativos que pueden afectar el material orgánico en hundimiento y su potencial conservación en el sedimento está influenciado principalmente por la profundidad, la concentración de OD en la columna de agua y sedimento y el tamaño de grano. Estos factores influyen directamente en la composición, cantidad y calidad de la MO depositada en los sedimentos.
6. La razón C:N y el $\delta^{13}\text{C}$ indicaron que la MO es de procedencia marina, dominada por una fuente fitoplancton. Las razones C:P, N:P y BSi:C coinciden con lo reportado en otros trabajos sobre la degradación diferencial de los componentes de la MO, donde el P_{org} y N_{org} son los primeros en ser degradados, seguidos por

el C_{org} y finalmente el BSi. La razón BSi:C indicó que las diatomeas fueron contribuyentes importantes de MO al sedimento.

7. Los resultados de este trabajo muestran que los altos contenidos de MO reportados para este sitio coinciden con los reportados por otros autores para PNOM y otros márgenes afectados por una ZOM o condiciones con déficit de OD (subóxicas o anóxicas), como en las costas de Chile y Perú, Cuenca Cariaco, entre otras. Reforzando la hipótesis que supone a las ZOM como reservorios de CO_2 atmosférico, no solo en la forma de C_{org} sino como $CaCO_3$.
8. La tasa de enterramiento de C_{org} sugiere que solo el 2 a 5% de la productividad primaria en la columna de agua es preservada en el sedimento. Estas estimaciones son concordantes con los valores de 3 o 4% calculados para los márgenes continentales del mundo.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Aguíñiga, S., A. Sánchez and N. Silverberg. 2010. Temporal variations of C, N, $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{15}\text{N}$ inorganic matter collected by a sediment trap at Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, SW Gulf of California. *Continental Shelf Research*, doi:10.1016/j.csr.2010.07.005
- Allen, J. T., L. Brown, R. Sanders, C. M. Moore, A. Mustard, S. Fielding, M. Lucas, M. Rixen, G. Savidge, S. Henson and D. Mayor. 2005. Diatom carbon export enhanced by silicate upwelling in the northeast Atlantic. *Nature*, 437: 728-732.
- Altabet, M. A. 2001. Nitrogen isotopic evidence for micronutrient control of fractional NO_3^- utilization in the equatorial Pacific. *Limnol. Oceanogr.*, 46: 368–380.
- Alvarez-Borrego, S. 2007. Principios generales del ciclo del carbono en el océano, p. 11-20. En: Hernández-De la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (Eds.) *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, CICESE.
- Anderson, F. Ø. and W. Helder. 1987. Comparison of oxygen microgradients, oxygen flux rates and electron transport system activity in coastal marine sediments. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 37: 259-264.
- Arnarson, T. S. and R. G. Keil. 2001. Organic-mineral interactions in marine sediments studied using density fractionation and X-ray photoelectron spectroscopy. *Organic Geochemistry*, 32: 1401-1415.
- Archer, D. E., J. L. Morford and S. Emerson. 2001. A model of suboxic sedimentary diagenesis suitable for automatic tuning and gridded global domains. *Global Biogeochem. Cycles* 16:10.1029/2000BG001288
- Archer, D. E. 2003. Biological fluxes in the ocean and atmospheric P_{CO_2} , p. 257-291. In: Elderfield, H. (Ed.) *Treatise on Geochemistry, The Oceans and Marine Geochemistry*, Vol. 6. Holland.
- Asper, V. L. 1985. Accelerated settling of particulate matter by 'marine snow' aggregates. Doctoral thesis. Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts Institute of Technology, 203 p.

- Aspila, K. I., H. Agemian and A. S. Y. Chau. 1976. A semi-automated method for the determination of inorganic, organic and total phosphate in sediments. *Analyst* 101:187–197.
- Atkinson, M. J. and S. V. Smith. 1983. C:N:P ratios of benthic marine plant. *Limnol. Oceanogr.*, 28: 568-574.
- Baird, M. E. and J. H. Middleton. 2004. On relating physical limits to the carbon: nitrogen ratio of unicellular algae and benthic plants. *Journal of Marine Systems*, 49: 169– 175.
- Banta, G. T. y O. Andersen. 2003. Bioturbación y el destino de los contaminantes de sedimentos. Estudios de casos experimentales de especies seleccionadas de infauna. *Vie Milieu*, 53: 233-248.
- Bauerfeind, E. and B. V. Bodungen. 2006. Underestimation of biogenic silicon flux due to dissolution in sediment trap samples. *Marine Geology*, 226: 297– 306.
- Beaulieu, S. E. 2002. Accumulation and fate of phytodetritus on the sea floor. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, 40, 171-232.
- Berger, A. 1992. *Le Climat de la Terre*. Un passé pour quel avenir?. De Boeck-Wesmael. S.A. 479 p.
- Benández, P., R. Prego, G. Franés and R. González-Alvarez. 2005. Opal content in the Ría de Vigo and Galician continental shelf: biogenic silica in the muddy fraction as an accurate paleoproductivity proxy. *Continental Shelf Research*, 25:1249–1264
- Boyd, P. W. and T. W. Trull. 2007. Understanding the export of biogenic particles in oceanic waters: Is there consensus? *Progress in Oceanography*, 72: 276–312.
- Böning, P., H. Brumsack, M. E. Böttcher, B. Schmetger, C. Kriete, J. Kallmeyer and S. L. Borchers. 2004. Geochemistry of Peruvian near-surface sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 4429–4451.
- Brandes, J. A., A. H. Devol and C. Deutsch. 2007. New developments in the marine nitrogen cycle. *Chem. Rev.*, 107:577-589.
- Brzezinski, M. A. 1985. The Si:C:N ratio of marine diatoms: Interspecific variability and the effect of some environmental variables. *J. Phycol.*, 21: 347-357.
- Burone, L., P. Muniz, A. M. S. Pires-Vanin and M. Rodrigues. 2003. Spatial distribution of organic matter in the surface sediments of Ubatuba Bay (Southeastern – Brazil). *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 75: 77-90.

- Cadée, G. C. 1985. Macroaggregates of *Emiliana huxleyi* in sediment traps. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 24: 193-196.
- Cai, W. and C. E. Reimers. 1995. Benthic oxygen flux, bottom water oxygen concentration and core top organic carbon content in the deep northeast Pacific Ocean. *Deep-Research*, 40: 1681-1699.
- Caldeira, K. and M. E. Wickett. 2003. Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, 425: 365.
- Calvert, S. E. and T. F. Pedersen. 1993 Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Mar. Geol.* 113: 67–88.
- Camalich-Carpizo, J., A. Sánchez, S. Aguíñiga, E. F. Balart, D. Auriolles-Gamboa y B. E. López-Ortiz. 2010. $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$ y razón elemental C:N de la materia orgánica en sedimentos superficiales en el Pacífico Nororiental Mexicano. *Biogeoscience* (Aceptado).
- Carriquiry, J. D. and A. Sánchez. 1999. Sedimentation in the Colorado River delta and Upper Gulf of California after nearly a century of discharge loss. *Marine Geology*, 158: 125-145.
- Carriquiry, J. D., A. Sánchez and V. F. Camacho-Ibar. 2001. Sedimentation in the Northern Gulf of California after the elimination of Colorado River discharge. *Sedimentary Geology*, 144: 37-62.
- Chávez, R. S. 2006. *El papel de los manglares en la producción de las comunidades acuáticas de Bahía Magdalena*, B. C. S. Tesis Doctoral, CICIMAR-IPN, La Paz, Baja California Sur, México. 143 p.
- Chen-Tung, A. C., L. Kon-Kee and R. Macdonald. 2003. Continental margin exchanges, p. 53-94. In: Fasham, M. J. R. (Ed.) *Ocean Biogeochemistry: The Role of the Ocean Carbon Cycle in Global Change*. Springer-Verlang Berlin–Heidelberg New York.
- Chester, R. 2003. Marine Geochemistry. Blackwell Science, London.
- Cifuentes, J. L., P. Torres y M. Frías. 1997. El océano y sus recursos IV. Oceanografía biológica. En la serie: *La ciencia desde México* (Ed.) Fondo de cultura económica, DF. 198 p.

- Codispoti, L. A., J. A. Brandes, J. P. Christensen, A. H. Devol, S. W. A. Naqvi, H. W. Paerl and T. Yoshinari. 2001. The oceanic fixed nitrogen and nitrous oxide budgets: moving targets as we enter the anthropocene?. *Sci. Mar.*, 65: 85–105.
- Conley, D. 1997. Riverine contribution of biogenic silica to the oceanic silica budget. *Limnology and Oceanography*, 42:774–777.
- Cooper, L. 1938. Redefinition of the anomaly nitrate-phosphate ratio. *Mar. Biol. Assoc. U. K. J.* 23:179.
- Cowie, G. 2005. The biogeochemistry of Arabian Sea surficial sediments: A review of recent studies. *Progress in Oceanography*, 65: 260–289.
- Cowie G. L., S. Mowbray, M. Lewis, H. Matheson and R. McKenzie. 2009. Carbon and nitrogen elemental and stable isotopic compositions of surficial sediments from the Pakistan margin of the Arabian Sea. *Deep-Sea Research II*, 56: 271–282.
- De Pablo, L. 1964. Las arcillas. Clasificación, identificación, usos y especificaciones industriales. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, 27: 49-92.
- Dean, W. E., Y. Zheng, J. D. Ortiz, and A. van Geen. 2006. Sediment Cd and Mo accumulation in the oxygen-minimum zone off western Baja California linked to global climate over the past 52 kyr. *Paleoceanography*, 21, PA4209, doi:10.1029/2005PA001239.
- Deevy, E. 1973. Sulfur, nitrogen and carbon in the biosphere. In: G.M. Woodwell y E.V. Peacan (Eds.). *Carbon and the biosphere*. USAEC, Washington D.C. p. 182-190.
- Del Amo, Y. and M. A. Brzezinski. 1999. The chemical form of dissolved Si taken up by marine diatoms. *J. Phycol.*, 35:1162-70.
- Eppley, R. W. and B. J. Peterson. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, 282: 677-680.
- Escobedo-Urias, D., A. Martínez-López, A. Jiménez-Illescas, A. E. Ulloa-Pérez y A. Zavala-Norzagaray. 2007. Intercambio de carbono orgánico particulado del sistema lagunar San Ignacio-Navachiste, Sinaloa, con el mar adyacente, p. 171-185. En: Hernández-De la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (Eds.) *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, CICESE, México, DF.

- Espinosa-Carreón, T. L., J. Cepeda-Morales y G. Gaxiola-Castro. 2007. Influencia de los procesos físicos en la producción de carbono orgánico frente a Baja California, p. 293-304. En: Hernández-De la Torre, B. y G., Gaxiola-Castro (Eds.) *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, CICESE, México, DF.
- Etnoyer, P., D. Canny, B. Mate, L. Morgan and G. Ellen. 2004. Persistent Pelagic Habitats in the Baja California to Bering Sea (B2B) Ecoregion. *Oceanography*, 17:90-101.
- Falkowski, P. G. 2000. Rationalizing elemental ratios in unicellular algae. *J. Phycol.*, 36: 3-6.
- Falkowski, P., R. Barber and V. Smetacek. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science*, 281: 200-206.
- Falkowski, P. G., E. A. Laws, R. T. Barber and J. W. Murray. 2003. Phytoplankton and their role in primary, new, and export production, p. 99-121. In: Fasham, M. J. R. (Ed.) *Ocean biogeochemistry: The role of the ocean carbon cycle in global change*. Springer-Verlag Berlin–Heidelberg New York.
- Faure, G. 1998. Principles and applications of geochemistry: a comprehensive textbook for geology students, Prentice Hall, New Jersey.
- Feely, R. A., C. L. Sabine, J. M. Hernandez-Ayon, D. Ianson and B. Hales. 2008. Evidence for Upwelling of Corrosive "Acidified" Water onto the Continental Shelf. *Science*, 320:1490-1492.
- Field, D. B. 2004. Variability in vertical distributions of planktonic foraminifera in the California Current: Relationships to vertical ocean structure. *Paleoceanography*, 19, PA2014, doi:10.1029/2003PA000970
- Figuerola, S., M. Marchant, S. Giglio y M. Ramírez. 2005. Foraminíferos bentónicos Rotalinidos del centro sur de Chile (36°S - 44°S). *Ambiente Acuático*, Gayana 69: 329-363
- Flanagan, L. B., J. R. Ehleringer and D. E. Pataki. 2005. Stable isotopes and biosphere-atmosphere interactions: processes and biological controls. Elsevier Academic, London, Great Britain, 318 p.
- Fleming, R. 1940. The composition of plankton and units for reporting populations and production. *Pacific. Sci. Congr. Calif. Proc.*, 6th 1939 3: 535-540.

- Fornes, W. L., J. D. Demaster, L. A. Levin and N. E. Blair. 1999. Bioturbation and particle transport in California slope sediments: a radiochemical approach. *J. Mar. Res.*, 57:335-355.
- Gächter, R. and J. S. Meyer. 1993. The role of microorganisms in mobilization and fixation of phosphorus in sediments. *Hydrobiology*, 253: 103-121.
- Ganeshram, R. S., T. F. Pedersen, S. E. Calvert and J. W. Murray, 1995. Evidence from nitrogen isotopes for large changes in glacial-interglacial oceanic nutrient inventories. *Nature* 376: 755-758.
- Ganeshram, R. S. and T. F. Pedersen. 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary palaeoclimate. *Paleoceanography*, 13: 634-645.
- Ganeshram, R. S., T. F. Pedersen, S. E. Calvert, G. W. McNeill and M.R. Fontugne. 2000. Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: Causes and consequences. *Paleoceanography*, 15: 361-376.
- García-Villalobos, F. J. y E. Escobar-Briones. 2007. Distribución espacial del carbono orgánico total en el sedimento superficial de la planicie abisal del Golfo de México, p. 117-128. En: Hernández-De la Torre, B. y G., Gaxiola-Castro (Eds.) *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, CICESE, México, DF.
- Garrison, T. 1993. *Oceanography: an Invitation to Marine Science*. Wadsworth Publishing Company, Belmont, California. 540 p.
- Garrison, T. 2007. *Oceanography: an invitation to marine science*. 6 Ed. Cengage Learning, Canada, 588 p.
- Gattuso, J. P., M. Frankignoulle, I. Bourge, S. Romaine, and R. W. Buddemeier. 1998. Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification. *Glob. Planet. Change*, 18: 37–46.
- González-Rodríguez, E. 2008. *Variabilidad de la productividad primaria en el Golfo de Ulloa, costa occidental de Baja California*. Tesis Doctoral, CICIMAR-IPN, La Paz, Baja California Sur, México. 156 p.
- Goñi, M. A. and J. I. Hedges. 1995. Sources and reactivities of marine-derived organic matter in coastal sediments as determined by alkaline CuO oxidation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 2956-2981.

- Goñi, M. A., K. C. Ruttenberg and T. I. Eglinton. 1998. A reassessment of the sources and importance of land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 3055–3075.
- Goñi, M. A., M. B. Yunker, R. W. Macdonald and T. I. Eglinton. 2000. Distribution and sources of organic biomarkers in arctic sediments from the Mackenzie River and Beaufort Shelf. *Marine Chemistry*, 71: 23–51.
- Goñi, M. A., D. M. Hartz, R. C. Thunell and E. Tappa. 2001. Oceanographic considerations for the application of the alkenone-based paleotemperature $U_{37}^{K'}$ index in the Gulf of California. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65: 545–557.
- Goñi, M. A., H. L. Aceves, R. C. Thunell, E. Tappa, D. Black, Y. Astor, R. Varela and F. Muller-Karger. 2003. Biogenic fluxes in the Cariaco Basin: A combined study of sinking particulates and underlying sediments. *Deep-Sea Res.*, 50: 781–807.
- Gordon, E. S., M. A. Goñi, Q. N. Roberts, G. C. Kineke and M. A. Allison. 2001. Organic matter distribution and accumulation on the inner Louisiana shelf west of the Atchafalaya River. *Continental Shelf Research*, 21: 1691–1721.
- Graco, M. I., J. Ledesma, G. Flores y M. Girón. 2007. Nutrientes, oxígeno y procesos biogeoquímicos en el sistema de surgencias de la corriente de Humboldt frente a Perú. *Rev. Peru. Biol.*, 14: 117- 128.
- Guíñez, M., J. Valdés y A. Siffedine. 2010. Variabilidad espacial y temporal de la materia orgánica sedimentaria, asociada a la Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO), en un ambiente costero del norte de la corriente de Humboldt, Bahía de Mejillones, Chile. *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 38: 242-253.
- Hartnett, H. E., R. G. Keil, J. I. Hedges and A. H. Devol. 1998. Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature*, 391:572-574.
- Havey, H. W. 1926. Nitrates in the sea. *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.* 14:71-88.
- Hasrizal, S., B. Y. Kamaruzzaman, I. Sakri, M. C. Ong and M. S. Noor-Azhar. 2009. Seasonal distribution of organic carbon in the surface sediments of the Terengganu nearshore coastal area. *American Journal of Environmental Sciences*, 5: 111-115.

- Haug, G. H., T. F. Pedersen, D. M. Sigman, S. E. Calvert, B. Nielsen and L. C. Peterson. 1998. Glacial/interglacial variations in productivity and nitrogen fixation in the Cariaco Basin during the last 550 ka. *Paleoceanography*, 13: 427– 432.
- Hendrickx, M. E. y D. Serrano. 2010. Impacto de la zona de mínimo de oxígeno sobre los corredores pesqueros en el Pacífico Mexicano. *Interciencia*, 35: 12-18.
- Herguera, J. C., T. Herbert, M. Kashgarian and C. Charles. 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.
- Hernández, T. S., O. F. Gómez y D. G. Verdugo. 2001. Dinámica del plancton en la región sur de la Corriente de California. *Rev. Biol. Trop.* 49: 15-30.
- Hernández-Ayón, J.M., V.F. Camacho-Ibar, A. Mejía-Trejo, y A. Cabello-Pasini. 2007. Variabilidad del CO₂ total durante eventos de surgencia en Bahía San Quintín, Baja California, México, p. 187-200. En: Hernández-De la Torre, B. y G., Gaxiola-Castro (Eds.) *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, CICESE, México, DF.
- Hickey, B. M. 1998. Coastal oceanography of western North America from the tip of Baja California to Vancouver Island. *The Sea*, 11: 345-393.
- Hickey, B. M. and T. C. Royer. 2001. California and Alaska Currents. In: Steele, J. H., K. K. Turekian and S. A. Thorpe. (Eds.). *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, 1: 368-379.
- Hoefs, J. 2004. *Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 244 p.
- Honda, M. C. 2003. Biological pump in Northwestern North Pacific. *Journal of Oceanography*, 59: 671-684.
- Honjo, S. and S. J. Manganini. 1993. Annual biogenic particle fluxes to the interior of the North Atlantic Ocean studied at 34°N 21°W and 48°N 21°W. *Deep-Sea Res. II* 40: 587–607.
- Honjo, S., S. J. Manganini, R. A. Krishfield and R. Francois. 2008. Particulate organic carbon fluxes to the ocean interior and factors controlling the biological pump: A synthesis of global sediment trap programs since 1983. *Progress in Oceanography*, 76: 217–285.

- Hu, J., P. Peng, G. Jia, B. Mai and G. Zhang. 2006. Distribution and sources of organic carbon, nitrogen and their isotopes in sediments of the subtropical Pearl River estuary and adjacent shelf, Southern China. *Marine Chemistry*, 98: 274–285.
- Hutchings, L., G. C. Pitcher, T. A. Probyn and G. W. Bailey. 1995. The chemical and biological consequences of coastal upwelling in the Ocean: Modern processes and ancient records, p. 65–82. In: Summerhayes C.P., K., Emies, M.V., Angel, R.L., Smith y R.L., Zeitzshel (Eds.) *Upwelling in the Ocean. Modern Processes and Ancient Records*, England.
- Ingalls, A. E., R. C. Aller, C. Lee and S. G. Wakeham. 2004. Organic matter diagenesis in shallow water carbonates sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68: 4363–4379.
- Jahnke, R. A. 1996. The global ocean flux of particulate organic carbon: areal distribution and magnitude. *Global Biogeochem. Cycles* 10: 71-88
- Juárez-Badillo, E. y A. Rico-Rodríguez. 1974. *Mecánica de suelos*. Ed. Limusa, México, DF.
- Kastner, T. P. and M. A. Goñi. 2003. Constancy in the vegetation of the Amazon Basin during the late Pleistocene: Evidence from the organic matter composition of Amazon deep sea fan sediments. *Geology*, 31: 291–294.
- Kennett, J. P. 1982. *Marine Geology*. Prentice-Hall, New York, 752 p.
- Kemp, A. E. S. 1996. *Palaeoclimatology and palaeoceanography from laminated sediments*. Geological Society Special Publication, 116:7-12.
- Lam, P., G. Lavika, M. M. Jensena, J. van de Vossenbergb, M. Schmidb, D. Woebkena, D. Gutiérrez, R. Amanna, M. S. M. Jettenb and M. M. M. Kuypersa, 2009. *Revising the nitrogen cycle in the Peruvian oxygen minimum zone*. PNAS, 106: 4752-4757.
- Lambe, T. W. y R. V. Whitman. 1997. *Mecánica de suelos*. Editora Limusa. México.
- Leblanc, K., B. Quéguiner, P. Raimbault and N. Garcia. 2005. Efficiency of the silicate pump at a coastal oligotrophic site in the Mediterranean Sea. *Biogeosciences*, 2: 219–229.

- Levin, L. A. 2003. Oxygen minimum zone benthos: Adaptation and community response to hypoxia. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, 41: 1–45.
- Lochte, K, R. Anderson, R. Francois, R. A. Jahnke, G. Shimmield and A. Vetrov. 2003. Benthic processes and the burial of carbon, p. 195-216. In: Fasham, M. J. R. (Ed.) *Ocean Biogeochemistry: The role of the ocean carbon cycle in Global Change*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Lomstein, B. A., J. Niggemann, B. B. Jørgensen and A. T. Langerhuus. 2009. Accumulation of prokaryotic remains during organic matter diagenesis in surface sediments off Peru. *Limnol. Oceanogr.*, 54: 1139–1151.
- López-Calderón, J., H. Manzo-Monroy, E. Santamaría del Ángel, R. Castro, A. González-Silvera y R. Millán-Núñez. 2006. Variabilidad de mesoescala del Pacífico Tropical Mexicano mediante datos de los sensores Topex y SeaWifs. *Ciencias Marinas*, 32: 539-549.
- Lluch-Belda, D. 2000. Centros de actividad biológica en la costa occidental de Baja California, 49-64. En: Lluch-Belda, D., S. E. Lluch-Cota, J. Elorduy y G. Ponce (Eds.), BAC Centros de Actividad Biológica del Pacífico Mexicano. CICIMAR, CIB, CONACYT, La Paz, BCS, México.
- Lui, K. K., L. Atkinson, T. A. Chen, S. Gao, J. Hall, R.W. Macdonald, L. T. McManus and R. Quiñones. 2000. Exploring continental margin carbon fluxes on a global scale. *Eos Trans.*, 81: 641-644.
- Lukkari, K., M. Leivuori, H. ValLuis and A. Kotilainen. 2009. The chemical character and burial of phosphorus in shallow coastal sediments in the northeastern Baltic Sea. *Biogeochemistry*, 94:141–162.
- Lynn, R. and J. Simpson. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 92: 12947-12966
- Margalef, R. 1974. *Ecología*. Omega, Barcelona. 951 p.
- Martin-Jézéquel, V., M. Hildebrand and M. A. Brzezinski. 2000. Silicon metabolism in diatoms: Implications for growth. *J. Phycol.*, 36: 821-840.
- Martínez-Gaxiola, M. D., R. Sosa-Ávalos y G. Gaxiola-Castro. 2007. Producción de carbono orgánico de los mares mexicanos (1998-2005), p. 251-266. En:

- Hernández-De la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (Eds.) *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. INE, CICESE, México, DF.
- Martínez-López, A., D. A. Siqueiros-Beltrones y N. Silverberg. 2004. Transporte de diatomeas bentónicas sobre la plataforma continental en frente de la parte sur de la península de Baja California. *Ciencias Marinas*, 30: 503-513.
- McManus, L., 1988, Grain size determinations and interpretation. In: Tucker, M. (Ed.), *Techniques in Sedimentology*: Oxford, Blackwell.
- Meysman, F. J. R., O. S. Galaktionov, B. Gribsholt and J. J. Middelburg. 2006. Bio-irrigation in permeable sediments: advective pore water transport induced by burrow ventilation. *Limnol. Oceanogr.* 51:142–156.
- Molina, V., L. Farías, M. Graco, C. Rivera, L. Pinto and V. A. Gallardo. 2004. Benthic nitrogen regeneration under oxygen and organic matter spatial variability off Concepción (~36°S), central Chile. *Deep-Sea Research II* 51: 2507–2522.
- Montalvo, J. F. 2006. Caracterización química de los sedimentos superficiales de las bahías de Cárdenas y Santa Clara, Archipiélago Sabana-Camagüey, Cuba. *Serie Oceanológica*, 2: 23-33.
- Mortlock, R. A. and P. N. Froelich. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research Part A* 36: 1415–1426.
- Muller-Karger, F. E., R. Varela, R. Thunell, R. Luerksen, C. Hu and J. J. Walsh. 2005. The importance of continental margins in the global carbon cycle. *Geophysical Research Letters*, 32, L01602, doi:10.1029/2004GL021346
- Nameroff, T. J., L. S., Balistrieri and J. W. Murray. 2002. Suboxic trace metal geochemistry in the eastern tropical North Pacific. *Geochim. Cosmochim. Acta*: 66: 1139-1158.
- Nelson, D. M., P. Treguer, M. A. Brzezinski, A. Laynaert and B. Queguiner. 1995. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochem. Cycles* 9: 359–372.
- Niggemann, J., T. Feldman, B. Lomstein, J. Kallmeyer and C. Schubert. 2007. How depositional conditions control input, composition, and degradation of organic

- matter in sediments from the Chilean coastal upwelling region. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71: 1513-1527.
- Obeso-Nieblas, M., J. H. Gaviño-Rodríguez y A. R. Jiménez-Illescas. 1999. Modelación de la marea en el sistema lagunar Bahía Magdalena-Almejas, B.C.S., México. *Oceánides* 14:79-88.
- Ortiz, J. D., S. B. O'Connell, J. DelViscio, W. Dean, J. D. Carriquiry, T. Marchitto, Y. Zheng and A. van Geen. 2004. Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 ky: *Geology*, 32:521-524.
- Pan, L. A., J. Zhang and L. H. Zhang. 2007. Picophytoplankton, nanophytoplankton, heterotrophic bacteria and viruses in the Changjiang Estuary and adjacent coastal waters. *Journal of Plankton Research.*, 29: 187-197.
- Parker, R. H. 1964. Zoogeography and ecology of some macro-invertebrates, particularly mollusks, in the Gulf of California and the continental slope off Mexico. *Vidensk. Medd. Dan. Naturhist. Foren.* 126: 1-178.
- Paropkari, A. L., 1990. Geochemistry of sediments from the Mangalore–Cochin shelf and upper slope off southwest India: geological and environmental factors controlling dispersal of elements. *Chemical Geology*, 81:99–119.
- Paropkari, A. L. s/a. Productivity variations, oxygen minimum zone and their impact on organic enrichment in the sediments.
- Paytan, A. 2008. Ocean Paleoproductivity, p. 644-651. In: Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Vivien Gornitz, (Ed.) *Encyclopedia of Earth Science Series*. Kluwer Academic Publishers.
- Pérez, M. E., C. D. Charles and Berger, W.H. s/a. Late Quaternary productivity Fluctuations off Angola: Evidence from benthic foraminifers, site 1079. In: Wefer, G., W. H. Berger and C. Richter (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, 175: 1-19.
- Prakash-Babu, C. and B. Nagender-Nath. 2005. Processes controlling forms of phosphorus in surficial sediments from the eastern Arabian Sea impinged by varying bottom water oxygenation conditions. *Deep-Sea Research II*, 52: 1965–1980.

- Quigg, A., Z. V. Finkel, A. J. Irwin, Y. Rosenthal, T. Ho, J. R. Reinfelder, O. Schofield, F. M. M. Morel and P. G. Falkowski. 2003. The evolutionary inheritance of elemental stoichiometry in marine phytoplankton. *Nature*, 425: 291-294.
- Raven, J. A. and P. G. Falkowski. 1999. Oceanic sinks for atmospheric CO₂. *Plant Cell Environ.*, 22: 741-755.
- Rao, C. M., G. V. Rajamanickam, A. L. Paropkari and P. S. N. Murty. 1978. Distribution of phosphate in sediments of the northern half of the western continental shelf of India. *Indian Journal of Marine Sciences*, 7: 146–150.
- Rebolledo, L., H. E. González, P. Muñoz, J. L. Iriarte, C. B. Lange, S. Pantoja and M. Salamanca. 2010. Siliceous productivity changes in Gulf of Ancud sediments (42°S, 72°W), southern Chile, over the last ~150 years. *Continental Shelf Research*, doi:10.1016/j.csr.2010.06.015
- Redfield, A. C. 1934. On the proportions of organic derivatives in sea water and their relation to the composition of plankton. In: Daniel, R. J. (Ed.) *James Johnstone Memorial Volume*. University Press of Liverpool, p. 177-192.
- Redfield, A. C. 1958. The biological control of chemical factors in the environment. *Am. Sci.*, 46: 205-221.
- Redfield, A., B. Ketchum and F. Richards. 1963. The influence of organism on the composition of sea water. In: M. Hill (Ed.). *The Sea. Interscience*, New York, p. 26-76.
- Ragueneau, O., N. Dittert, P. Pondaven, P. Tréguer and L. Corrin. 2002. Si/C decoupling in the world ocean: Is the Southern Ocean different? *Deep-Sea Res. II* 49: 3127–3154.
- Renjith, K. R. and N. Chandramohanakumar. 2007. Geochemical characteristics of surficial sediments in a tropical estuary, south-west India. *Chemistry and Ecology*, 23: 337–345.
- Revsbech, N. P., L. Hauer Larsen, J. Gundersen, T. Dalsgaard, O. Ulloa and B. Thamdrup. 2009. Determination of ultra-low oxygen concentrations in oxygen minimum zones by the STOX sensor, *Limnol. Oceanogr.: Methods*, 7: 371–381.
- Riley, J. J. and R. Chester. 1971. *Introduction to Marine Chemistry*. Ed. Academic Press Inc. Londres, 465 p.

- Romero-Ibarra, N. 2005. *Primeras observaciones de la naturaleza en partículas en sedimentación en el Golfo de San Lorenzo (Canadá)*. Tesis Doctoral, CICIMAR-IPN, La Paz, Baja California Sur, México, 134 p.
- Rullkötter, J. 2000. Organic matter: the driving force for early diagenesis. In: H.D. Schulz and M. Zabel (Ed.). *Marine geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, p. 129-172.
- Ruttenberg, K. C and M. A. Goñi. 1997. Phosphorus distribution, C:N:P ratios, and $\delta^{13}\text{C}_{\text{oc}}$ in arctic, temperate, and tropical coastal sediment: tool for characterizing bulk sedimentary organic matter. *Marine Geology*, 139: 123-145.
- Sánchez, G. E., S. Pantoja, C. B. Lange, H. E. González and G. Daneri. 2008. Seasonal changes in particulate biogenic and lithogenic silica in the upwelling system off Concepción (~36°S), Chile, and their relationship to fluctuations in marine productivity and continental input. *Continental Shelf Research*, 28: 2594–2600.
- Sánchez, A. y J. D. Carriquiry. 2007a. Acumulación de C_{org} , N_{org} , P_{org} y BSi en la Margen de Magdalena, B.C.S., México durante los últimos 26 ka. *Ciencias Marinas*, 33: 23-35.
- Sánchez, A. y J. Carriquiry. 2007b. Flujos de carbono orgánico sedimentario a lo largo del margen continental del Pacífico Nororiental Mexicano durante los últimos 50 000 ka., p. 427-436. En: Hernández-De la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (Eds.) *Carbono en Ecosistemas acuáticos de México*, INE, CICESE, México, DF.
- Scheffer, F. und P. Schachtschabel. 1984. *Lehrbuch der Bodenkunde*. Enke Verlag, Stuttgart, 442 p.
- Schneider, B., R. Schlitzer, G. Fischer and E. M. Nothig. 2003. Depth-dependent elemental compositions of particulate organic matter (POM) in the ocean. *Global Biogeochem. Cycles* 17, 1032, doi:10.1029/2002GB001871.
- Schuffert, J. D., M. Kastner and R. A. Jahnke. 1998. Carbon and phosphorus burial associated with modern phosphorite formation. *Marine Geology*, 146: 21-3.
- Shipe, R. F., U. Passow, M. A. Brzezinski, W. M. Graham, D. K. Pak, D. A. Siegel and A. L. Alldredge. 2002. Effects of the 1997–98 El Niño on seasonal variations in

- suspended and sinking particles in the Santa Barbara basin. *Progress in Oceanography*, 54: 105–127.
- Silva, N., J. Maturana, J. I. Sepúlveda y R. Ahumada. 1998. Materia orgánica, C y N, su distribución y estequiometría, en sedimentos superficiales de la región norte de los fiordos y canales australes de Chile (Crucero CIMAR Fiordo 1). *Cienc. Tecnol. Mar*, 21: 49-74.
- Silva, N. y M. I. Astorga. 2010. Textura, materia orgánica y composición química elemental (C y N) de sedimentos marinos superficiales de la zona Puerto Montt a Boca del Guafo (Norpatagonia chilena). *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 38: 1-14.
- Silverberg, N., F. Aguirre, S. Aguíñiga y N. Romero. 2006. Flujo vertical de material particulado en la Cuenca Alfonso, Bahía de la Paz, durante 2002. *Ciencias Marinas*, 32: 73-82.
- Silverberg, N., A. Martínez, S. Aguíñiga, J. D. Carriquiry, N. Romero, E. Shumilin and S. Cota. 2004. Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current in late 1996 and during the El Niño event of 1997-1998. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59: 575-587.
- Smith, S. V., S. E. Ibarra-Obando, V. Díaz-Castañeda, F. J. Aranda-Manteca, J. D. Carriquiry, B. N. Popp and O. Gonzalez-Yajimovich. 2008. Sediment organic carbon in Todos Santos Bay, Baja California, Mexico. *Estuaries and Coasts*, 31:719–727.
- Steens, T. N. F., G. Ganssen and Kroon. 1992. Oxygen and carbon isotopes in planktonic foraminifera as indicators of upwelling intensity and upwelling-induced high productivity in sediments from the northwestern Arabian Sea. In: Summerhayes, C. P., Prell, W. L. y Emeis, K. C. (Eds). *Upwelling system: Evolution since the early Miocene*. Geological Society Special Publication, 64: 107-119.
- Stein, R. 1991. Accumulation of organic carbon in marine sediments. Results from the Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag Berlin, 34: 217.
- Stott, L. D., W. Berelson, R. Douglas and D. Gorsline. 2000. Increased dissolved oxygen in Pacific intermediate waters due to lower rates of carbon oxidation in sediments. *Nature*, 407:367- 370.

- Stramma, L., G. C. Johnson, J. Sprintall and V. Mohrholz. 2008. Expanding Oxygen-Minimum Zones in the tropical oceans. *Science*, 320: 655-658.
- Strickland J. D. H. and T. R. Parsons. 1968. A practical handbook of seawater analysis. Pigment analysis. *Fish. Res. Bd. Canada Bull.*, 167 p.
- Thunell, R. C. 1998 Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep-Sea Res.*, 45: 2059–2083.
- Thunell, R. and L. R. Sautter. 1992. Planktonic foraminiferal faunal and stable isotopic indices of upwelling: a sediment trap study in the San Pedro Basin, Southern California Bight. In: Summerhayes, C. P., Prell, W. L. and Emeis, K. C. (Eds). *Upwelling system: evolution since the early Miocene*. Geological Society Special Publication 64: 77-91.
- Thunell, R., C. Benitez-Nelson, F. Muller-Karger, L. Lorenzoni, K. Fanning, M. Scranton, R. Varela and Y. Astor. 2008. Si cycle in the Cariaco Basin, Venezuela: Seasonal variability in silicate availability and the Si:C:N composition of sinking particles. *Global Biogeochem. Cycles*, 22, GB4001, doi:10.1029/2007GB003096.
- Tréguer, P. L. Legendre, R. T. Rivkin, O. Ragueneau and N. Dittert. 2003. Water Column Biogeochemistry below the Euphotic Zone, p. 145-156. In: Fasham, M. J. R. (Ed) *Ocean Biogeochemistry: The Role of the Ocean Carbon Cycle in Global Change*, Springer.
- Tyrrell, T. 1999. The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production. *Nature*, 400: 525–531.
- Valdés, J., A. Sifeddine, L. Ortlieb and C. Pierre. 2009. Interplay between sedimentary organic matter and dissolved oxygen availability in a coastal zone of the Humboldt Current System; Mejillones Bay, northern Chile. *Marine Geology*. doi:10.1016/j.margeo.2009.07.004
- Van Geen, A., Y. Zheng, J. M. Bernhard, K. G. Cannariato, J. D. Carriquiry, W. E. Dean, B. W. Eakins, J. D. Ortiz and J. Pike. 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography*, 18: 1098.
- Walsh, J.J. 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature*, 350: 53-55.

- Williams, R. G. and M. Follows. 2003. Physical transport of nutrients and the maintenance of biological production, 19-51. In: Fasham, M. J. R. (Ed) *Ocean Biogeochemistry: The Role of the Ocean Carbon Cycle in Global Change*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Zaitsev, O., O. Sánchez-Montante y C. J. Robinson. 2007. Características del ambiente hidrofísico de la plataforma continental y zona oceánica adyacente al sistema lagunar Bahía Magdalena-Almejas, 29-43. En: Funes-Rodriguez, R., J., Gómez-Gutiérrez y R., Palomares-García (Eds.). *Estudios Ecológicos de Bahía Magdalena*, CICIMAR-IPN, La Paz, BCS, México.
- Zaytsev, O., R. Cervantes-Duarte, O. Sánchez-Montante and A. Gallegos-García. 2003. Coastal upwelling activity of the Pacific shelf of Baja California peninsula. *J. Oceanogr.*, 59:489-502.
- Ziebis, W., M. Huettel and S. Forster. 1996. Impact of biogenic sediment topography on oxygen fluxes in permeable seabeds. *Marine Ecology Progress Series*, 140: 227-237.
- Zonneveld, K. A. F., G. J. M. Versteegh, S. Kasten, T. I. Eglinton, K.C. Emeis, C. Huguet, B. P. Koch, G. J. de Lange, J. W. de Leeuw, J. J. Middelburg, G. Mollenhauer, F. G. Prahl, J. Rethemeyer and S. G. Wakeham. 2010. Selective preservation of organic matter in marine environments; processes and impact on the sedimentary record. *Biogeosciences*, 7: 483–511.

ANEXO I

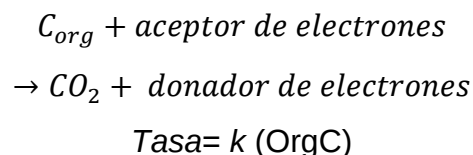
Factores que controlan el enterramiento de la materia orgánica

a) Morfología del fondo

Mundialmente, el enterramiento de materia orgánica en los sedimentos es logrado en gran parte en un área relativamente pequeña del piso marino, en aguas costeras de la plataforma y la talud continental. Hay muchas razones para esto. Primero, las tasas de producción primaria tienden a ser altas en las aguas costeras, en parte por los procesos de surgencias costeras (Zaytsev et al., 2003), y en parte por los aportes rivereños (Pan et al., 2007) y el reciclamiento de fuentes de nutrientes como el hierro. Tasas de acumulación de material abiótico tales como minerales de arcilla en órdenes de magnitud más alta en los sedimentos de la línea de costa que en el océano abisal, lo que promueve el enterramiento de la materia orgánica. Segundo, la eficiencia, con la cual la materia orgánica se transfiere a los sedimentos, es más alta en las aguas costeras, ya que la columna de agua es más delgada, minimizando la degradación de la materia orgánica en hundimiento. También, el mismo fitoplancton de las zonas costeras tiende a ser más grande que las formas pelágicas, incrementando la eficiencia de exportación. Las tasas altas de producción primaria tienden a encontrarse sobre la plataforma oceánica o justo en el quiebre de la plataforma, y las surgencias costeras se manifiestan más fuertemente. Sin embargo, las concentraciones de C_{org} en sedimentos arenosos de la plataforma se encuentran en razones frecuentemente bajas (Archer, 2003; Chen-Tung et al., 2003).

b) Tasa de degradación cinética

Debido a que la mayoría de los procesos químicos y físicos que controlan la degradación de la materia orgánica están determinados por la biología, la mayoría de ellos determinados por modelos con propósitos teóricos. En primer orden tenemos una tasa constante para la reacción de degradación en sí misma:



donde la k es la tasa constante, en unidades de tiempo inverso. Se ha encontrado que las tasas de degradación son independientes de la concentración del aceptor de electrones (e. g., O_2) hasta que la concentración de O_2 alcance algún nivel crítico bajo ($\sim \mu M$). Esta dependencia es llamada cinética de Monod, estas formulaciones de tasas cinéticas se vuelven importantes si la tasa constante para la degradación orgánica difiere para diferentes aceptores de electrones. La degradación óxica, en particular, aparenta ser más rápida que la degradación por sulfatos, pero ésta está confinada a la zona oxigenada en la parte superior de los sedimentos (Figura IA).

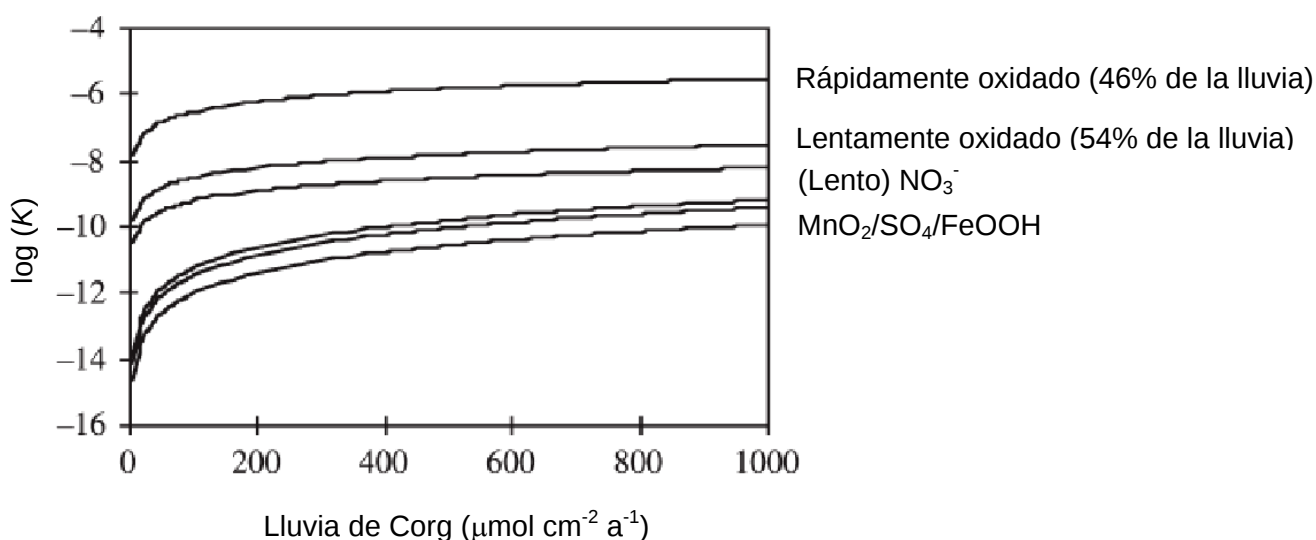


Figura IA. Modelo de tasas de respiración constante para varios aceptores de electrones (O_2 , NO_2 , Mn, Fe y S), y para dos fracciones de la lluvia de materia orgánica al piso marino (fracción rápida mostrada solo para el O_2) (tomada de Archer, 2003).

La tasa constante de degradación orgánica puede ser estimada en campo, a partir de datos de agua intersticial (perfiles de oxígeno con microelectrodos de alta resolución) o a partir de incubaciones en laboratorio. Esta tasa constante varía ampliamente, con valores de varios órdenes de magnitud, mayor en la plataforma y la pendiente que en los sedimentos abisales. Esta tasa constante ha sido parametrizada en función de la tasa total de acumulación de sedimento, la lluvia de carbono orgánico, y la edad media de la materia orgánica sedimentaria. De hecho, no hay un solo tipo de materia orgánica en los sedimentos, pero existen modelos y

trabajos de campo en los cuales con al menos dos tipos de materia orgánica sus cinéticas de degradación difieren por varios órdenes de magnitud (Archer, 2003).

c) Bioturbación

Otro proceso relevante mediado biológicamente es la bioturbación. Los efectos de la alimentación, la construcción de madrigueras y el aumento en la ventilación de los sedimentos a causa de estas actividades por la fauna endobentónica y epibentónica, es conocido como bioturbación (Figura IB), la cual modifica las propiedades físicas y los procesos biogeoquímicos del sedimento y ha sido el foco de muchas investigaciones y revisiones cuidadosas (e. g., Fornes *et al.*, 1999; Levin, 2003; Meysman *et al.*, 2006).

La bioturbación de partículas por los organismos endobentónicos tiene como consecuencia la redistribución de la materia orgánica dentro de los sedimentos. Es especialmente relevante en el mezclado de la materia orgánica lábil a las capas más profundas de los sedimentos, contribuyendo con el proceso de descomposición anaeróbica. Del mismo modo, la bioturbación devuelve la materia orgánica refractaria que fue enterrada en los sedimentos profundos a los sedimentos superficiales óxicos lo que aumenta su descomposición. De hecho, la oscilación entre zonas aeróbicas y anaeróbicas puede estimular la descomposición de la materia orgánica en una medida mayor que la exposición constante a cualquier condición aeróbica y anaeróbicas por sí sola (Ziebis *et al.*, 1996; Banta y Andersen, 2003; Sánchez *et al.*, 2008).

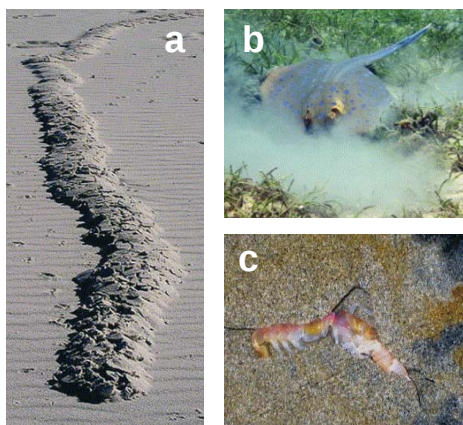


Figura IB. Bioturbación resultado de diversos rangos de actividad de diferentes organismos: a) túnel creado por *Thomomys talpoides macrotis* un topo pequeño; b) hoyos de alimentación atribuidos a la actividad de rayas y mantarrayas, en este caso se presenta a la raya de puntos azules *Taeniura lymma*; c) en los ambientes marinos, los bioturbadores predominantes son los gusanos poliquetos y crustáceos excavadores, como el camarón excavador (*Neotrypaea californiensis*) (tomada y modificada de Meysman *et al.*, 2006).

Es importante mencionar también que cuando el proceso de bioturbación está ausente en depósitos sedimentarios es tomado como una fuerte evidencia de subanoxia y anoxia durante la depositación (van Geen *et al.*, 2003). En general, las escalas de la tasa de bioturbación es muy similar a la de respiración del carbono orgánico, incrementándose en aguas someras, mientras que en aguas más profundas la bioturbación parece ser menos variable (Archer, 2003).

d) Irrigación del agua intersticial

La irrigación del agua intersticial es el intercambio de un soluto químicamente con el agua sobreyacente resultado de las acciones de la macrofauna bentónica, quienes bombean el agua sobreyacente a través de sus túneles dentro del sedimento (Archer, 2003). Cuando los organismos asociados a fondo crean redes de madrigueras en la zona anóxica en sedimentos, ya sean en cuerpos de agua dulce o marinos, se enfrentan con un problema metabólico. Para suministrar oxígeno y eliminar metabolitos y sustancias tóxicas, los organismos bentónicos limpian activamente sus madrigueras con el agua sobreyacente, formando una red de transporte tridimensional que penetra e irriga el sedimento circundante, similar a un sistema de venas y de arterias. Los gradientes de concentración más fuertes se presentan cerca de la pared del túnel, lo que incrementa el intercambio difusivo entre la madriguera y el agua intersticial circundante. En sedimentos arenosos, el agua de los túneles de los organismos bentónicos es bombeada activamente en el sedimento, creando así un flujo y una irrigación advectiva. Ambos mecanismos de irrigación, ya sea por difusión o advección, creando parches biogeoquímicos, estimulando la diversidad microbiana dentro del sedimento (Meysman *et al.*, 2006).

Las tasas de irrigación pueden ser determinadas comparando la tasa total de incorporación de oxígeno, a partir de cámaras de flujos béticos, con tasas de incorporación difusiva, a partir de microelectrodos, los cuales se asume que son independientes de cualquier influencia en la irrigación. En general, la irrigación en el agua intersticial se vuelve más insignificante o por lo menos no medible en sedimentos abisales (Archer, 2003).

e) Oxígeno

La visión tradicional de la dependencia del oxígeno sobre las concentraciones del carbono orgánico de los sedimentos cambio en 1980 por mediciones de laboratorio de la degradación de fitoplancton usando O_2 y el SO_4^{2-} como aceptores de electrones (Ziebis *et al.*, 1996). Sin embargo, la tasa de degradación constante derivada de datos de campo difiere entre ellos lentamente con la profundidad, en valores tan diferentes de hasta cinco o seis órdenes de magnitud (Figura 1A). En relación a esto Calvert y Pederson (1993) compararon concentraciones de C_{org} entre condiciones óxicas y anóxicas (Mar Negro) y concluyeron que el oxígeno desempeñaba un papel pequeño en lo referente a la preservación del C_{org} . Posteriormente, Archer *et al.* (2001) y Archer (2003) trabajando con datos de una amplia variedad de locaciones, encontraron una dependencia de la concentración de O_2 sobre la lluvia de carbono orgánico al piso marino.

f) Protección por adsorción física

Este se deriva de observaciones en las que la concentración de materia orgánica en sedimentos parece estar inversamente correlacionada con el tamaño de grano del sedimento, a fin de mantener una razón constante de la concentración de carbono orgánico en el área superficial de los granos de sedimento, donde la materia orgánica puede ser extraída químicamente de la superficie de las arcillas (Arnarson y Keil, 2001; Archer, 2003).

Tabla de valores promedio del $\delta^{13}\text{C}$ para diferentes reservorios

Tipo de reservorio	$\delta^{13}\text{C}$	Referencia
Medio terrestre		
Vegetación terrestre (C_3)	-22 ‰ a -30 ‰	Faure, 1998
Hierbas tropicales	-10 ‰ a -14 ‰	Faure, 1998
CO_2 Atmosférico	-7.8 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Margenes continentales		
Plantas intermareales C_3 y C_4	-27 ‰ a -13 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Mangle	-27.3 ‰	Chávez, 2006
Pastos marinos	-10 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Macroalgas	-15 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Océano profundo		
Fitoplancton	-22 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Zooplancton	-20 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Vertebrados (Peces)	-17 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Carbono inorgánico disuelto (CID)	0 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Carbono orgánico disuelto (COD)	-23 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
CaCO_3	0 ‰ a +1 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Materia orgánica en sedimentos recientes	-22 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Materia orgánica en sedimentos antiguos	-27 ‰	Flanagan <i>et al.</i> , 2005
Materia orgánica en sedimentos superficiales ZOM	-19 a -21 ‰	Cowie, 2005
Gas metano	-50 ‰	Hoefs, 2004

La tabla anterior muestra los valores del $\delta^{13}\text{C}$ en diferentes reservorios. Los valores son muy negativos en la materia orgánica, tanto continental como marina. El metano, por su origen biológico es muy pobre en ^{13}C . Por eso los períodos en los que el carbono sedimentado es pobre en este isótopo puede delatar la existencia de grandes escapes o emisiones de este gas.

ANEXO II

Diagrama ternario para arenas, limos y arcillas para los sedimentos superficiales del margen oceánico sur-occidental de la PBC, México.

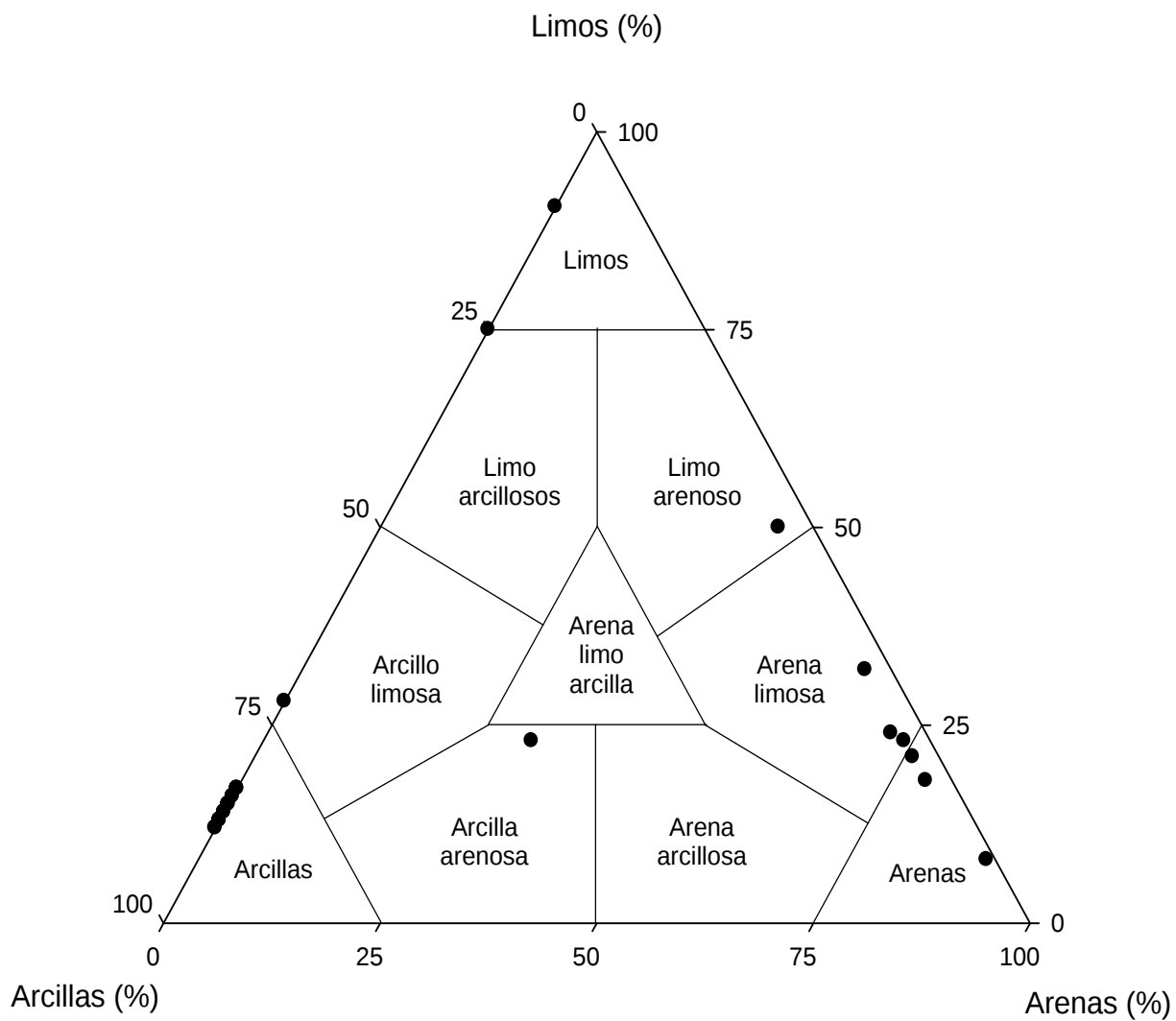


Tabla IIA. Estadística básica para los datos de toda el área de estudio O₂ disuelto, C_{org}, N_{org}, P_{org}, CaCO₃, BSi y tamaño de grano medio, en sedimentos superficiales del margen sur-occidental de la PBC. DS: desviación estándar. Datos de O₂ disuelto de van Geen *et al.* (2003).

	[*] O ₂ disuelto (μmol/kg)	C _{org} (g/kg)	N _{org} (g/kg)	P _{org} (mg/kg)	BSi (g/kg)	CaCO ₃ (g/kg)	Tamaño de grano medio (μm)
Máximo	268	145	16	1547	175	640	289
Mínimo	1	2	0.2	59	31	29	0.8
Promedio	54	43	5	599	76	158	43
Mediana	12	27	3	542	78	93	1
DS	77	43	5	383	24	164	72

Tabla IIB. Estadística básica para los datos de las estaciones de muestreo localizadas fuera de la ZOM: O₂ disuelto, C_{org}, N_{org}, P_{org}, CaCO₃, BSi y tamaño de grano medio, en sedimentos superficiales del margen sur-occidental de la PBC. DS: desviación estándar. Datos de O₂ disuelto de van Geen *et al.* (2003).

	O ₂ disuelto (μmol/kg)	C _{org} (g/kg)	N _{org} (g/kg)	P _{org} (mg/kg)	BSi (g/kg)	CaCO ₃ (g/kg)	Tamaño de grano medio (μm)
Máximo	268	96	10	1231	93	292	289
Mínimo	32	2	0.2	100	36	29	1
Promedio	130	17	2	508	68	91	66
Mediana	114	17	0.8	353	73	68	1
DS	81	25	3	365	17	72	99

Tabla IIC. Estadística básica para los datos de las estaciones en la ZOM: C_{org}, N_{org}, P_{org}, CaCO₃, BSi y tamaño de grano medio, en sedimentos superficiales del margen sur-occidental de la PBC. DS: desviación estándar. Datos de O₂ disuelto de van Geen *et al.* (2003).

	O ₂ disuelto (μmol/kg)	C (g/kg)	N (g/kg)	P (mg/kg)	BSi (g/kg)	CaCO ₃ (g/kg)	Tamaño de grano medio (μm)
Máximo	27	145	16	1547	175	640	93
Mínimo	1	2	0.3	59	31	33	0.8
Promedio	8	58	7	665	81	202	25
Mediana	5	63	7	628	78	118	1
DS	7	44	5	393	27	192	36

Tabla IID. Valores máximo, mínimo, promedio, mediana y desviación estándar (DS) de las razones molares C:N (C_{org}/N_{org}), C:P (C_{org}/P_{org}), N:P (N_{org}/P_{org}), BSi:C (ópalo biogénico/ C_{org}) y $\delta^{13}C$ de la MOS en estaciones de toda el área de estudio en la costa sur-occidental de la PBC, México.

	C:N	C:P	N:P	BSi:C	$\delta^{13}C$ (‰)
Máximo	14	894	92	9	-21
Mínimo	8	12	1	0.4	-24
Promedio	11	155	16	4	-23
Mediana	11	54	4	4	-23
DS	2	263	28	3	1

Tabla IIE. Valores máximo, mínimo, promedio, mediana y desviación estándar (DS) de las razones molares C:N (C_{org}/N_{org}), C:P (C_{org}/P_{org}), N:P (N_{org}/P_{org}), BSi:C (ópalo biogénico/ C_{org}) y $\delta^{13}C$ de la MOS en estaciones ubicadas fuera de la ZOM en la costa sur-occidental de la PBC, México.

	C:N	C:P	N:P	BSi:C	$\delta^{13}C$ (‰)
Máximo	14	894	92	14	-20
Mínimo	8	5	0.6	0.2	-24
Promedio	11	192	19	3	-22
Mediana	11	79	7	2	-22
DS	1	236	25	3	1

Tabla IIF. Valores máximo, mínimo, promedio, mediana y desviación estándar (DS) de las razones molares C:N (C_{org}/N_{org}), C:P (C_{org}/P_{org}), N:P (N_{org}/P_{org}), BSi:C (ópalo biogénico/ C_{org}) y $\delta^{13}C$ de la MOS en estaciones en la ZOM de la costa sur-occidental de la PBC, México.

	C:N	C:P	N:P	BSi:C	$\delta^{13}C$ (‰)
Máximo	12	633	65	14	-21
Mínimo	8	5	0.6	0.2	-23
Promedio	10	218	22	3	-22
Mediana	10	155	14	1	-22
DS	1	219	22	3	1